197

П. П. ТИМОФЕЕВ

ГЕОЛОГИЯ И ФАЦИИ ЮРСКОЙ УГЛЕНОСНОЙ ФОРМАЦИИ ЮЖНОЙ СИБИРИ

ACADEMY of SCIENCES of the USSR

GEOLOGICAL INSTITUTE

P. P. TIMOFEEV

GEOLOGY AND FACIES OF JURASSIC COAL MEASURES IN SOUTHERN SIBERIA

Transactions, vol. 197

PUBLISHING OFFICE «NAUKA»

MOSCOW 1969

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

П. П. ТИМОФЕЕВ

ГЕОЛОГИЯ И ФАЦИИ ЮРСКОЙ УГЛЕНОСНОЙ ФОРМАЦИИ ЮЖНОЙ СИБИРИ

Труды, вып. 197

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА 1969

УДК 550:551.762(571.16+571.17+571.51+571.53)

Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири. Тимофеев П. П. Труды Геологического института АН СССР, вып. 197, 1969 г.

В монографии на основе детального литолого-фациального и формационного анализа разработана новая корреляционная стратиграфическая схема юрских угленосных отложений и дано палеогеографическое обоснование особенностей развития юрской флоры на территории Южной Сибири. Рассмотрен общий структурный план Южной Сибири, обосновано выделение Ангаро-Чулымского мезозойского прогиба и прослежена история его геологического развития. Приведены минералого-петрографическая характеристика юрских пород и их терригенно-минеральные ассоциации, а также показана приуроченность последних к определенным этапам накопления осадков юрской угленосной формации и возможные их материнские породы. Изложена методика литолого-фациального анализа и дана детальная характеристика и особенности строения литогенетических типов, фаций и макрофаций аллювиальных, делювиально-пролювиальных, озерных и озерно-болотных, торфяных (гумусовые угли), сапропелевых и морских (эпиконтинентальный морской бассейн) отложений, слагающих юрскую угленосную формацию Южной Сибири.

Таблиц 24. Библ. 605 назв. Иллюстраций 140.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

акад. *А. В. ПЕЙВЕ* (главный редактор),
К. И. КУЗНЕЦОВА, акад. *В. В. МЕННЕР*, *П. П. ТИМОФЕЕВ*

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР
Л. Н. БОТВИНКИНА

EDITORIAL BOARD:

Academician *A. V. PEIVE* (Chief Editor),
K. I. KUZNETSOVA, Academician *V. V. MENNER*, *P. P. TIMOFEEV*

RESPONSIBLE EDITOR
L. N. BOTVINKINA

2-9-3
№231—1969 г.(II)

Посвящается памяти
дорогого учителя —
Юрия Аполлоновича
Жемчужникова

ВВЕДЕНИЕ

За последние годы геологическая наука в целом претерпела значительные не только количественные, но и качественные изменения во всех без исключения своих областях. Расширение общего фронта геологических (поисково-разведочных, съемочных, геофизических, тематических) работ привело к накоплению огромного фактического материала, обобщение которого укоренившимися приемами уже не всегда и не во всем давало необходимые результаты. Поэтому исследователи стали больше внимания обращать на глубину его проработки, в процессе которой стали возникать более новые, преимущественно детальные методы как полевых работ, так и камеральной обработки материалов. Последней во многом способствовало использование различных физических, химических и математических методов изучения строения пород и выяснения особенностей преобразования их минерального и органического вещества в процессе литогенеза.

Все это привело к тому, что геологов уже не всегда удовлетворяли наблюдаемые ими только видимые внешние связи разнообразных природных явлений, поскольку знание их еще не является пониманием их сути. Задача состояла в том, чтобы посредством внешних связей и детального изучения первичных (генетических) признаков осадков познать их генезис, на основе которого можно было бы раскрыть внутреннюю сущность природных процессов и установить их законы.

Поэтому не случайно, что в настоящее время все более первостепенное значение приобретают комплексные исследования и прежде всего те, с помощью которых можно и необходимо решать генетические вопросы. В геологии осадочных отложений — это выяснение условий осадконакопления, знание которых должно в значительной мере облегчить расшифровку проблемы расчленения и сопоставления отложений, понимание истории возникновения и развития тектонических структур, а также закономерностей размещения полезных ископаемых в определенных палеогеографических и структурных элементах земной коры при соответствующих климатических условиях.

Таким комплексным и новым разделом в геологии, несомненно, является *учение об осадочных формациях*. Оно зародилось почти одновременно в тектонике (Н. С. Шатский) и литологии (Н. М. Страхов). Это обусловило прежде всего тектонический и седиментологический подходы к изучению осадочных формаций как геологических тел с определенными временными и пространственными параметрами. Известно, что основополагающими факторами образования формаций являются палеотектоника, палеогеография, палеоклимат и вещество. Последнее выступает как фактор, определяющий геохимический облик формаций (кларковые и рудные концентрации элементов). Автор полагает, что в настоящее время существуют необходимые и достаточные условия для разработки единого учения о геологических формациях,

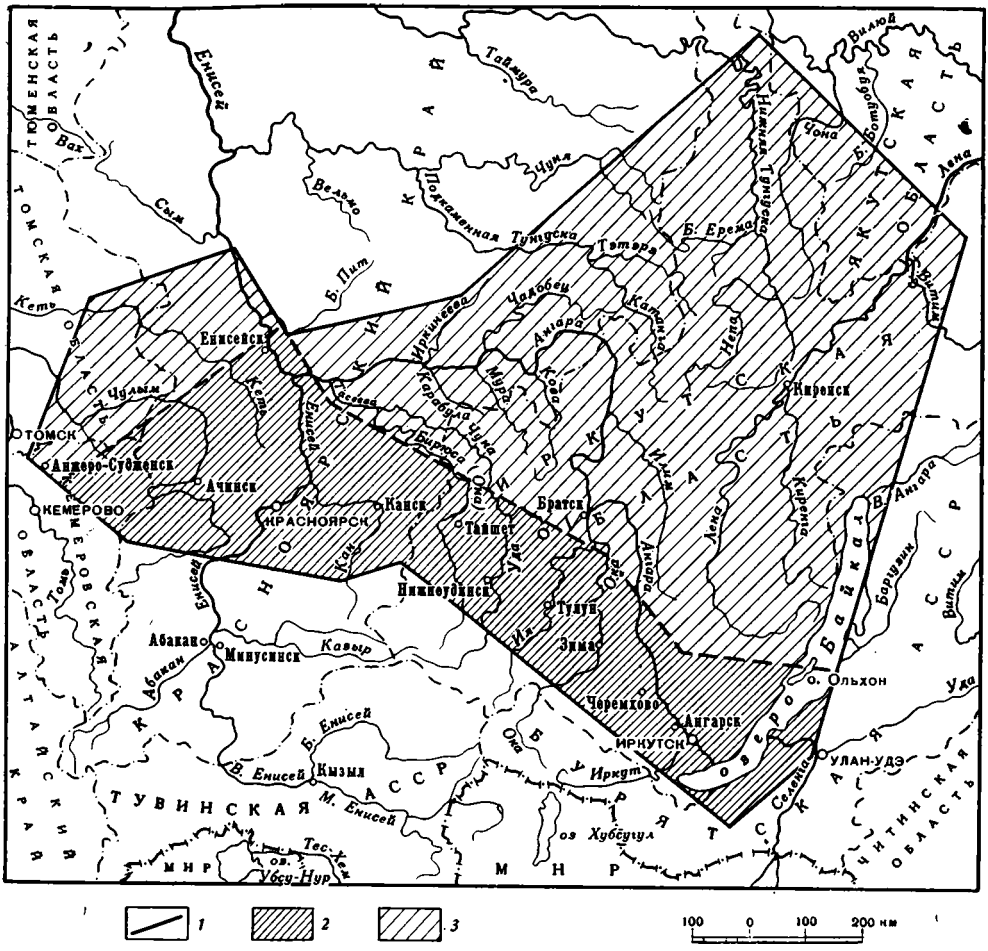
которое должно в равной мере основываться на всех четырех взаимно связанных и обусловливающих друг друга факторах.

Одним из наиболее благоприятных объектов, на котором можно совершенствовать и разрабатывать детали учения о геологических осадочных формациях, являются, по глубокому убеждению автора, угленосные отложения. Они охватывают значительный отрезок геологической истории Земли — от девона до наших дней, наиболее широко распространены в различных структурах земной коры, а также имеют весьма полифациальное строение, изменчивое не только в вертикальных разрезах, но и на площади. Кроме того, угленосные отложения по сравнению с другими более детально разведаны благодаря большому объему буровых работ, вследствие чего по ним накоплено много разнообразного и вполне достоверного фактического материала. Наконец, именно на угленосных отложениях разработано много новых детальных методов изучения строения и вещественного состава осадочных образований. К их числу прежде всего следует отнести метод литолого-фациального анализа, с помощью которого следует везде и всегда начинать всякое исследование любого геологического объекта, если необходимо при этом выяснить историко-геологические условия его формирования.

Автор детально исследовал угленосные формации различных регионов Советского Союза. В 1956—1960 гг. было проведено изучение юрских угленосных отложений обширной территории Южной Сибири (фиг. 1). Здесь описано около 300 разрезов по керну буровых скважин Иркутского[1] и Канско-Ачинского угольных бассейнов. Многие скважины, особенно по Иркутскому бассейну, вскрыли полный разрез юры, а остальные в основном подсекали или нижний угольный пласт и частично подстилающие его песчаники, гравелиты, иногда конгломераты, или тот пласт, на который производилась разведка участка или доразведка шахтного поля. По северо-западной части Канско-Тасеевской впадины были также описаны разрезы некоторых скважин, пробуренных в связи с поисковыми работами на нефть, соль и воду. Кроме того, автор просмотрел и в значительной мере использовал документацию разрезов юры по буровым скважинам (около 1000 скважин), выполненную в различное время сотрудниками поисковых и разведочных партий, работавших в пределах Ангаро-Чулымского прогиба Южной Сибири, в том числе в его северо-западной части — Тегульдетской, Киселевской и Максимоярской впадинах и Касском прогибе (Мариинская, Белогорская, Тегульдетская, Максимоярская и Касская опорные скважины). По северо-восточным районам прогиба (бассейны среднего течения Ангары и верховьев Подкаменной Тунгуски) автор не проводил полевых исследований, а ограничился просмотром фондовых отчетов и некоторых материалов полевых работ ВСЕГЕИ (М. Н. Благовещенская и Н. Н. Тазихин) и треста Аэрогеология (Н. В. Дренов и др.).

В результате обработки всего фактического материала было построено около 70 детальных фациальных профилей вдоль и вкрест простирания отложений юрской угленосной формации на территории Ангаро-Чулымского мезозойского прогиба, составлены палеогеографические карты, карты распространения терригенно-минеральных ассоциаций, частные и общие корреляционные стратиграфические схемы, карта мезозойской тектоники Южной Сибири, схемы строения формации и многие другие графические построения. Все эти материалы были положены в основу написания монографии «*Юрская угленосная формация Южной Сибири*». В дальнейшем, не нарушая ее строения, содержания и объема, она при издании была разделена на две книги, получившие самостоятельные названия: «*Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири*» и «*Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования*».

[1] В описании керна по центральному и частично северо-западному районам Иркутского угольного бассейна принимал участие также В. И. Копорулин (1961, 1962, 1964, 1966).



Фиг. 1. Обзорная схематическая карта Южной Сибири

1 — примерные контуры территории, на которой автором изучены юрские угленосные отложения, в том числе: *2* — районы детального литолого-фациального изучения отложений; *3* — районы изучения отложений по фондовым и опубликованным работам

В первой книге «Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири» дан краткий обзор геологического изучения юрских угленосных отложений, основные черты рельефа и гидросети Южной Сибири, а также изложена история их развития с мезозоя до наших дней. На основе детального литолого-фациального и формационного анализа, с учетом материалов по определениям остатков фауны, флоры и спорово-пыльцевых комплексов предложена разработанная автором новая корреляционная стратиграфическая схема юрских угленосных отложений и дано палеогеографическое обоснование особенностей развития юрской флоры на территории Южной Сибири. Рассмотрен общий структурный план Южной Сибири, обосновано выделение Ангаро-Чулымского мезозойского прогиба и прослежена история его геологического развития. Приведены минералого-петрографическая характеристика юрских пород и их терригенно-минеральные ассоциации, а также показана приуроченность последних к определенным этапам накопления осадков юрской угленосной формации и возможные их материнские породы. Изложена методика литолого-фациального анализа и даны детальная характеристика и особенности строения литогенетических типов, фаций и макро-

фаций аллювиальных, делювиально-пролювиальных, озерных и озерно-болотных, торфяных (гумусовые угли), сапропелевых (сапропелевые угли) и морских (эпиконтинентальный в целом или участками опресненный морской бассейн) отложений юрской угленосной формации Южной Сибири.

Во второй книге «Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования», являющейся непосредственным продолжением первой, изложены современное состояние учения о геологических осадочных формациях и основы методики формационного анализа угленосных отложений. Детально рассмотрены типы циклов и циклическое строение разреза, литолого-фациальная характеристика каждой подформации и строение формации в целом, особенности накопления осадков и углей в некоторых ландшафтных зонах, а также общая палеогеография юрской угленосной формации в пределах Ангаро-Чулымского прогиба. Дана генетическая классификация гумусовых углей, проанализированы типы угленакопления и обоснован прогноз угленосности на территории Южной Сибири. Разобраны особенности возникновения Ангаро-Чулымского мезозойского прогиба, его соотношение с Вилюйским прогибом и изложен общий характер развития Южной Сибири в мезозое. В заключение приведено краткое содержание методико-теоретических и региональных проблем, рассмотренных в данной монографии.

Эти две книги в целом представляют собой единое исследование, основным содержанием которого является дальнейшая разработка ряда методических и теоретических положений автора в области изучения угленосных отложений, с одной стороны, и решение конкретных региональных вопросов мезозойской истории Южной Сибири — с другой. Поэтому в целом данное исследование имеет два тесно взаимосвязанных и обусловливающих друг друга направления: м е т о д и к о - т е о р е т и ч е с к о е и р е г и о н а л ь н о е. Автор не отдает предпочтения ни одному из них, поскольку любые методические или теоретические выводы в процессе исследования сразу же использовались для последующего их синтеза и более крупных региональных обобщений. В конечном итоге это позволило автору кратко, с учетом своих предыдущих многолетних исследований в этой области, сформулировать основные положения формационного анализа угленосных отложений.

М е т о д и к о - т е о р е т и ч е с к о е н а п р а в л е н и е касается ряда положений, связанных с изучением угленосных отложений вообще и юрских на территории Южной Сибири в частности. Основные из них следующие.

Во-первых, большое внимание уделено результатам дальнейшего совершенствования и детальной разработке ряда аспектов метода литолого-фациального анализа, основы которого в виде фациально-циклического метода были заложены еще около 20 лет тому назад группой литологов Геологического института АН СССР (Л. Н. Ботвинкина, П. П. Тимофеев, А. П. Феофилова, В. С. Яблоков и др.) при участии и под руководством Ю. А. Жемчужникова, светлой памяти которого посвящаются эти две книги. Совершенствование метода шло по линии уточнения его структуры и содержания, привлечения дополнительных критериев для обоснования выделения литогенетических типов отложений и их фаций, установления их соотношений в пределах соответствующих ландшафтов, в разрезе и на площади обстановок осадко- и угленакопления, выделения новых литогенетических типов отложений и их фаций среди различных генетических групп отложений.

Во-вторых, автор полагает, что метод детального литолого-фациального анализа есть та необходимая предпосылка, которая обязательна для последующего формационного анализа любых осадочных образований, в частности угленосных отложений. Общие черты последнего весьма кратко уже были изложены автором ранее (Тимофеев, 1964). Здесь же его сущность сформулирована в более полном виде с приложением графической схемы. Одновременно дано уточнение всех терминов и объяснено их содержание. Последовательное применение методов литолого-фациального и формационного ана-

лиза создает все необходимые условия для познания историко-геологических закономерностей возникновения и последующего преобразования отложений угленосных формаций.

В-третьих, детальное литолого-фациальное изучение юрских угленосных отложений Южной Сибири и их формационный анализ имеют непосредственное отношение к решению ряда общих геологических вопросов. Так, например, к их числу относится создание общей и детальных стратиграфических схем (расчленение, сопоставление, возрастные соотношения), палеоструктурный анализ (время и место заложения структуры в целом и ее отдельных частей, их изменения в процессе седиментогенеза и последующего тектонического развития), установление соотношений осадко- и угленакопления с тектоническим режимом, выяснение количественных и качественных распределений органического вещества в пределах былых областей торфонакопления и прогноз ареалов его максимального накопления.

В-четвертых, генетический подход к изучению угленосных отложений в сочетании с их формационным анализом позволил автору еще в 1950 г. (Тимофеев, 1952) разработать основные принципы генетической классификации гумусовых углей. По мере накопления новых материалов по угольным бассейнам Советского Союза и некоторых зарубежных стран эта классификация совершенствовалась и уточнялась, и одновременно создавались классификации для отдельных бассейнов (Тимофеев, 1955а, б, 1956, 1960б, 1961, 1962). В дальнейшем на той же методической основе совместно с Л. И. Боголюбовой и при участии В. С. Яблокова (Тимофеев, Боголюбова, Яблоков, 1962; Тимофеев, Яблоков, Боголюбова, 1962) был разработан первый вариант генетической классификации гумусовых углей основных бассейнов СССР, который затем был дополнен и уточнен в процессе появления новых материалов (Тимофеев, Боголюбова, 1963, 1964, 1965а, б). Сюда же полностью вошли и генетические типы гумусовых углей Тувинского (Тимофеев, 1964), Канско-Ачинского и Иркутского угольных бассейнов (Тимофеев, 1963а, б, 1967).

Р е г и о н а л ь н о е н а п р а в л е н и е содержит решение конкретных вопросов мезозойской истории Южной Сибири. Посредством детального литолого-фациального изучения и формационного анализа установлено, что юрские отложения Южной Сибири образуют трансгрессивно построенную аллювиально-озерно-морскую угленосную формацию, накопление осадков которой происходило в Ангаро-Чулымском мезозойском прогибе. Формация подразделяется на четыре подформации, отвечающие определенным этапам развития прогиба в целом. Кроме того, выделяются градации, которые отражают особенности локального накопления осадков всей формации и развития прогиба, но уже в различных его регионах.

В составе юрской угленосной формации выявлены многочисленные литогенетические типы и их фации, образующие макрофации и генетические группы аллювиальных, делювиально-пролювиальных, озерных и озерно-болотных, болотных (гумусовые угли), сапропелевых (сапропелевые угли) и морских (в основном прибрежное и открытое мелководье эпиконтинентального морского бассейна) отложений. Изучение распределения всех этих образований на площади и в разрезе формации позволило составить схематические палеогеографические карты для начального и конечного этапов каждой подформации, выявить в них распределение терригенно-минеральных ассоциаций пород, установить направленное и все усиливающееся, прерывистое во времени от подформации к подформации смещение зон седиментации с северо-запада на юг, юго-восток и северо-восток, т. е. в глубь прогиба. Одновременно с этим выяснено распространение областей торфонакопления для каждой подформации, выделены три типа торфонакопления (озерный, долинный и дельтовый), а также зоны повышенной концентрации органического вещества (мощные угольные пласты), приуроченные к более устойчивым участкам прогиба, расшифрована связь между режимом тектонических движений

и особенностями разложения растительного материала при различных обстановках осадконакопления, составлена генетическая классификация гумусовых углей Ангаро-Чулымской мезозойской угленосной провинции Южной Сибири.

Формационный анализ дал возможность выявить особенности заложения Ангаро-Чулымского мезозойского прогиба в теле гетерогенной платформенной области, возникшей в конце палеозоя — начале мезозоя и располагавшейся на стыке консолидировавшихся в различное время структур (южной окраины дорифейской Сибирской платформы, северо-восточной и юго-западной частей байкалид Саяно-Байкальской области, северного окончания Саяно-Алтайской каледонской складчатой области и юго-востока эпипалеозойской Западно-Сибирской платформы), проследить историю этого прогиба в процессе накопления осадков и установить соотношения со смежными палеоструктурами, а также составить схему мезозойской тектоники Южной Сибири. Впервые предложено палеогеографическое обоснование развития юрской флоры на территории Южной Сибири. Это послужило основанием для создания новой стратиграфии отложений юры Иркутского бассейна и уточнения ее для Канско-Ачинского бассейна, сопоставления разрезов 35 районов Ангаро-Чулымского прогиба, разработки единой корреляционной стратиграфической схемы юрских отложений всей Южной Сибири. В заключение изложена история геологического развития Южной Сибири с мезозоя до наших дней.

Таким образом, монография в целом является научным исследованием, в котором на конкретном фактическом материале в значительной мере по-новому рассматриваются вопросы геологии Южной Сибири и развивается ряд методических и теоретических представлений автора в области литолого-фациального и формационного анализа угленосных отложений. Результаты этого исследования, по мнению автора, имеют значение для решения частных и общих проблем не только угленосных, но и других весьма многочисленных и разнообразных осадочных формаций, заключающих различные комплексы полезных ископаемых.

Глава I

КРАТКИЙ ОБЗОР ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ЮРСКИХ УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОЙ СИБИРИ

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Познанию природы и минеральных богатств территории Южной Сибири было посвящено более чем три с половиной века, хотя собственно геологическому изучению — не более века. За этот период был собран огромный фактический материал, изложенный в путевых очерках и заметках, в геологических отчетах, статьях и монографиях, многочисленных геологических и специализированных картах различного масштаба. Особенно большое количество данных было получено за годы Советской власти.

Несмотря на это, нельзя признать, что данная территория исследована равномерно; лучше изучены окружающие ее горные сооружения (Кузнецкий Алатау, Енисейский кряж, Восточный Саян, Байкальская горная страна), сложенные весьма разнообразными магматическими и осадочными комплексами докембрийских и палеозойских отложений. Горные страны по сравнению с равнинными или слабо расчлененными пространствами всегда больше привлекали путешественников и исследователей не только своей красотой и таинственностью, но и тем, что слагающие их породы хорошо обнажены, доступны для обзора и с давних времен славились минеральными богатствами. Мезозойские же отложения, выполняющие, как правило, современные платформенные или межгорные впадины и имеющие по сравнению с более древними образованиями небольшую мощность, почти всегда перекрыты четвертичными, иногда также третичными осадками, плохо обнажены и, естественно, были недоступны для изучения. Только после 30-х годов XX в., когда начались поисковые и разведочные работы на юрские угли, стал накапливаться фактический материал.

Анализ литературы по данному региону показывает, что подавляющее большинство статей и монографий посвящено изучению формирования докембрийских и палеозойских образований, а мезозойская история в них рассматривается (и то не во всех) лишь попутно, без достаточного обоснования, так сказать, для полноты картины. До самого последнего времени почти не было детальных литолого-фациальных и формационных исследований, которые были бы положены в основу построения мезозойской истории региона в целом. Однако и в настоящее время еще мало таких обобщающих монографий; преобладают более частные работы, в которых излагаются отдельные вопросы, касающиеся стратиграфии, тектоники, вещественного состава пород и углей, характера угленосности и других деталей строения юрских угленосных отложений тех или иных районов.

Талантливый русский геолог академик В. А. Обручев, посвятивший всю свою жизнь изучению Сибири, проделал огромную работу, прореферировав с

различной детальностью всю геологическую литературу по 1940 г. включительно. Он составил и опубликовал многотомный труд по истории геологического исследования Сибири, освещающий трактовку различными авторами вопросов стратиграфии, тектоники, литологии, магматизма, геохимии, полезных ископаемых, гидрогеологии, мерзлотоведения и других разделов геологической науки (Обручев, 1931, 1933, 1934, 1937, 1944, 1945а, б, 1959). Последующая история изучения Сибири с той или иной степенью подробности (в зависимости от цели исследования) изложена во многих региональных очерках и сводных работах, а также в отдельных тематических монографиях.

Это обстоятельство освобождает автора от описания общей истории геологической изученности Южной Сибири. В соответствии с целями данной работы ограничимся кратким рассмотрением только тех основных работ, в которых освещаются вопросы литолого-фациального изучения и формационного анализа юрских угленосных отложений, петрографического исследования вещества угольных пластов, а также историко-геологических особенностей формирования данного региона в мезозое. В ряде случаев будет обращено внимание также и на те региональные работы, которые имеют общетеоретическое значение для познания закономерностей геологического развития Южной Сибири в мезозое.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗУЧЕННОСТИ ЮРСКИХ УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

История геологического исследования Южной Сибири может быть подразделена на пять периодов, охватывающих отрезок времени с начала XVII в. по настоящее время [1]. Последние два периода (1918—1945 гг. и 1946 г.— настоящее время) здесь освещаются в более общих чертах, чем три предыдущих. Это связано с тем, что автор в последующих главах, по мере изложения результатов своих исследований, касающихся стратиграфии, тектоники и литологии юрских угленосных отложений Южной Сибири, детально останавливается на многих основных работах, которые имеют то или иное отношение к предмету исследования.

Первый период (XVII в.— 30-е годы XIX в.). Первые сведения о природе Южной Сибири, как и всей Сибири в целом, были получены из немногочисленных путевых заметок торговых людей, посольских и военных чиновников, отдельных путешественников и просто любознательных людей. Эти сведения имеются в дневниках Спафария (1675 г.), Избраида Идеса (1692 г.) и касаются описания рельефа, характера рек и других особенностей географии Сибири. Только у Избраида Идеса встречаются некоторые данные по геологии. Так, он отмечает, что около Иркутска на берегу реки есть пещера, которая в течение ряда лет сильно горела; возможно, это указывает на подземное горение угля.

Отрывочные сведения были получены и в результате путешествий Д. Мессершмидта (1723—1727 гг.) и И. Гмелина (1733—1742 гг.), путевые заметки которых по-прежнему содержали очень мало данных по геологии Южной Сибири. После тридцатилетнего перерыва были организованы экспедиции во главе с П. Палласом (1772—1776 гг.) и И. Георги (1772—1774 гг.), а также состоялись поездки отдельных ученых — Э. Лаксмана (1789 г.), Г. Сиверса (1796 г.), И. Германа (1783—1796 гг.), Яковлева (1810 г.) и др. Собранные ими материалы уже включали описания обнажений пород и им сопутствующих различных видов полезных ископаемых, в том числе углей. Так, Г. Сиверс отмечает, что по р. Оке, выше с. Зиминского, им были встре-

[1] Автор предлагает несколько иную периодизацию. В. А. Обручев по 1940 г. включительно выделяет пять периодов, автор — всего лишь четыре, причем четвертый — по 1945 г., а пятый период охватывает отрезок с 1946 г. по настоящее время.

чены пласты угля и следы былых пожаров. П. Паллас упоминает выходы пластов угля в 10 *км* от Красноярска, по дороге в дер. Коркино, и углистого сланца в устье р. Кубековой. Углеподобный землистый слой (выветрелый уголь) был встречен И. Германом в районе г. Енисейска при впадении ключа в р. Зырянку. Яковлев отметил широкое распространение пластов каменного угля по рекам Оке (у устья Тагны), Голуметь и в других местах, а Лаксман — у с. Черемхова. Таким образом, уже в XVII в. было установлено, что на огромных пространствах Южной Сибири между Томском и Байкалом и в ряде мест по Енисею встречаются горизонты, содержащие пласты угля.

Почти все исследователи Сибири останавливались на происхождении оз. Байкал. Так, П. Паллас считал, что оно представляет собой исполинскую щель, возникшую в результате раздвигания гор. И. Георги полагал, что пространство, заполненное Байкалом, не что иное, как продолжение обширной долины Верхней Ангары. По его мнению, не исключено, что именно на этом месте в результате провала и образовалось оз. Байкал.

Одной из своеобразных черт рассматриваемого периода является то, что за это время был собран не только некоторый еще разрозненный фактический материал, имеющий в основном описательный характер, но и сделана первая попытка его обобщения, воплощенная в созданной Палласом (1777 г.) теории образования гор, основанной на личных наблюдениях распределения и состава гор на огромном протяжении Европы и Северной Азии. Паллас в своих построениях следовал нептунистической теории Вернера и был ее активным защитником. Теория происхождения гор П.Палласа была воспринята многими исследователями Сибири и еще длительное время с небольшими изменениями и дополнениями повторялась у многих ученых — И. Георги, Патрэна, Ренованца и др. П. Паллас и И. Георги создали весьма схематизированную картину тектоники Сибири, которая в настоящее время представляет скорее исторический, чем научный, интерес, поскольку она далека от действительности. При описании гор Сибири И. Георги в своем труде «Описание Российского государства» (1797—1802 гг.) на юге Сибири выделяет «... Кузнецкий и Саянский хребты с ветвями последнего — Енисейским и Красноярским рудным, Монгольским с ветвью Байкальской, переходящей затем в Даурский...» (В. А. Обручев, 1913, стр. 149). Нептунистические построения Вернера — Палласа были господствующими во взглядах исследователей Сибири до 20—30-х годов XIX столетия, и этим определялось своеобразие всех геологических построений того времени.

Второй период (30-е годы XIX в.— 1888 г.). После некоторого затишья в течение последних 20—25 лет первого периода, обусловленного неспокойным внешним и внутренним политическим положением России, началась новая волна исследования Сибири. Последнее в значительной мере было обязано разрешению организации частного золотого промысла, что послужило мощным стимулом к появлению экспедиций и новых золотоискательских партий, а также к усилению потока отдельных исследователей. С этим периодом изучения Южной Сибири и смежных регионов связаны работы М. А. Злобина, С. Строльмана 2-го, О. А. Дейхмана, А. Эрмана, Э. К. Гофмана, Г. Пермикина, Н. Г. Меглицкого, А. Л. Чекановского, П. А. Кропоткина, И. Д. Черского, И. А. Лопатина, А. Е. Норденшильда, В.К. Златковского, И. Скороговорова, М. Ф.Кривошапкина, Н. Латкина и мн. др. Особое значение для познания мезозойской истории и характера юрского осадко- и угленакопления на территории Южной Сибири имели исследования А. Эрмана, А. Л. Чекановского и И. Д. Черского.

В результате проведенного изучения был получен значительный фактический материал, касающийся орографии и геологического строения отдельных регионов, в особенности хорошо обнаженных горных систем, с которыми связаны месторождения золота, серебра, свинца. За короткий промежуток времени были открыты новые богатые россыпи золота в Кузнецком Алатау,

Енисейском кряже и Бирюсинском районе Восточного Саяна. Равнинным пространствам, на которых в основном развиты все угленосные отложения, все еще уделялось мало внимания, и, как правило, они изучались вдоль трактов Красноярск — Иркутск, Красноярск — Минусинск, Красноярск—Енисейск, Иркутск — Якутск и некоторых других. Собранные за этот период большие коллекции фауны и флоры позволили уточнить возраст осадочных формаций и их соотношения в разрезе и на площади, что благотворно сказалось на разработке тектонических схем Сибири.

По-прежнему не было организовано специальных исследований на уголь, и все сведения об угленосности юрских отложений в основном собирались попутно. Однако за этот период накопилось немало материалов, характеризующих широкое распространение этих отложений на севере Минусинской котловины, юго-востоке Западной и юге Центральной Сибири. Так, М. А. Злобин (1835) обнаружил в районе Усолья-Сибирского пласт каменного угля мощностью 2,75 *м* (9 футов). Позднее О. А. Дейхман (1842) описал месторождение каменного угля на правом берегу Ангары, в районе с. Тельмы, указав при этом на условия залегания, мощность и качество угля, а также дал краткую характеристику вмещающих уголь пород.

А. Эрман в одной из статей (1843 г.), касающейся геогностических условий Северной Азии в связи с нахождением золота, относительно подробно описал эту огромную территорию и выделил пояс угленосной формации, который протягивается от Иркутска до Нижнеудинска и предположительно до Енисея. В северо-восточном направлении, по его мнению, отложения каменноугольной [1] формации исчезают, и уже на водоразделе Лены и Ангары выступают более древние отложения. При изучении енисейских, байкальских и бирюсинских золотых приисков Э. К. Гофман (1844) попутно отметил также широкое распространение угленосных отложений вдоль Восточного Саяна и Енисейского кряжа. В частности, им были описаны выходы «каменноугольной почвы» в среднем течении р. Бирюсы и в районе Троицкого солеваренного завода по р. Усолке. Д. Ф. Макеровский (1844) по пути из Красноярска в Иркутск отметил выходы «каменноугольной почвы» почти до самого Байкала. Н. Г. Меглицкий (1851), подтверждая выводы Э. Гофмана о широком развитии угленосных отложений на юге Сибири, указывал на их горизонтальное залегание и возможное озерное происхождение.

Гревинк, обработав геологические наблюдения Л. Э. Шварца (1864) по Минусинскому округу и сопоставив их с данными Палласа, Гмелина, Струльмана 2-го, Эрмана, Э. Гофмана и Кострова, дал геологическое описание и высказал соображения об условиях образования этих отложений. Касаясь мезозойской истории, Гревинк писал, что после поднятия палеозойских граувакковых формаций вновь возникло море, которое покрыло территорию севернее Красноярска, где отложились красные мергели, песчаники, серые известняки и конгломераты, относимые то к девонской, то к юрской формации. И. Скороговоров (1865) описал выходы отдельных пород на территории Енисейской губернии, в частности, серых песчаников у дер. Кубековой на Енисее (юрские песчаники), протягивающихся до с. Атамановского. Кроме того, им на правом берегу Енисея, ниже дер. Куворшиной, были обнаружены выходы пластов угля. Наличие последних на берегу Енисея вблизи Красноярска в 1876 г. также установил А. Е. Норденшильд. В более северных районах юга Центральной Сибири пласты угля были встречены М. Ф. Кривошапкиным (1862—1863) по р. Кове, в 200 *км* выше устья, а И. Скороговоровым (1865) — по р. Тасеевой у Троицкого солеваренного завода.

И. А. Лопатин (1876), изучая геологию вдоль р. Чулым и прилегающих районов, выявил, что южнее хр. Арга распространены каменноугольные (большей частью юрские), а севернее — третичные (миоценовые) отложения; воз-

[1] В дальнейшем их возраст был уточнен А. Л. Чекановским (1870, 1874) как юрский.

раст последних датирован О. Геером по отпечаткам растений, обнаруженным в большом количестве И. А. Лопатиным у дер. Симоновой, расположенной в 30 верстах севернее Ачинска. По Чулыму, в районах Балахты, Назарова и Боготола, он описал обнажения угленосных отложений и содержащихся в них угольных пластов.

Впервые на присутствие юрских отложений на севере Минусинской котловины указал П. А. Кропоткин (1875б). Он установил, что в верховьях р. Чулым известняки в северо-западном направлении сменяются песчаниками двух формаций: красными, вероятно, верхнесилурийского или нижнедевонского возраста, и серыми и желтыми — юрского, схожими с отложениями иркутской угленосной формации. Подобные сведения имеются и у многих других исследователей, подтверждающих широкое развитие юрских угленосных отложений на юге Сибири.

Большой интерес представляют систематические исследования А. Л. Чекановского по югу Иркутской губернии. Одним из важнейших его результатов следует считать вывод о юрском возрасте угленосной формации, которая ранее всеми считалась каменноугольной, и соответственно о послеюрском времени поднятия хребтов (Чекановский, 1870). В полном отчете А. Л. Чекановский (1874) высказал мысли о генезисе и дал более подробную характеристику юрских отложений и их соотношение с подстилающими формациями. По его данным, юрская угленосная формация сложена пятью ярусами различных сероцветных песчаников, участками переходящих в конгломераты, сланцеватых глин, пластов угля и конгломератов (нижняя часть четвертого яруса). Растительные остатки обнаружены во всех ярусах; из них хорошую сохранность имеют остатки второго яруса, по которым определяется возраст угленосной формации как юрский. Пласты угля значительной протяженности встречаются во всех ярусах за исключением конгломератового. А. Л. Чекановский, установив разный уровень залегания пород угленосной формации, объяснял это действием подземных сил, которые привели к волнообразным и складчатым изгибам пластов или сдвигам. Так, район Ользона поднят относительно Иркутска более чем на 186,5 *м* (612 футов). Различия в мощности юрской угленосной формации, по его мнению, обусловлены разрушительными действиями размыва, которым еще до отложения более молодых осадков были уничтожены значительные части разреза.

Прослеживая распространение юрской угленосной формации на площади юга Иркутской губернии, А. Л. Чекановский пришел к неправильному выводу о том, что к северу, в районах Балаганска и Верхоленья, формация изменяет свой цвет и состав и переходит в красноцветные и гипсоносные породы, имеющие здесь уже морской генезис, тогда как в районе Иркутска они накапливались в прибрежно-морских условиях. Это было сделано А. Л. Чекановским на том основании, что сероцветные и красноцветные отложения залегают на одной и той же высоте, перекрывают один и тот же известняк и, следовательно, фациально замещают друг друга в горизонтальном направлении, хотя в красноцветной юре фауна не была найдена; неустановлен им и их непосредственный переход друг в друга. К девонской формации он относит известняки, подстилающие как сероцветную, так и пестроцветную юру. Ниже залегают отложения силурийской формации.

На этот неверный вывод А. Л. Чекановского обратил внимание И. Д. Черский (1875), который установил, что в районе Тырети по р. Унге нижний ярус морских сероцветных угленосных песчаников залегает на красноцветных песчаниках (а не переходит в них, как утверждал А. Л. Чекановский), а последние — на известняках. Подобное соотношение этих отложений в районе Тырети не было замечено Э. К. Гофманом и А. Л. Чекановским, что позволило последнему считать красноцветные песчаники Балаганска тождественными угленосным песчаникам Предсаянья, поскольку те и другие лежат на известняках. И. Д. Черский (1876) показал, что балаганские красноцветные песчаники древнее иркутских угленосных и представляют собой

самостоятельную, вероятно, девонскую формацию, промежуточную между юрой и известняком (силур). К аналогичному выводу пришел П. А. Кропоткин (1875а), который отметил, что буроугольный песчаник в окрестностях Иркутска залегает частью на красных песчаниках, частью непосредственно на силурийском или девонском известняке; последний обнажается на водоразделе между Иркутском и Качугом, где его пласты изогнуты при поднятии. Причина ошибки А. Л. Чекановского заключается еще и в том, что им не были учтены особенности доюрского рельефа, которыми и объясняются подобные соотношения между юрскими отложениями, с одной стороны, и девонскими, силурийскими и кембрийскими — с другой.

В дальнейшем И. Д. Черский (1877) вновь рассмотрел вопрос о возрасте и соотношениях различных формаций, развитых в Иркутской губернии, чтобы окончательно выяснить противоречия между выводами А. Л. Чекановского, Н. Бакшевича, Н. Г. Меглицкого и П. А. Кропоткина. На основании определения фауны он считал, что красноцветная свита верхнего течения р. Нижней Тунгуски одновозрастна с красноцветными породами районов Балаганска и Верхоленья. Их возраст определяется как верхнесилурийский, возможно переходный к девонскому. По его мнению, юрский возраст иркутской угленосной формации не вызывает сомнения, а известняки, подстилающие красноцветные породы, и на Вилюе содержат также верхнесилурийскую фауну. Последующими наблюдениями И. Д. Черский (1885) показал, что иркутские сероцветные отложения северо-восточнее Иркутска (в 100 верстах от Иркутска по дороге на Качуг) с эрозионным размывом залегают на породах красноцветной свиты и очень часто заполняют в них углубления, промытые до подстилающих известняков.

Несмотря на то, что за этот период фактически не было организовано исследований по углю, все же был собран материал, который позволил Ф. Гохштеттеру (Hochstteter, 1876) опубликовать специализированный очерк Азии, где рассматривались вопросы будущих железных дорог и каменноугольных богатств. Несколько позже А. Кеппен (1877) перевел эту книгу на русский язык и дополнил ее списком месторождений угля Сибири с указанием их положения, возраста, занимаемой площади и запасов.

На юрский возраст иркутской угленосной формации указывал Н. Траутшольд (Trautschold, 1870), который отметил сходство растительных остатков из Усть-Балея на р. Ангаре с типичными юрскими видами Европы. В 1876 г. на немецком и в 1878 г. на русском языках было опубликовано О. Геером (1878) первое описание юрской флоры (56 видов) Иркутской губернии, собранной А. Л. Чекановским. О. Геер считал, что она характеризует бурую юру, т. е. доггер. В дальнейшем он определил растительные остатки новых сборов Гартунга и Маака с рч. Тапки и из Усть-Балея, после чего количество видов увеличилось до 63. Эти остатки также подтвердили среднеюрский возраст угленосных отложений.

Собранную А. Л. Чекановским флору с Нижней Тунгуски И. Шмальгаузен (Schmalhausen, 1876) вначале определил как каменноугольную: она, по его мнению, схожа с флорой Кузнецкого бассейна. В дальнейшем он вынужден был отказаться от этого вывода. Из новых сборов А. Л. Чекановского с Нижней Тунгуски И. Шмальгаузен (Schmalhausen, 1879) описал 26 видов растений, в том числе 18 новых и 8 общих с видами из Кузнецкого бассейна, и установил, что эта флора тождественна среднеюрской флоре Иркутского угольного бассейна, описанной О. Геером.

В. К. Златковский (1885), изучая геологию Красноярского и Канского округов, высказал мнение, что породы угленосной формации скорее всего имеют юрский возраст и аналогичны подобным же породам, развитым в Томской и Иркутской губерниях. Более подробные указания на юрский возраст угленосных отложений этих же районов имеются в работе Л. А. Ячевского (1886). Он отмечал, что залегающие в верховьях р. Усолки красные песчаники и глины в районе с. Христорождественского сменяются юрскими

песчаниками, имеющими значительное распространение; они обнажаются и в 15 верстах выше устья р. Усолки. Анализ распространения юрских угленосных отложений и их соотношений с подстилающими и покрывающими породами дал основание Л. А. Ячевскому не соглашаться со взглядами Э. К. Гофмана и А. Л. Чекановского; он, как и И. Д. Черский, П. А. Кропоткин и другие, считал, что здесь юрские песчаники, так же как и в Иркутской губернии, покрывают несогласно красноцветные породы, содержащие соленосные пласты.

Особый интерес представляет отчет И. Д. Черского (1888) о геологических исследованиях сибирского почтового тракта от оз. Байкал до Урала с дополнительными экскурсиями от Тулуна по рекам Ие и Оке к Падунскому порогу на Ангаре, от Ачинска на юг к Минусинску и по рекам Кану и Енисею. На основании изучения орографии местности И. Д. Черский выделил от Иркутска до р. Оби плоскую возвышенность и далее до Урала — низменность. Плоскую возвышенность он подразделяет на три террасы: высшую — от Иркутска до р. Бирюсы, где ее северо-западная часть от р. Уды до р. Бирюсы представляет собой склон к следующей террасе; среднюю — от р. Бирюсы до Ачинска; нижнюю — от Ачинска до р. Оби. Далее И. Д. Черский приводит довольно подробное описание геологического строения указанных выше орографических элементов, а в заключение — общий обзор геологии и соотношения формаций Сибири (по линии почтового тракта) от архейских пород до четвертичных отложений включительно. Рассматривая особенности распространения и положения архейских пород в структурах регионов, И. Д. Черский выделил между их массивами Иркутско-Канскую, Енисейскую, Чулымо-Обскую и Западно-Сибирскую (до Урала) мульды.

Касаясь мезозойской истории, И. Д. Черский отмечает, что широкое распространение юрских осадков указывает на озерный период плоской возвышенности. По его мнению, существовали три крупных озера: одно из них покрывало высшую террасу (Иркутский бассейн) и соединялось с Байкалом; второе располагалось в пределах средней террасы (Енисейский бассейн) и его отложения известны на больших площадях по рекам Топорку, Бирюсе, Тину, Усолке, между Каном и Енисеем и далее до Ачинска; третье озеро занимало нижнюю террасу (Томский бассейн).

Резко отличной точки зрения на генезис юрских отложений придерживался М. Неймайр (Neumayr, 1885). Он полагал, что в верхнеюрское время на большей части территории Сибири существовали морские условия седиментации, а на юге Сибири сушей являлась узкая полоса по северо-западному берегу Байкала и все Забайкалье. В дальнейшем С. Н. Никитин (1886), отметив ошибочные построения М. Неймайра, основанные на недостаточном знании русской литературы, показал действительное распространение морских и континентальных юрских отложений. Одновременно он указал на преимущественное развитие в Сибири с начала мезозоя континентальных отложений.

Заслуживает внимания высказывание Н. А. Версилова (1858) относительно слияния Ангары и Енисея. Основываясь на промерах, согласно которым площадь сечения Ангары больше площади сечения Енисея более чем в 5 раз (соответственно 1363 и 269 квадратных саженей), он считал, что не Ангара впадает в Енисей, а последний является притоком Ангары. Это, как увидим ниже, не лишено интереса, так как указывает на унаследованность части Ангары от гидрографической сети юрского времени.

Всех исследователей юга центральной Сибири и прилегающих регионов по-прежнему привлекал вопрос о происхождении Байкала — одной из загадок Сибири. В начале этого периода все еще преобладало мнение о его провальном образовании, которого и в дальнейшем придерживались Н. Г. Меглицкий, В. Дыбовский, Г. Годлевский и др. Так, Н. Г. Меглицкий (1855) предполагал, что Байкал приурочен к одной из долин между Хамар-Дабанским и Байкальским хребтами. Сток вод из Байкала образовался

в результате того, что некогда впадавшая в р. Иркут речка, занимавшая современное положение р. Ангары, своим верховьем постепенно перерезала высокий берег Байкала, из которого воды потекли по этой реке, образовав основное русло — современную р. Ангару, а р. Иркут превратилась в ее приток. В. Дыбовский и Г. Годлевский (В. А. Обручев, 1934), детально занимавшиеся в течение 1869—1876 гг. изучением Байкала, установили, что долины впадающих рек прослеживаются далеко под уровнем озера; это, по их мнению, указывает на недавнее опускание дна, а не на поднятие берегов.

И. Д. Черский (1886б), основываясь на детальном изучении берегов Байкала и колебаний уровня воды, пришел к выводу, что еще в послетретичное время водами озера были затоплены Тункинская долина и система долин р. Селенги. Это дало ему основание утверждать, что Байкал не является провалом в юрских осадках и тем более следствием плутонических и вулканических извержений; он всего лишь результат постепенного сокращения размеров досилурийского океана до современных. Большую глубину юго-западной части Байкала он объяснил медленным сжиманием синклинали, происходившим как в послесилурийские, так и в послеюрские периоды.

Таким образом, для второго периода в целом характерно не только постепенное накопление фактического материала и его простое изложение, но и обобщение наблюдений в виде отдельных очерков с приложением геогностических и петрографических карт, разрезов обнажений и профилей, кадастров месторождений углей, а также других материалов по геологическому строению изученных регионов. В тектонических построениях большинство исследователей Южной Сибири и прилегающих территорий все еще придерживалось плутонических взглядов Гюттона и его последователей — Буха, Гумбольдта и Эли-де-Бомона. Исключение составляет И. Д. Черский, который, по мнению В. А. Обручева (1934), в своих последних работах 80-х годов отошел от этих взглядов и объяснял складкообразование различных формаций, развитых на берегах Байкала, уже тангенциальным давлением. Впервые были обработаны коллекции флоры, позволившие установить на огромных пространствах от Томска до Байкала и от Восточного Саяна до центральных районов Сибирской платформы широкое развитие юрских угленосных отложений. Особый интерес представляют исследования А. Л. Чекановского и И. Д. Черского, которые выяснили основные черты и особенности строения юрских угленосных отложений, установили их соотношения с подстилающими и покрывающими формациями в разрезе и на площади а также высказали свои соображения о возможных условиях их седиментации.

Третий период (1889—1917 гг.). Последнее десятилетие XIX в. ознаменовалось наступлением новой эры в изучении Сибири: при Иркутском горном управлении начал работать первый правительственный геолог, которым стал В. А. Обручев. С этого времени все исследования на юге Сибири стали проводиться более или менее систематически, по определенному плану, под общим руководством Геологического комитета. В связи с проектированием и строительством Транссибирской железнодорожной магистрали (1892—1896 гг.) детальному изучению впервые подверглись равнинные пространства юго-востока Западной и юга Центральной Сибири, где преимущественно развиты угленосные отложения. В этих работах принимали участие К. И. Богданович, Н. Л. Ижицкий, Ф. Брусницын, П. К. Яворовский, Л. А. Ячевский и др. В дальнейшем многие геологи — Н. Л. Ижицкий, А. К. Мейстер, Л. А. Ячевский — были заняты изучением золотоносных районов.

Во второй половине третьего периода Геологический комитет приступил к исследованию отдельных районов Сибири с целью составления геологических карт на топографической основе и к изучению месторождений полезных ископаемых. Так, в Минусинском крае проводил работы Д. В. Соколов, в Восточном Саяне — П. И. Преображенский, в Прибайкалье — Н. И. Свитальский, М. М. Тетяев, Г. Н. Фредерикс и др.

За третий период были составлены следующие сводные работы: по Енисейской губернии — А. В. Адриановым и Н. В. Латкиным, по Южно-Енисейскому району — А. К. Мейстером, по южной части Енисейской и Иркутской губерниям — К. И. Богдановичем, по Иркутской губернии — В. А. Обручевым. Кроме того, геология этих районов нашла отражение в сводных работах Э. Зюсса, Делонэ и И. П. Толмачева.

В результате проведенных исследований различными экспедициями Геологического комитета, Академии наук, Российского золотопромышленного общества, Российского географического общества, а также экспедициями на средства частных лиц впервые был собран огромный фактический материал, характеризующий строение, распространение и угленосность мезозойских отложений, и выявлено много месторождений угля в пределах Канско-Ачинской и Иркутской угленосных площадей. Наиболее полно эти месторождения угля освещены в работах К. И. Богдановича, Н. Л. Ижицкого, С. Ф. Малявкина, В. А. Обручева, С. В. Обручева, В. Д. Рязанова, Г. Ю. Стемпневского, Л. А. Ячевского, П. К. Яворовского, Д. А. Клеменца, А. М. Зайцева, К. И. Аргентова и мн. др.

Д. А. Клеменц (1889), проводя исследования в Ачинском округе, отметил широкое развитие южнее хр. Арга угленосных отложений и считал их ошибочно, основываясь на определениях О. Геера симоновской флоры, третичными. Он описал выходы пластов угля по р. Чулым, у сел. Назарово и Балахты, и по р. Тюхтятке, а также собрал обильные остатки флоры у дер. Симоновой (севернее Ачинска). Более полные сведения имеются в работах К. И. Богдановича (1893, 1894), касающихся Ачинского, Красноярского и Канского округов. Для этой территории им была составлена геологическая карта в масштабе 10 верст в 1 дюйме, а также описаны состав и распространение всех развитых на данной территории отложений, в том числе угленосных, которые на карте показаны как миоценовые, хотя их возраст датировался то юрой, то миоценом. К. И. Богдановичем изучены Кубековское, Кускунское, Чулымо-Урюпинское и Балахтинское месторождения угля. Так, на Кубековском месторождении, расположенном на р. Енисее у Красноярска, скважиной вскрыли три пласта угля и по одному из них подсчитали запасы. Однако из-за неблагоприятных гидрогеологических условий оно получило отрицательную оценку.

В дальнейшем К. И. Богданович (1895) опубликовал подробный отчет об исследованиях южной части Иркутской губернии, охватывающей территорию от Иркутска до Нижнеудинска и от предгорий Восточного Саяна до среднего течения р. Ангары. В качестве пояснения к геологической карте он дал общую характеристику развитых здесь отложений, в том числе и юрских угленосных. Песчаники красноцветной свиты, считавшиеся А. Л. Чекановским фациальным аналогом юрских, он, как и И. Д. Черский, отнес к девону. В отчете даны описания выходов углей на р. Оке, у с. Черемхово и в других местах, а также анализы углей. В заключение автор критикует представления прежних исследователей о геологии данной территории.

В геологических очерках по Иркутской губернии В. А. Обручев (1890а, б, 1891) описал месторождения этого региона, сделал обзор изучения и результатов прежних разведок угленосных отложений и дал список всех известных выходов угля. В очерке 1891 г. он привел также разрез юрских угленосных отложений на правом берегу р. Оки, у заимки Маркова, описал обнажения угленосных отложений по р. Ангаре от Иркутска до Усолья и в окрестностях с. Александровского, обнажений и разведочных работ по р. Оке выше с. Зиминского. Здесь среди песчаников, углистых и сланцеватых глин залегают многочисленные пласты угля.

Из коллекций А. Л. Чекановского, Р. Маака и других исследователей Брауэр, Редтенбахер и Гангльбауэр (Brauer, Redtenbacher, Ganglbauer, 1889) описали из юрской формации фауну насекомых (с. Усть-Балей) и установили, что она по общему типу является лейасовой и характеризует

условия пресноводного бассейна аллювиальной долины. Из тех же коллекций Рогон (Rohon, 1890) определил ископаемых рыб, собранных в районе Усть-Балея. Он подтвердил вывод О. Геера о пресноводном характере отложений угленосной свиты. Описанные им новые виды и роды рыб указывают, по его мнению, только на мезозойский возраст вообще. В дальнейшем Беккер (Becker, 1895) пересмотрел описание фауны рыб из Усть-Балея, проведенное Рогоном, и заключил, что она характерна для нижней юры; это согласуется с выводами, сделанными на основании изучения насекомых. Беккер считал, что фауна рыб Усть-Балея является типично пресноводной и по типу ближе к фауне триаса и лейаса, чем к фауне мальма.

Н. Л. Ижицкий (1895, 1896) в результате изучения Красноярского и Канского округов Енисейской губернии опубликовал геологическую карту территории вдоль тракта от Канска до Нижнеудинска и маршрутов по Бирюсе и Туманшету, отдельные места которой не согласуются с данными карт, составленных К. И. Богдановичем, Л. А. Ячевским и Ф. Брусницыным. В частности, Н. Л. Ижицкий к угленосной толще отнес нижнесилурийские отложения Бирюсинско-Удинского водораздела, включив последний в состав угленосного поля Канского бассейна. Нижнесилурийские отложения он датировал юрой, а несогласно перекрывающие их пермо-карбоновые и юрские угольные горизонты обозначал третичными. В одной из этих работ он привел материалы по угленосности и качеству углей Пойменского и Черемшанского месторождений, расположенных восточнее Канска. О работах на юге Иркутской губернии Н. Л. Ижицкий (1898, 1899) опубликовал два отчета. В первом из них развитые здесь угленосные отложения он отнес, в отличие от пород Канского округа, к юрскому возрасту; среди них им подробно описаны Олонкинское и Матаганское месторождения бурого угля и приведены анализы последних. Во втором отчете изложены материалы о результатах разведки месторождений угля в районе железнодорожной станции Шабартинской и экскурсии вверх по р. Ии вглубь Восточного Саяна с приложением маршрутной геологической карты. Отмечены выходы бурого угля по р. Икей. Остальная часть работы посвящена характеристике древних отложений и рельефу Восточного Саяна.

Некоторые сведения по геологии юрских угленосных отложений юго-востока Западной Сибири имеются у А. М. Зайцева (1893, 1894, 1895), который исследовал северные отроги Кузнецкого Алатау, бассейны рек Чулыма, Кии, Яи, Кельбеса и Чети. В этих районах он описал месторождения бурого угля в окрестностях с. Троицко-Тисульского, по р. Убиенке, в бассейне р. Серт, в районе дер. Пичугиной и с. Лебедянского, по р. Конюхте, по р. Чулыму выше дер. Марковой и во многих других местах северо-запада Минусинской котловины, а также кратко охарактеризовал условия залегания и мощности пластов угля; привел ряд анализов углей. Л. А. Ячевский (1894) при изучении северных районов Красноярского и Канского округов описал выходы угленосных отложений и результаты разведочных работ на уголь по рекам Сереж (у дер. Антроповой), Большому Кемчугу, Бузиму, Каче, у деревень Кубековой и Коркиной на Енисее и на р. Усолке. На основании собранной фауны и флоры в угленосных отложениях по Кеми и Чулыму Л. А. Ячевский пришел к выводу, что они имеют третичный (симоновская флора), а не юрский возраст, хотя и наблюдается непосредственная связь этих отложений с угленосной толщей у Кубековой и Коркиной, которые в свою очередь имеются в Балахтинском бассейне. В этой же работе он упоминает аммонит с р. Чадобец, хранящийся в музее г. Енисейска, и определяет его как верхнеюрский, на основании чего многие исследователи в дальнейшем делали неверный вывод о проникновении сюда моря со стороны Вилюйской впадины. В последующих работах Л. А. Ячевский (1896, 1898) осветил результаты работ на юго-западе Иркутской губернии, между Нижнеудинском и Тулуном и вдоль р. Уды, где угленосные отложения, по его мнению, имеют третичный возраст.

К концу последнего десятилетия этого периода появилось много статей и отчетов, в которых с той или иной степенью детальности изложены черты внутреннего строения угленосных отложений и высказаны различные мнения об их генезисе. Так, П. К. Яворовский в 1894—1895 гг. южнее г. Ачинска провел разведочные работы на уголь и опубликовал описание Урюпо-Кийского и Чулымо-Сережского буроугольных бассейнов и их геологическую карту в масштабе 1 : 400 000 (Яворовский, 1896, 1898а). В этом описании подробно охарактеризованы отложения угленосной свиты и вскрытые скважинами угольные пласты, свита расчленена на угольные и безугольные горизонты, подсчитаны запасы углей. Кроме того, им открыты месторождения угля по рекам Барандату, Ивановской, Итатской, у с. Назарово по р. Ададым и в других местах. Возраст угленосной свиты он условно принимает третичным, хотя не исключает юрский. Встреченные флора и фауна (ракообразные *Cypris*, гастроподы) и линзовидное залегание угольных пластов указывают, по его мнению, на озерно-пресноводные условия (озеровидные расширения древних рек) накопления угленосных отложений. В Судженском районе П. К. Яворовский (1899) обнаружил ряд угольных пластов и высказал предположение о непосредственной связи этого района с Кузнецким бассейном. П. К. Яворовский (1898б) опубликовал также свои наблюдения по среднему и нижнему течению р. Ангары. Встреченные угленосные отложения он относит к карбону и отвергает мнение И. Шмальгаузена о юрском возрасте найденной здесь флоры. Им составлена геологическая карта берегов Ангары в масштабе 40 верст в 1 дюйме и в пяти пунктах описаны месторождения угля. При проведении в 1895 г. разведочных работ на Черемховском месторождении И. Л. Шейнцвит (1899) установил, что юрская угленосная свита залегает с размывом на нижнепалеозойских известняках и может быть подразделена на два горизонта. Нижний горизонт (15—16 *м*) представлен в основном глинистыми породами и содержит относительно мощные пласты угля хорошего качества, а верхний (45—46 *м*) — сложен в основном песчаниками с пропластками плохого угля.

С окончанием работ на Транссибирской железнодорожной магистрали геологическое изучение юрских угленосных отложений резко пошло на убыль, и за последние 15—17 лет третьего периода мало что было сделано для познания мезозойской истории Южной Сибири. К. И. Аргентов (1907) опубликовал ряд своих наблюдений в разных частях юга Енисейской губернии. Так, он сообщил результаты разведок и привел состав углей Кубековского, Тертежского, Уярского, Бородинского, Иршинского и других месторождений. Некоторые сведения по геологии и литологии юрских (или, как тогда считали, третичных) отложений Енисейской губернии еще имеются в работах Г. Ю. Стемпневского, И. Знаменского, Ф. Брусницына, А. Лаврского, М. А. Усова, Е. В. Близняка и др.

Несколько больше материалов за это время было получено по югу Иркутской губернии. В 1901 г. Д. Л. Иванов описал обнажения юрских угленосных отложений вдоль левого берега Ангары от Иркутска до Байкала, В. Цетнерович (1901) по Черемховскому месторождению опубликовал данные об условиях залегания, количестве пластов угля и их качестве, о породах кровли и почвы. В следующем году В. Д. Рязанов (1902) охарактеризовал геологическое строение и литологический состав угленосных отложений, их мощность, качество углей Иркутского угольного бассейна в целом, а также подсчитал запасы углей для полосы шириной 20 *км* вдоль железной дороги. На северо-восточной окраине Иркутского бассейна, по р. Осе, правому притоку Ангары, Ф. Ю. Жерве (1902) обнаружил месторождение богхеда, что весьма характерно для периферической части былой площади торфонакопления. Накопившийся значительный фактический материал позволил в 1913 г. опубликовать очерки о месторождениях углей России, в которых также приводились самые новые данные по месторождениям и бассейнам юго-востока Западной и юга Центральной Сибири. Так, очерк

А. А. Краснопольского (1913) касается Судженского угольного бассейна, Л. А. Ячевского (1913) — месторождений ископаемых углей в Енисейской губернии, В. М. Борейша и Я. С. Эдельштейна (1913) — каменноугольных месторождений Минусинского уезда, С. Ф. Малявкина (1913) — угленосных областей Восточной Сибири и Приамурья. Кроме того, разрозненные сведения по геологии и литологии мезозоя юга Иркутской губернии имеются в работах К. Н. Тульчинского, Г. Кропачева, Н. И. Свитальского, Р. Гельмгакера, П. И. Пальчинского, С. К. Фитингофа и др.

Продолжалась обработка юрской флоры, собранной Л. А. Ячевским и другими исследователями в Черемховском угольном бассейне. Так, Сьюорд и Томас (Seward, Thomas, 1911) описали 6 видов растений из Балаганского уезда, которые характерны для средней юры (бат) и весьма схожи с частью флоры, определенной ранее О. Геером из Усть-Балея. В 1914 г. Г. Н. Фредерикс (1915) исследовал юг Иркутской губернии и составил очерк, в котором также описал юрские отложения, имеющие, по его мнению, пресноводный облик, и привел список юрской флоры.

К концу третьего периода появились первые работы М. М. Тетяева. В одной из них он рассмотрел стратиграфию и тектонику Онотского и Приморского хребтов и описал на левом берегу Ангары надвиг кристаллических пород на юру, который, как он считал, является частью огромного шарьяжа, возникшего из опрокинутой складки, захватывающей противоположный берег Байкала и хр. Восточный Саян (Тетяев, 1916а).

Большое значение для познания мезозойской истории юга Центральной Сибири имеет правильное решение вопроса о происхождении Байкала. Исследователи третьего периода на основе новых наблюдений опровергли мнение И. Д. Черского о происхождении Байкала как об остаточном водоеме досилурийского океана и вернулись к гипотезе о его провальном образовании, высказанной еще исследователями XVIII и начала XIX веков. В. А. Обручев, работая в Селенгинской Даурии, обнаружил ряд крупных впадин, представляющих собой не что иное, как грабены, возникшие в результате дизъюнктивных нарушений. Проводя исследования на западном побережье Байкала, В. А. Обручев (1897) пришел к выводу, что озеро Байкал — это такой же, но только огромный грабен в теле древнего высокого плоскогорья. Он считал, что его образование наметилось давно, но впадина возникла совсем недавно, уже в четвертичное время; в противном случае берега Байкала были бы сглаженными, а само озеро заполнилось бы их осадками. В связи с этим в работе он упоминает обширные излияния базальта и лавы Хамар-Дабана, Тункинских и Китойских альп домиоценового (по И. Д. Черскому) возраста, связанные, как и подобные эффузивные породы Забайкалья, с дизъюнктивными дислокациями.

Э. Зюсс (Suess, 1901) присоединился к выводу В. А. Обручева о том, что Байкал действительно является огромным грабеном и возник в результате тех же растяжений, что и грабены Забайкалья. Озеро Байкал представляет собой сочетание двух грабенов, разделенных погрузившимся горстом; остатками последнего являются о. Ольхон и п-ов Святой Нос. Южный грабен, по его мнению, продолжается в долину Баргузина. Галька юрских конгломератов представлена порфиритами, которые отражают следы более древних дизъюнктивных процессов, поэтому южный грабен моложе юрских конгломератов, слагающих западный берег в районе истоков р. Ангары. Э. Зюсс считает, что в то же время южный грабен дотретичный, поскольку юго-восточный берег Байкала древнее прислоненных к нему, вероятно, третичных угленосных отложений.

В дальнейшем В. А. Обручев (1914) рассмотрел вопрос о прежнем высоком стоянии вод Байкала в связи с образованием и исчезновением четвертичных и более древних озер в грабенах Забайкалья. Он считал, что в четвертичное время в результате поднятия горста Онотского и Приморского хребтов на западном побережье Байкала произошло подпруживание его вод

и затопление грабенов Забайкалья. Четвертичные озерные отложения, обнаруженные на хр. Яблоновом, служащим водоразделом между Ледовитым и Тихим океанами, указывают, по его мнению, на возможные пути проникновения тюленя и других морских животных. М. М. Тетяев (1916б), не соглашаясь с этими представлениями, высказал иную точку зрения, согласно которой Прибайкалье представляет собой ядро громадной геоантиклинали, поднявшейся из глубокой геосинклинали, где в сводовой части по линии наивысшего напряжения образовался провал — впадина Байкала. Он полагает, что впадина врезалась в тело древней складчатой страны, которая в четвертичное время к концу бореальной трансгрессии представляла собой почти равнинное пространство; этот процесс врезания происходил в результате медленного и постепенного ступенчатого оседания по мелким сбросам типа Рейнской долины при одновременном медленном поднятии всего континента.

В течение третьего периода был опубликован ряд крупных монографий, в которых имелись большие разделы, посвященные обзору геологического строения и истории развития Сибири в целом и ее отдельных регионов. Значительный, но в настоящее время все же больше исторический интерес представляет сводка Э. Зюсса «Лик Земли» (Suess, 1901), где во второй и третьей главах излагается строение Средне-Сибирской платформы (ее южная часть к югу от 60° с. ш. им названа Иркутским амфитеатром), Западно-Сибирской равнины и «древнего темени евразиатских складок». В этой монографии Э. Зюсс высказал гипотезу о «древнем темени Азии», которая представляет собой дальнейшее развитие взглядов И. Д. Черского (1886а) и основывается исключительно на опубликованных материалах. Э. Зюсс отмечает, что особенно большую помощь оказывал ему В. А. Обручев: «... я должен с сердечной признательностью упомянуть, что г. Обручев не только радовал меня множеством письменных сообщений, но, кроме того, при своих повторных длительных посещениях так много помогал мне личными советами при составлении нижеследующих страниц, что все, что будет сказано здесь о строении Забайкалья, поскольку в том есть что-либо поучительное, нужно приписать этим сообщениям и советам» (Зюсс, 1901, стр. 60). Следовательно, если И. Д. Черский был родоначальником гипотезы о «древнем темени Азии», то В. А. Обручев являлся ее идейным вдохновителем.

Гипотеза «древнего темени Азии» исходит из того, что Байкало-Саянское нагорье является древнейшей частью материка Азии, еще в докембрии собранной в складки, едва ли покрывавшиеся палеозойскими морями и реагировавшие на позднейшие горообразовательные движения только разломами, которые создали горсты и грабены. В «древнее темя Азии» Э. Зюсс включает все Забайкалье вплоть до Большого Хингана, Патомское нагорье и Приморский хребет, Восточный и Западный Саяны, Танну-Ола, Хангай, Гобийский Алтай и Енисейский горст. В «темя» врезаны впадина Байкала, Минусинская впадина и долина Великих озер, а Иркутский амфитеатр не что иное, как провал в «темени». Э. Зюсс считает, что в последующие горообразовательные эпохи к «древнему темени Азии» постепенно примыкали значительные площади. Все это в конечном итоге привело к образованию огромного материка.

В. А. Обручев после работ в Селенгинской Даурии сделался убежденным защитником схемы Зюсса; он полагал, что «дизъюнктивные дислокации имеют наибольшее значение для современного рельефа и внутренних частей Сибири, на которые он распространил концепцию Рихтгофена о силах растяжения. Так, после работ в Пограничной Джунгарии он объяснил ее рельеф сравнительно молодыми доюрскими разломами и сбросами, повторившимися после юры и в конце третичного периода» (Обручев, 1937, стр. 557).

Большое значение для познания геологического строения и истории развития Сибири имеет работа Делонэ (De Launay, 1911), который в противоположность Э. Зюссу высказал иную точку зрения на строение Сибири.

Делонэ считал, что Азия сформировалась в результате сочленения двух первичных платформ — Ангарской и Гондванской, которые окончательно соединились только в третичный период благодаря складкообразованию в разделявшем их средиземном море Тетис. Делонэ показал, что Ангарская первичная платформа, занимавшая бóльшую часть Енисейско-Ленской плоской возвышенности (а не Саяно-Байкальское нагорье), являлась первичным стабильным участком и в последующее время в процессе горообразования обрастала новыми участками суши.

Гипотеза о «древнем темени Азии» уже в самом начале подверглась ожесточенной критике со стороны М. М. Тетяева, который защищал и развивал схему Делонэ. Так, М. М. Тетяев полагал, что если Байкальская складчатая область имеет раннепалеозойский (каледонский) возраст, то Восточный Саян является образованием совсем молодым, возникшим в результате альпийской складчатости. По пологим поверхностям возникших при этом крупных разломов были надвинуты с юга на север огромные массы архейских образований, в частности произошло перекрытие юры кристаллическими сланцами на западном берегу Байкала у истоков Ангары. Подобного рода шарьяжные построения М. М. Тетяева, как мы знаем, в ряде случаев оказались несостоятельными.

Таким образом, для третьего периода характерно дальнейшее накопление фактического материала и его более совершенная систематизация уже в соответствии с новыми взглядами Гейма и Зюсса (дальнейшее развитие идей Дэна 1846—1848 гг.) на тектонические процессы, происходившие под воздействием тангенциального давления. Если во втором периоде эти взгляды нашли отражение только в последних работах И. Д. Черского (1886а), то теперь они уже преобладали в умах почти всех исследователей Сибири, в том числе и Южной Сибири. Большое влияние на направление и результаты работ оказали представления Зюсса и Делонэ, гипотезы которых до недавнего прошлого еще являлись объектами для дискуссий.

Изучение мезозойских угленосных отложений значительно продвинулось на огромном пространстве от Томска до Байкала и от Восточного Саяна и Балахты до низовьев Ангары и верховьев р. Нижней Тунгуски, хотя для северных районов оно практически осталось прежним. Для южных областей несколько уточнились контуры распространения угленосных отложений, выявились основные черты строения ряда угольных месторождений и отдельных более крупных участков. Так, были открыты, частично разведаны и намечены контуры и характер угленосности таких месторождений углей, как Черемховское (до сих пор некоторые исследователи называют Иркутский угольный бассейн Черемховским), Ирша-Бородинское, Назаровское, Итатское. Продолжалось изучение последовательности напластования формаций, в том числе и угленосных, и их соотношения друг с другом. Если для юга Иркутской губернии были более или менее ясны соотношения угленосных отложений с подстилающими и покрывающими породами и возраст их практически всеми исследователями признавался юрским, то для юго-запада Сибирской платформы, севера Минусинской котловины и юго-востока Западной Сибири эти соотношения толковались поразному и возраст мезозойских угленосных отложений определялся от карбонового до миоценового. Большинство исследователей рассматривало отдельные месторождения угля Енисейской губернии вне их взаимосвязи, считая, что накопление вмещающих пород и углей происходило в небольших озеровидных расширениях и старицах древних рек, в результате чего пласты угля имеют линзовидный характер залегания. Месторождения угля юга Иркутской губернии были объединены в Иркутский угленосный бассейн.

Четвертый период (1918—1945 гг.). В первые годы после Великой Октябрьской социалистической революции геологическое изучение нашей страны, в том числе и Южной Сибири, приостановилось, что было вызвано гражданской войной. Однако там, где это было возможно, посте-

пенно стали налаживаться поисково-разведочные работы. Вначале они проводились в весьма ограниченных масштабах, причем в основном на отдельных рудниках или площадях, связанных с теми или иными уже известными видами полезных ископаемых. Из числа последних уголь привлекал особо пристальное внимание, поскольку он прежде всего нужен был как энергетическое и химическое сырье для налаживания разрушенного войной народного хозяйства.

В 1918—1923 гг. небольшие разведочные работы проводились в Канско-Ачинском (Коркинское, Балайское, Гляденское месторождения, район г. Канска, вдоль р. Кан и в других местах) и Иркутском (Черемховское, Забитуйское, Жилкинское, Хахарейское, Прииркутское и другие месторождения) угольных бассейнах. Кроме того, отдельные маршруты были выполнены вдоль Чулыма, Енисея, Ангары и их многочисленных притоков. Полученные, хотя и незначительные, новые материалы по геологическому строению отдельных угольных районов нашли отражение в опубликованных работах М. К. Коровина (1921, 1923а, б), А. И. Турутановой (1920), К. Е. Габуния (1921), Б. Н. Наследова (1921, 1922), А. В. Арсентьева (1922), А. П. Кирикова (1922), В. А. Хахлова (1922), П. И. Степанова (1919а, б), Л. А. Ячевского (1919) и др. В ряде работ авторы касались не только описания стратиграфии, условий залегания пород и пластов углей, оценки угленосности и подсчета запасов углей, но и высказывали соображения об условиях накопления осадков. Так, М. К. Коровин (1921) на основе изучения некоторых разрезов угленосных отложений Черемховского и других месторождений Иркутского бассейна показал, что их угли образовались в бессточных озерах, дельтах и придельтовых болотах. Позднее он же впервые составил промышленно-геологический очерк, в котором Иркутский бассейн подразделялся на ряд районов: Иркутский, Черемховский, Забитуйский, Унгинский и др. Для каждого из них, помимо описания разреза, дана качественная характеристика углей с подсчетом их запасов (Коровин, 1923а). Появились и первые специальные углехимические работы, проведенные на углях Забитуйских копей Черемховского месторождения с целью возможного их коксования (Толкачевская, 1922). Новые материалы с учетом прежних позволили М. А. Усову (1920) обобщить данные по каустобиолитам Советского Союза, в том числе Енисейского края и Черемховского бассейна.

Большим достижением молодой советской геологической науки было появление первого отечественного геологического очерка Сибири, принадлежащего русскому ученому А. А. Борисяку (1923). На основе анализа преимущественно материалов дореволюционного периода А. А. Борисяк дал стройную для того времени картину геологического строения Сибири с приложением впервые построенных палеогеографических карт. В ряде вопросов его выводы оказались весьма близкими к геологическим построениям М. М. Тетяева. Примерно в это же время М. М. Тетяев (1923—1924) опубликовал статью, в которой остановился на основных вопросах геологии Сибири и вновь рассмотрел концепцию Э. Зюсса о «древнем темени Азии». Основываясь на всех имевшихся в его распоряжении материалах и некоторых новых данных, М. М. Тетяев еще раз с достаточной убедительностью показал ошибочность представлений Э. Зюсса и В. А. Обручева.

С 1923—1925 гг. Геологический комитет и его Западно- и Восточно-Сибирское отделения приступили к планомерной разномасштабной (в зависимости от поставленных задач в каждом отдельном случае) геологической съемке, хотя первое время больше внимания по-прежнему уделялось поискам и разведке полезных ископаемых. Резкое усиление общего фронта геологических работ в Южной Сибири, как и во всей стране в целом, началось со времени утверждения первого пятилетнего плана развития народного хозяйства СССР. Были организованы территориальные и специализированные геологические управления, Геологический комитет был преобразован в Министерство геологии СССР, появились геологические службы в раз-

личных министерствах и ведомствах. Академия наук СССР и ее филиалы постепенно наращивали темпы и объемы экспедиционных исследований, которые в значительной мере были направлены на решение вопросов стратиграфии, тектоники, литологии отдельных месторождений и целых регионов Южной Сибири. Подобная организация работ невольно обособила коллективы геологов по двум крупным регионам — востоку и западу Южной Сибири, что примерно соответствует Иркутскому и Канско-Ачинскому угольным бассейнам. Поэтому дальнейшее изложение истории их изучения целесообразнее вести по каждому в отдельности, а в конце периода остановиться на исследованиях, касающихся Южной Сибири в целом.

Под руководством М. М. Тетяева (1925, 1927, 1928) и при его непосредственном участии группой геологов — Ю. А. Жемчужниковым (1924а—в, 1925, 1926а—в, 1927а—в, 1931, 1933, 1934б, ж), М. К. Коровиным (1924а—в, 1925а, б, 1929, 1932б, 1933б), Л. Г. Котельниковым (1929), Ф. Ф. Оттеном (1933, 1934а, б), Л. М. Шороховым (1931) и Д. Д. Теннером (1930, 1932) была составлена 10-верстная геологическая карта Иркутского угольного бассейна. Одновременно с составлением карты проводились поисково-разведочные работы на уголь с целью определения прироста запасов в эксплуатируемых месторождениях, оконтуривания известных местонахождений и поисков новых участков для последующего планирования разведочных работ. Особое внимание было обращено на поиски сапропелевых углей как сырья для получения искусственного жидкого топлива. Их месторождения были установлены в основном вдоль северо-восточной окраины бассейна. В этих работах принимали также участие К. Д. Егоров (1932), А. В. Гогунцов (1932), П. М. Рыжков (1934, 1935), В. В. Домбровский (1934), Я. Я. Яржемский (Домбровский, Яржемский, 1934), Ю. П. Деев (1934), В. И. Жерехов (1933 г., 1934 г.), А. А. Орсоев (1931 г.), А. Е. Потапенков (1931 г.) и др. В опубликованных статьях и очерках этих геологов, а также участников геологической съемки были детально описаны многие разрезы юрских отложений, в том числе угольных пластов, выяснены условия их залегания и поведения в разрезе и на площади, приведены в ряде случаев петрографические и химические характеристики углей, а также подсчитаны их запасы. Результаты геологической съемки с учетом материалов, полученных также в процессе поисково-разведочных работ, нашли отражение в очерке М. М. Тетяева «Южная окраина Иркутского угленосного бассейна» (1934), который по существу явился объяснительной запиской к составленной геологической карте.

Новые материалы В. А. Обручев использовал при составлении геологического очерка по Прибайкалью и Ленскому району. Помимо обобщения стратиграфии и тектоники этого крупного региона, он высказал соображения по палеогеографии и истории развития южной части Сибирской платформы в мезозое, отдельные положения которых в общих чертах и сейчас не лишены смысла. «В течение юрского периода южная часть Средне-Сибирской платформы, т. е. Иркутский амфитеатр Зюсса, представлял большое озеро, юго-восточный залив которого врезался в описываемую область в районе современного истока р. Ангары; грубые конгломераты, составляющие бóльшую часть отложений, заполнивших этот залив, представляют скорее дельтовые наносы большой горной реки, стекавшей с древнего темени, чем озерные осадки, так как они распространяются слишком далеко, на 10—30 *км* от бывшего берега. Если это соображение правильно, то в юрский период Байкал, во всяком случае его южная часть, еще не существовал, так как на его месте была горная страна, с которой стекала в залив река, может быть, в виде низовья р. Селенги; в пользу этого говорит обилие в юрских конгломератах залива гальки порфиров и порфиритов, обильно представленных в западном Забайкалье, в бассейне р. Селенги, и совершенно отсутствующих среди пород берегов этого залива. Другое большое юрское озеро существовало к северу от описываемой области в бассейне р. Вилюя и одно

время, в эпоху средней юры, даже превратилось в морской залив» (Обручев, 1932, стр. 104—105). Нахождение юрских осадков на разных высотах, по его мнению, указывает на то, что древний (доюрский) рельеф резко отличался от современного; последний обязан своим возникновением одной или нескольким фазам альпийского орогенеза.

Последнее десятилетие этого периода в изучении геологии Иркутского угольного бассейна характеризовалось дальнейшим увеличением объема поисково-разведочных работ на угли и другие виды полезных ископаемых. Большое значение для познания геологического строения Иркутского амфитеатра имели работы по нефтеносности Сибирской платформы. Они, хотя и мало касались непосредственно юрских отложений, помогли уточнить контуры их распространения и выяснить соотношения с подстилающими палеозойскими породами. Все эти работы, несомненно, способствовали усилению тематических исследований, посвященных решению вопросов стратиграфии, тектоники, литологии, углепетрографии и углехимии, а также составлению сводных работ, отражающих строение и геологическую историю развития Южной Сибири.

Особое место занимали вопросы расчленения юрских угленосных отложений. Поскольку единой стратиграфической схемы не существовало, то различные исследователи предлагали свои, узко районные схемы, которые возникли в процессе разведки отдельных месторождений. Свиты или горизонты в них различались в основном по литологическому составу и характеру угленосности. Так, М. К. Коровин (1929) выделил три яруса (снизу вверх) — черемховский (130 *м*), иданский (80—100 *м*) и суховский (до 200 *м*), различая при этом в черемховском ярусе олонкскую и бархатовскую фации. В дальнейшем Ф. Ф. Оттен (1934а, 1937а) за основу расчленения юры взял лучше изученный разрез в районе ст. Головинской (центральная часть бассейна). Это позволило ему дать более дробное подразделение черемховского яруса и выделить в нем семь горизонтов при общей мощности 180 *м*. При этом Ф. Ф. Оттен отмечал, что однообразие состава безугольных горизонтов и отсутствие характерных признаков в угольных горизонтах в ряде случаев затрудняют сопоставление даже близко расположенных отдельных разрезов. Если еще учесть сильно расчлененный доюрский рельеф, резкую смену озерных и речных фаций при переходе их друг в друга, неодинаковый эрозионный срез, резкое изменение мощности разреза и различную его угленосность, то, по его мнению, очень трудно составить полный стратиграфический разрез юры Иркутского бассейна. Следовательно, каждый район практически должен иметь свою схему подразделения отложений. Однако в дальнейшем, когда юрские угленосные отложения были изучены более детально, их различные районные фациальные разрезы не помешали создать единую стратиграфическую схему для всего бассейна в целом.

Новые сборы флоры по-прежнему в основном подтверждали среднеюрский возраст угленосных отложений. Даже В. Д. Принада (1944), не имея твердой уверенности в этом, все же был склонен считать их среднеюрскими. Признаки же нижней юры он видел в консерватизме флоры и ее реликтовом характере. Значительно ранее В. А. Хахлов (1922) после описания растительных остатков (сборы 1919—1921 гг.) из Черемховского месторождения и обнажений р. Ангары высказал соображение о более молодом, т.е. верхнеюрском, возрасте угленосных отложений, по находкам *Sequoia*, типичным для мела Гренландии.

Большая дискуссия была вызвана представлениями М. М. Тетяева (1925, 1927, 1928) о широком развитии в Сибири надвиговых структур, т. е. шарьяжей, и в частности о покровной структуре южной окраины Иркутского бассейна. Он считал, что в истоках Ангары юрские конгломераты побережья Байкала и дабатские гравелиты и песчаники являются экзотическими и представляют собой отдельные чешуи этой покровной структуры. Эти идеи послужили В. П. Маслову и М. М. Лаврову (1933) основанием для

подобного сочленения кристаллического комплекса Восточного Саяна с породами Сибирской платформы на всем протяжении от Байкала до Нижнеудинска. В дальнейшем В. Д. Данилович (1941) опроверг налегание сплошной покровной структуры Восточного Саяна на Сибирскую платформу. Он показал, что она представляет собой не что иное, как локально ограниченные надвиги. Аналогичным надвигом, именуемым Ангарским, следует считать залегание докембрия на юре в истоках Ангары и на побережье Байкала. Поэтому юрские байкальские конгломераты и дабатские гравелиты и песчаники представляют собой одно целое с остальной юрой, хотя и имеют иное фациальное выражение.

В процессе поисковых и разведочных работ исследовались петрографические и химические свойства углей. Первые обстоятельные сведения по петрографии углей Иркутского бассейна находим у М. Д. Залесского (1928), который среди сапропелевых углей Черемховского месторождения установил два новых типа — черемхит и касьянит. Дальнейшее изучение сапропелевых углей позволило Ю. А. Жемчужникову (1931, 1934а — г, е, ж, 1935а; Жемчужников, Грачева, 1936) выделить и описать среди них еще ряд новых видов, из которых наиболее характерными являются хахарейский и матаганский сапроколлиты, сложенные бесструктурной основной массой и не содержащие включений каких-либо форменных элементов.

Особенности строения и состава гумусовых углей Иркутского бассейна были впервые выявлены Ю. А. Жемчужниковым и А. И. Гинзбург (1935) при детальном изучении полного разреза Главного угольного пласта Черемховского месторождения. Было установлено, что его угли не отличаются большим разнообразием и представлены тремя типами — полуматовым, полублестящим и блестящим. По микроструктуре угли клареновые, реже дюрено-клареновые; вещество их неодинаково насыщено глинистым материалом и зернами кварца. Наряду с этим было отмечено, что среди полуматовых углей, являющихся, как правило, зольными кларенами, обнаруживаются прослои своеобразной структуры. Эти угли состоят из плотно прилегающих друг к другу полос расплывшейся кутикулы, расположенных параллельными рядами, между которыми местами встречаются линзы витрена и кларена. Ю. А. Жемчужников и А. И. Гинзбург пришли к следующим выводам: 1) матовость черемховских углей обусловлена минеральной примесью, а не преобладанием стойких форменных элементов; 2) среди последних больше кутикулы, чем пыльцы, а макроспоры представляют исключение; 3) в исходном материале большинства углей отмечается наличие мелкой древесной трухи, пыльцы и обрывков кутикулы; встречаются хотя и редко, также угли, состоящие из листьев и явно выраженного древесного материала; 4) макроскопически черемховские угли в большинстве случаев однородные и не обладают типичной полосчатой текстурой.

Химическое изучение гумусовых углей было посвящено возможному получению из них кокса, а сапропелитов — как сырья для искусственного жидкого топлива. Результаты этих исследований изложены в работах В. А. Блохина (1928), Н. М. Караваева и А. К. Шмидта (1932), Н. М. Караваева, А. Н. Башкирова и др. (1932), Н. М. Караваева и В. И. Каржева (1932), Ю. А. Жемчужникова (1933), Г. Л. Стадникова (1933), Ф. Ф. Оттена (1933), П. М. Рыжкова (1934, 1935), М. В. Вологдина (1937), А. А. Фальковской (1937), Л. М. Майера и Л. Е. Цукермана (1940). Кроме того, вопросы поисков углей для жидкого топлива и получения кокса неоднократно обсуждались в работах Ю. П. Деева (1935, 1940б).

Литологическое изучение отложений угленосной юры практически отсутствовало. Краткие сведения об этом находим в статьях В. П. Маслова (1933), В. В. Домбровского (1934), В. В. Домбровского и Я. Я. Яржемского (1934), А. П. Божинского (1939). Исследования, связанные с геоморфологическим изучением района верхнего течения рек Лены и Киренги (Думитрашко, 1936) и южного Приангарья (Каманин, 1936, 1939), со строением

террас р. Ангары и эпейрогеническими движениями в ее бассейне (Соколов, 1937, 1939), упоминаются здесь потому, что, как увидим ниже, они будут необходимы для понимания некоторых особенностей унаследования современной гидрографической сетью палеогеографии юрского времени на территории восточной части Южной Сибири.

В предвоенные годы работами Ф. Ф. Оттена (1937а) и Ю. П. Деева (1940а, б; Оттен, Деев, 1937) были подведены итоги знаний по Иркутскому угольному бассейну. В очерке Ф. Ф. Оттена и Ю. П. Деева подробно изложены орогидрография и стратиграфия, а также особенности последней для отдельных частей бассейна, описаны месторождения углей и сапропелитов, показано их положение в структуре бассейна, рассмотрена качественная характеристика углей и подсчитаны их запасы. Работа иллюстрирована многочисленными разрезами и картами. Во время Великой Отечественной войны геологоразведочные работы по существу были сосредоточены в районе вновь открытых Будаговского и Алюйского месторождений горючих сланцев, расположенных на северо-западе Иркутского угольного бассейна. Ю. А. Жемчужников продолжал исследование петрографического состава и химических свойств углей, что дало ему возможность совместно с А. И. Сердом составить углехимическую карту Черемховского месторождения (Жемчужников, Серд, 1947).

На западе Южной Сибири, куда включаются северная часть Минусинской котловины, юго-восточная окраина Западно-Сибирской низменности и юго-западная часть Сибирской платформы, систематическое исследование юрских угленосных отложений по сравнению с Иркутским бассейном было начато несколько позднее, только в 1930 г., когда Западно-Сибирским геологоразведочным управлением была создана комплексная партия под руководством М. К. Коровина. До этого поисками и разведками углей занимались отдельные, большей частью местные организации. Некоторые итоги этих работ отражены в статьях А. Н. Чуракова (1926), М. К. Коровина (1927), А. А. Васильева (1928), А. А. Усовой (1929) и др.

М. К. Коровин (1931) на основе анализа литературных и фондовых материалов объединил разрозненные юрские месторождения угля, развитые в северной части Минусинской котловины и в районе левобережья р. Енисея от Красноярска до Енисейска, в один Чулымо-Енисейский угольный бассейн. В 1930—1932 гг. им же вместе с А. В. Аксариным, Г. И. Айталиевым, И. И. Аммосовым, М. И. Шмидтом и А. С. Хоментовским были проведены обширные рекогносцировочные геологосъемочные и поисково-разведочные работы на юго-западе Сибирской платформы. Полученные первые новые материалы позволили М. К. Коровину (1932а) выделить еще один — Канский угленосный бассейн, включающий площади развития юрских отложений между Енисеем на западе и Бирюсой на востоке. Это объединение разрозненных месторождений в два сравнительно крупных угольных бассейна явилось значительным шагом в познании закономерностей формирования юрских угленосных отложений на западе Южной Сибири. Оно, несомненно, определило дальнейшее развитие всего комплекса геологических работ на данной территории прежде всего в направлении выявления участков, наиболее перспективных для карьерной добычи угля.

Для решения этой задачи, а также для проведения исследований, связанных с выяснением общих закономерностей строения западной части Южной Сибири в мезозое, была привлечена большая группа геологов. Среди них можно указать Д. В. Наливкина (1930), К. В. Радугина (1937а, б), Я. С. Эдельштейна (1932), А. В. Тыжнова (1932), Ю. А. Кузнецова (1932, 1938а, б), В. И. Высоцкого (1932), К. С. Курындина (1932), М. К. Коровина (1931, 1933а—г, 1934а, б, 1937, 1938а, б), А. В. Аксарина (Коровин, Аксарин, 1933), Ю. А. Жемчужникова (1934д), Л. Н. Жукова (1937; Жуков, Высоцкий, 1933, 1935), А. Н. Чуракова (1935), А. С. Хоментовского (1934, 1937а — в, 1938а— в), С. В. Кумпана (1936; Кумпан, Оттен,

1937), Е. М. Великовскую (1936), Л. А. Рагозина (1936, 1937), А. Г. Вологдина и Р. И. Вялову (1937а, б), И. К. Баженова (Баженов, Нагорский, 1937), И. В. Лебедева (1938), М. М. Одинцова (1938, 1945), М. М. Одинцова и П. П. Скабичевского (1937), Ф. Ф. Оттена (1937б), М. П. Нагорского (1938, 1939), В. И. Яворского и Г. Я. Житомирова (1939), И. Н. Звонарева и И. И. Молчанова (1938; Молчанов, 1940), П. П. Калманкина, В. И. Яцука (Жуков и др., 1939), Н. В. Козлова (1940), М. Ф. Евсеева (1940), А. Г. Лебедеву (1940), А. Р. Ананьева (1940). В этих работах принимали также участие Ф. А. Бочковский, Т. Б. Багрецова, И. Г. Индюков, В. А. Иванов, М. И. Миронов и мн. др.

В процессе поисково-разведочных и съемочных работ, а также тематических исследований за этот период накопился огромный фактический материал, который позволил выяснить основные черты строения Канского и Чулымо-Енисейского бассейнов, разведать и открыть ряд новых месторождений угля. Вся площадь распространения юрских угленосных отложений была покрыта мелкомасштабной (от 1 : 200 000 до 1 : 1 000 000) съемкой. Для каждого района или месторождения были разработаны стратиграфические схемы с местными названиями свит или горизонтов, которые еще мало увязывались между собой. Несколько прояснились многие вопросы тектонического строения западной части Южной Сибири, особенно касающиеся соотношения юрских отложений с подстилающими их палеозойскими породами. Было установлено, что в Канском и Чулымо-Енисейском бассейнах подавляющее развитие имеют гумусовые угли, а сапропелиты не образуют самостоятельных месторождений. Они известны только в виде отдельных, локально ограниченных прослоев среди гумусовых углей. Угли всех месторождений оказались бурыми, за исключением Саяно-Партизанского, где они каменные спекающиеся. Обобщая материалы по западной части Южной Сибири в целом, В. И. Яворский и Г. Я. Житомиров (1939) высказали правильное, хотя и недостаточно в то время обоснованное мнение о том, что в генетическом отношении Канский и Чулымо-Енисейский бассейны представляют собой единое целое, и их следует именовать Канско-Ачинским угольным бассейном.

Обилие фактического материала, несомненно, побуждало исследователей к его обобщению, которое имело значение не только для Южной Сибири, но и для познания геологического строения всей территории СССР. Так, А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский (1933) опубликовали схему тектоники СССР. Вслед за М. М. Тетяевым они считали, что никакого «древнего темени Азии» не существует, а что древнейшей частью Сибири является Сибирская платформа, окаймленная более молодыми складчатыми сооружениями. Эти идеи получили дальнейшее развитие и всестороннее обоснование в последующих работах М. М. Тетяева (1938), А. Д. Архангельского (1932, 1939, 1941) и некоторых других исследователей. Большим достижением в изучении геологии Сибири является труд В. А. Обручева «Геология Сибири», третий том которого (Обручев, 1938) посвящен мезозою, кайнозою и четвертичному периоду. В этом томе критически проанализированы материалы по стратиграфии, тектонике и полезным ископаемым Южной Сибири. Несомненный интерес представляют обобщения М. М. Пригоровского (1939), касающиеся выделения угленосных провинций и типизации угольных бассейнов СССР, среди которых он устанавливает несколько генетических типов бассейнов; к одному из них, характеризующемуся платформенным режимом, он относит Канско-Ачинский и Иркутский бассейны. В свою очередь, М. К. Коровин (1940), не соглашаясь с М. М. Пригоровским, считает, что Чулымо-Енисейский и Канский бассейны следует относить к структурному типу краевой или предгорной впадины.

За этот более чем 25-летний период изучения Южной Сибири наши знания стали значительно более определенными, хотя все еще и недостаточными. Большой объем поисково-разведочных и съемочных работ позволил обосно-

вать создание угольной базы Южной Сибири (Канско-Ачинский и Иркутский угольные бассейны). За это время были выяснены более или менее достоверные контуры распространения юрских отложений, в большинстве случаев уточнено их соотношение с подстилающими породами палеозоя и современное положение бассейнов в структуре Южной Сибири. Однако все еще не было создано стратиграфических схем для каждого бассейна в отдельности, не говоря уже об единой схеме юрских отложений Южной Сибири. К сожалению, почти полностью отсутствовали специальные литологические исследования, а попутные результаты, которые излагались в разведочных отчетах, ограничивались в основном описанием литологического состава пород с некоторыми и недостаточно обоснованными указаниями на их возможный генезис. Последний большей частью решался интуитивно, без каких-либо особых палеогеографических построений. То же самое в значительной мере относится и к изучению углей, которое не шло далее характеристики их петрографического и химического состава.

Не затронутыми изучением остались юрские отложения бассейна среднего течения р. Ангары. Эти отложения с их незначительной мощностью и весьма локальным, с причудливыми контурами распространением, без каких-либо обоснований причислялись к верхнему палеозою.

Пятый период (1946 г. — настоящее время). Послевоенный период характеризуется весьма интенсивным изучением минеральных богатств Южной Сибири. Красноярское и Иркутское геологические управления, а также специализированные организации (угольные, нефтяные и и др.) резко увеличили объемы поисково-разведочных работ и возобновили систематическое проведение геологической съемки различного масштаба.

В Иркутском бассейне были открыты новые месторождения угля (Арансахойское, Каранцайское, Новометелкинское, Кармагайское), а также подготовлены участки для расширения старых и заложения новых шахт и карьеров. В Канско-Ачинском бассейне, на его обширных просторах от Кузнецкого Алатау на западе до Тайшета на востоке и от Восточного Саяна на юге до Тасеева и Енисейска на севере, работы были направлены не столько на поиски новых, сколько на детальное изучение большого количества в той или иной мере уже известных месторождений, особенно имеющих мощные пласты угля, в том числе Урало-Ключевского, Соколовского, Абанского, Саяно-Партизанского, Балайского, Ирша-Бородинского, Камалинского, Коркинского, Бадалыкского, Кубековского, Казанского, Соболевского, Ачинского, Назаровского, Алтатского, Гляденского, Березовского, Балахтинского, Итатского, Боготольского и Тисульского В результате этого комплекса обширных работ, в которых участвовали большие коллективы геологов различной специализации, Канско-Ачинский и Иркутский бассейны получили дополнительные значительные обоснования своих угольных ресурсов. Но если запасы углей Иркутского бассейна к 1956 г. (по сравнению с 1937 г.) увеличились всего лишь на 11%, то по Канско-Ачинскому бассейну они возросли более чем в 14 раз (Запасы углей и горючих сланцев СССР, 1958). Это объясняется относительно хорошей изученностью Иркутского угольного бассейна еще в довоенные годы. Южная Сибирь превратилась в крупную угольную базу Советского Союза. Аналогичные работы в соответствующих объемах проводились и за пределами этих бассейнов. Так, по южной окраине Тунгусского бассейна (бассейн среднего течения р. Ангары) было установлено довольно широкое развитие юрских отложений (относившихся ранее к триасу или перми) с различным по интенсивности углепроявлением. Это позволило пересмотреть ряд старых воззрений на мезозойскую историю Южной и Центральной Сибири.

Одной из основных черт этого периода является резкое увеличение числа исследователей, занимавшихся обобщением накопленных материалов и проведением специальных, в ряде случаев детальных, тематических работ

по разработке стратиграфических схем, тектоническому строению, расшифровке условий накопления отложений и образования связанных с ними различных полезных ископаемых, изучению вещественного состава пород и углей, выяснению истории геологического развития Южной Сибири и ее соотношения со смежными регионами, а также по многим другим частным и общим вопросам. Результаты этих работ нашли отражение прежде всего в многочисленных отчетах. Кроме того, к настоящему времени появилось много статей, очерков, сборников, монографий, геологических, тектонических и других карт, в которых отражены все существующие точки зрения, в том числе и новейшие представления о геологии юрских отложений Южной Сибири. Их можно найти в работах А. В. Аксарина (1957, 1961; Аксарин, Кокунов, 1967), К. В. Боголепова (1960, 1961, 1963; Боголепов, Шевцов, 1962), Ф. А. Бочковского (1959), А. А. Булынниковой (1960; Булынникова, Сурков, 1962), М. П. Бурцева (1961), В. А. Вахрамеева (1957в), К. М. Вайнера и Н. П. Григорьева (1964), Н. Н. Виниченко (Виниченко, Кашик, 1963; Виниченко и др., 1963; Виниченко, Файнштейн, 1967), И. Б. Волковой (1965), К. Н. Григорьева (1964 а — в; Григорьев, Рябоконь, 1964) Н. С. Григорьевой-Сахановой (1960; Саханова, 1957), Л. Н. Гутовой (1963; Гутова и др., 1967), Ю. П. Деева (1957, 1962; Деев, Румянцева, 1953а, б; Н. В. Дренова (1963), В. Е. Диброва и др. (1960), Д. И. Ермолаева (1958; Ермолаев, Тесленко, 1964), Ю. А. Жемчужникова (1948 в), И. Н. Звонарева (1962), Б. А. Иванова (1950а, б), А. В. Ильюхиной (1960, 1961, 1963), И. П. Карасева и О. И. Карасева (1960), А. Ф. Китайнина (1958), С. А. Кашика (1962; Кашик, Бронников, 1962), Я. Г. Каца и Б. Н. Красильникова (1962), Г. Р. Колосницыной (1964; Колосницына, Мартынова, 1961), В. И. Копорулина (1961, 1962, 1964, 1966; Копорулин, Тимофеев, 1962), И. В. Лебедева (1956, 1959, 1961, 1962), Е. Н. Лоскутовой, А. В. Травина и др. (1957), Г. Г. Мартинсона (1960, 1961), В. Л. Масайтиса (1955), М. М. Одинцова (1954; Одинцов и др., 1961; Одинцов, Твердохлебов, 1962), М. М. Одинцовой (1962, 1963, 1965; Одинцова, Смирнова, 1960), С. Ф. Павлова (1963), П. А. Пекарец (1961; Пекарец, Ткалич, 1964); В. В. Пономарева и др. (1964), В. Д. Принады (1962), Н. Н. Ростовцева (1956), О. Г. Румянцевой (1953а, б, 1965), Н. Ф. Рябоконя (1964; Рябоконь и др., 1962), И. А. Санжары (1964), А. А. Семерикова (1961, 1962), А. И. Серда (1956), О. К. Смирновой (1962), Е. И. Сороковой (1960), Т. Н. Спижарского (1957), А. С. Стругова (1955, 1962), В. С. Суркова (1962, 1963), Н. Н. Тазихина (1959а—в, 1961), В. А. Твердохлебова (1962), Ю. В. Тесленко (1963, 1964, 1967), П. П. Тимофеева (1962, 1963а, б, 1968; Тимофеев, Еремеев, 1964), М. А. Толстихиной (1961), Г. Х. Файнштейна (Файнштейн, Одинцова, 1960; Файнштейн, Виниченко, 1965).

Проведено немало исследований более общего характера. Одни из них касаются общей геологии Южной Сибири, в других изложены различные материалы по геологии юры не только Южной Сибири в целом, но всей территории СССР, а в третьих рассматриваются некоторые теоретические и общегеологические вопросы на примере юрских отложений, в том числе развитых и в Южной Сибири. Результаты этих исследований опубликованы в работах А. Д. Архангельского (1947), Н. С. Шатского (1951), Е. В. Павловского (1948а, б, 1956, 1964), Н. А. Флоренсова (1948, 1958, 1960), Н. С. Зайцева (1963, 1964), В. А. Вахрамеева (1957а, б, 1960, 1962, 1964), М. М. Одинцова (1953, 1958, 1963), П. Е. Оффмана (1956, 1959), Т. Н. Спижарского (1960, 1964), Ю. А. Жемчужникова (1948б, 1955а — в), М. М. Пригоровского (1948), В. П. Маркевича (1964, 1966), П. П. Тимофеева (1960а, 1964, 1967; Тимофеев, Боголюбова, 1962, 1964, 1965а, б, 1966; Тимофеев, Боголюбова, Яблоков, 1962; Тимофеев и др. 1967), В. В. Мокринского (1960, 1962а, б), С. Г. Саркисяна (1958, Саркисян и др., 1967), И. Э. Вальц и И. Б. Волковой (1962), В. М. Власова и В. В. Мокринского (1962), Д. И. Мусатова (1964), М. А. Жаркова (1963; Жарков, Замараев,

1964), В. Н. Сакса и З. З. Ронкиной (1957; Сакс и др., 1963), В. Н. Сакса и Ю. В. Тесленко (1967), В. Н. Соболевской (1963), А. И. Анатольевой (1963), Г. И. Кириченко (1956, 1963), В. Г. Васильева, Е. Н. Каленова и др. (1957), Ф. С. Безулуцкова, Т. И. Гуровой и др. (1957), Л. П. Колгиной, Л. Г. Орьева и др. (1961).

И, наконец, наиболее крупными обобщениями являются сводные тома издания «Геология СССР» по Красноярскому краю (1961) и Иркутской обл. (1962) с соответствующими геологическими картами, а также том 8 по «Геологии месторождений угля и горючих сланцев СССР» (1964), куда входят описания Канско-Ачинского и Иркутского угольных бассейнов. К таким обобщениям следует отнести Геологическую карту Енисейско-Саянской складчатой области в масштабе 1:1 000 000 под редакцией А. Л. Яншина (1965), Тектоническую карту Евразии в масштабе 1:5 000 000 (1966) с подробной объяснительной запиской монографического характера, также под редакцией А. Л. Яншина (Тектоника Евразии, 1966), Карту нижнемезозойского ($T - J_2$) угленакопления на территории СССР в масштабе 1:5 000 000 под редакцией И. И. Горского, в составлении которой принимал участие автор данной монографии (1959), а также краткую объяснительную записку к Карте мезозойской и кайнозойской тектоники Сибири и Дальнего Востока в масштабе 1:5 000 000 (1962); составленную К. В. Боголеповым.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, подводя итоги геологического изучения юрских угленосных отложений Южной Сибири, следует отметить, что за последнее десятилетие резко увеличилось количество тематических исследований по различным вопросам геологии данного региона. Большое внимание стало уделяться работам, связанным с литологическим строением юрских отложений. Так, в течение 1956—1960 гг. автор провел детальное литолого-фациальное изучение и формационный анализ юрских угленосных отложений Канско-Ачинского и Иркутского угольных бассейнов (по центральному и частично северо-западному районам Иркутского бассейна — совместно с В. И. Копорулиным), а также ознакомился по литературным и фондовым материалам с общим геологическим строением бассейнов среднего течения р. Ангары, верховьев Подкаменной Тунгуски и юго-восточной окраины Западно-Сибирской низменности (закрытый сектор Канско-Ачинского угольного бассейна). Непосредственное участие в изучении углей принимала Л. И. Боголюбова. Результаты всего комплекса исследований в наиболее полном виде являются содержанием данной монографии; они дали возможность обосновать выделение юрской угленосной формации, накопление осадков которой происходило в пределах Ангаро-Чулымского мезозойского прогиба, располагавшегося на территории Южной Сибири. Анализ большого количества фактического материала с учетом результатов предыдущих исследований позволил с иных методических позиций, опирающихся на детальный генезис отложений, предложить новое решение ряда частных и некоторых общих вопросов, касающихся стратиграфии, литологии, минералогии, петрологии углей, палеоструктурного анализа и истории развития Южной Сибири в мезозое [Карта нижнемезозойского ($T - J_2$) угленакопления на территории СССР, составленная при участии П. П. Тимофеева, 1959; Тимофеев, 1962, 1963а, б, 1967, 1968; Тимофеев, Боголюбова, 1962, 1963, 1964, 1965а, б, 1966, 1967; Тимофеев, Боголюбова, Яблоков, 1962; Тимофеев, Еремеев, 1964; Копорулин, Тимофеев, 1962; Копорулин, 1961, 1962, 1964, 1966; Тимофеев и др., 1967]. В дальнейшем литологические и минералогические работы проводились А. А. Семериковым (1961, 1962), А. В. Ильюхиной (1960, 1961, 1963), Н. Н. Виниченко, В. А. Борисовым и др. (1963), С. А. Кашиком (1962), И. И. Задковой (1965, 1966) и некоторыми другими геологами;

они касались более частных вопросов и в значительной мере — лишь отдельных районов Южной Сибири. Результаты изучения углей Иркутского бассейна нашли отражение в вышеупомянутых работах О. Г. Румянцевой и Ю. П. Деева (Румянцева, 1953а, б, 1958, 1965; Деев, Румянцева, 1953а, б), а по некоторым месторождениям Канско-Ачинского бассейна — Е. Н. Лосуктовой, А. Б. Травина и др. (1957) и И. Б. Волковой (1965). Кроме того, отдельные сведения по этим вопросам имеются в многочисленных фондовых материалах.

Несмотря на большой объем выполненных исследований, некоторые районы Южной Сибири еще остаются недостаточно изученными. Очень мало сведений имеется по геологии и фациальной природе юрских отложений северо-восточной части прогиба (среднее течение р. Ангары и верховьев р. Подкаменной Тунгуски), тем более, что не всегда есть уверенность в том, какие именно отложения здесь являются юрскими и каковы контуры их распространения. Не все районы Иркутского и Канско-Ачинского (открытый и закрытый секторы) угольных бассейнов в достаточной мере были обследованы из-за отсутствия керна по ряду буровых скважин, по которому можно получить наиболее полное представление о разрезе отложений.

Поэтому одной из основных задач изучения юрской геологии Южной Сибири остается необходимость продолжения детальных литолого-фациальных и формационных исследований, которые позволят еще глубже познать особенности генезиса осадков и закономерностей преобразования органического и минерального вещества в процессе литогенеза. Они послужат основой для решения многих спорных вопросов в области литологии, геохимии, стратиграфии, тектоники и прогноза различных полезных ископаемых, связанных с осадочными образованиями.

Глава II

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РЕЛЬЕФА И ГИДРОСЕТИ ЮЖНОЙ СИБИРИ И ИСТОРИЯ ИХ РАЗВИТИЯ

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Мезозойский период развития Южной Сибири представляет собой сравнительно недавнюю (в аспекте геологического времени) историю этого края, и современный структурный план, несомненно, многое унаследовал от сформировавшихся в конце палеозоя — начале мезозоя основных структурных элементов. Но он также приобрел свои, отличные от палеозойских, особые черты, которые отражают специфику развития отдельных регионов Южной Сибири в мезозое. Одни из них (Восточный Саян, Прибайкалье и др.) в значительной мере сохранили преемственность в развитии и со среднего палеозоя не вовлекались в осадконакопление. Другие же (южные районы Сибирской платформы, юго-восточная окраина Западно-Сибирской платформы и др.) неоднократно становились областями различной (по типу и интенсивности) седиментации, которые со временем в определенной последовательности приобретали все более континентальные черты. С позднего мезозоя бóльшая часть Южной Сибири представляла собой уже область денудации с сильно развитой речной сетью, следы которой сохранились в современном рельефе.

Современный рельеф, возникший в неоген-четвертичное время, есть результат стадийного изменения возникавших и обновлявшихся структур, которые с древнейших времен до наших дней неоднократно превращались то в пенеплены, то в горные сооружения. И это всегда находило отражение в рельефе, так же как в настоящее время наблюдается прямая связь между рельефом и современными структурами различных порядков (Равский, 1959; Сакс, 1961; Воскресенский, 1962; Золотарев, 1962; Цейтлин, 1964, и др.).По этому изучение общего плана современного рельефа, рассмотрение древней речной сети и ее соотношение с современной гидрографией, а также выяснение основных черт становления рельефа во многом помогут в восстановлении палеогеографии юрской угленосной формации и истории возникновения и развития Ангаро-Чулымского прогиба на территории Южной Сибири.

Рельеф Южной Сибири имеет весьма неоднородное строение и состоит из низменностей, котловин, плато, плоскогорий, среднегорий, нагорий и горных хребтов. Своим происхождением он обязан взаимодействию новейших дифференцированных движений земной коры и экзогенных факторов — эрозии и денудации, причем интенсивность проявления послед

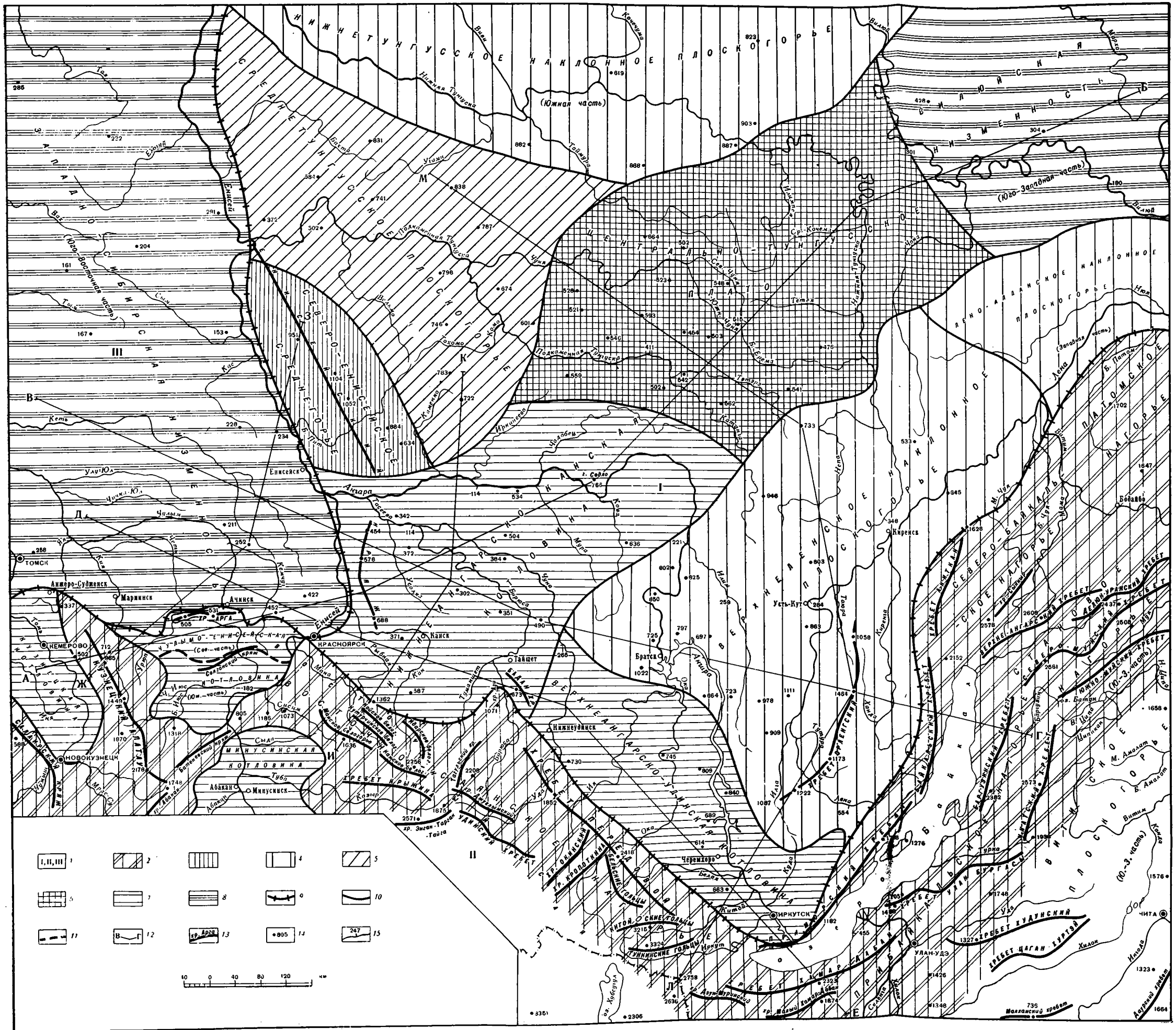
их во многом определяется характером геологических структур и литологическим составом пород.

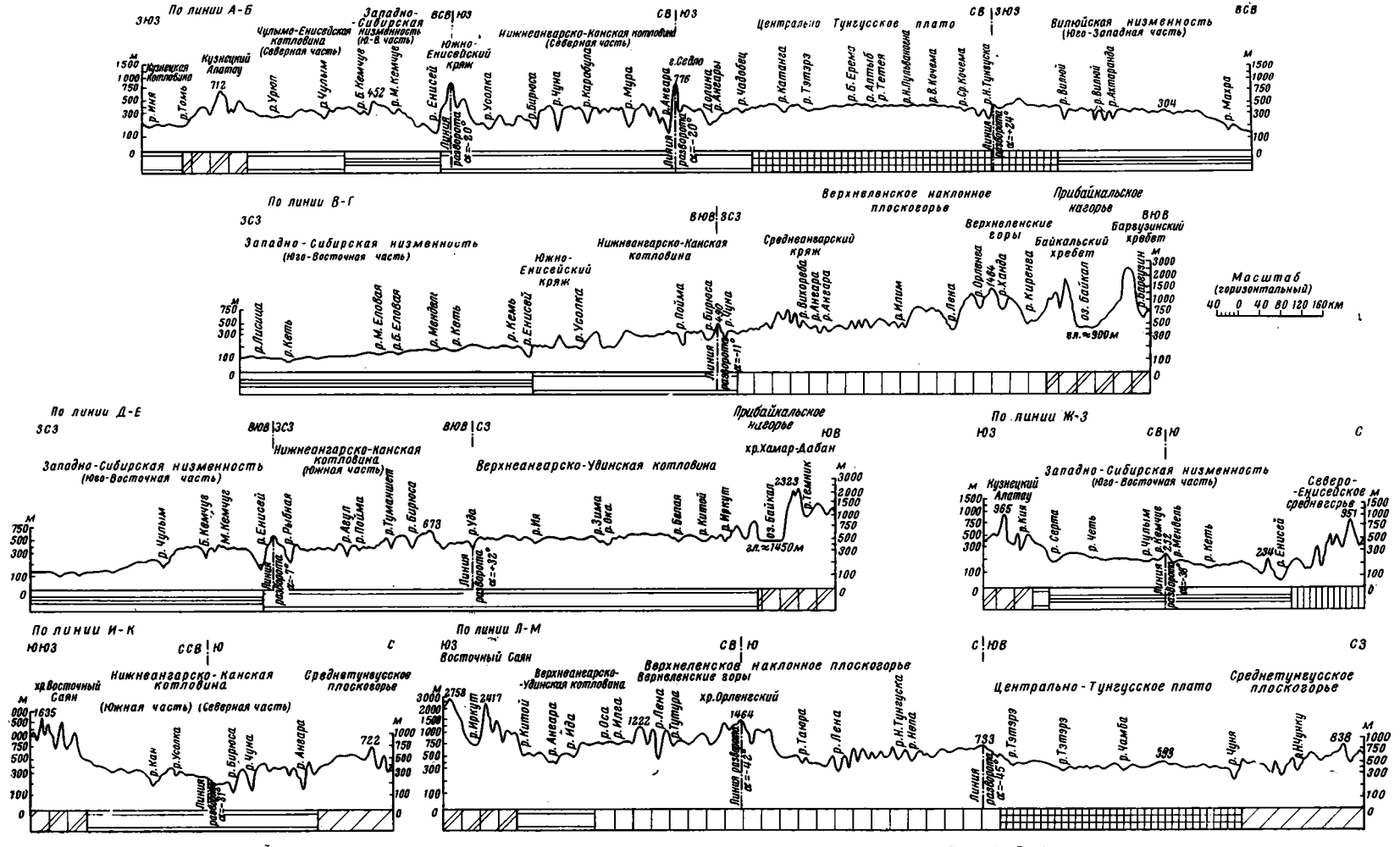
В. А. Обручев (1936) на основании многолетних исследований пришел к выводу, что современные горы и плоскогорья Сибири не являются непосредственными останцами древних горных сооружений, поскольку последние к мезозою уже были в основном уничтожены. Так, он считал, что на месте Восточного Саяна в первой половине юры располагалась сильно эродированная страна с рядом озер, в которых накапливались терригенные осадки, а местами и торфяники (В. А. Обручев, 1946). В дальнейшем эти выводы подтвердились более детальными исследованиями, в результате которых Е. В. Павловский (1948а, б), Н. А. Флоренсов (1948), Н. В. Думитрашко (1948), Е. М. Щербакова (1954), С. С. Воскресенский (1962) и другие пришли к заключению, что решающее значение для образования современных горных сооружений Южной Сибири имели движения неоген-четвертичного времени.

ОРОГРАФИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕЛЬЕФА

В настоящее время современный рельеф Южной Сибири изучен сравнительно хорошо; существует много частных и сводных работ, посвященных его описанию и геоморфологическому районированию. В наиболее полном виде это нашло отражение в монографии С. С. Воскресенского (1962) «Геоморфология Сибири». В нашу задачу не входило изучение рельефа; нас интересовали его орографические особенности (гипсометрия, расчлененность), их сочетание с общим планом современных геологических структур и что в этом плане унаследовано от мезозойской истории геоморфологического и геотектонического развития. Для этой цели автор провел орографическое районирование территории Южной Сибири (по гипсометрической карте масштаба 1 : 4 000 000, 1954), взяв за основу общую геоморфологическую схему С. С. Воскресенского (1962). Согласно последней, Южная Сибирь относится к неодинаковым по размерам частям трех геоморфологических (и орографических) провинций: 1) плоскогорий и низменностей Восточной Сибири, 2) гор Южной Сибири и 3) низменных аккумулятивных равнин Западной Сибири (фиг. 2). «Их рельеф,— пишет С. С. Воскресенский,— отличается по морфологическим и морфометрическим признакам и напряженности экзогенных рельефообразующих процессов, что обусловлено различным направлением, интенсивностью и дифференцированностью движений земной коры в неогене и четвертичном периоде, резко изменивших весь облик рельефа Сибири» (Воскресенский, 1962, стр. 8). Примерно вдоль долины Енисея (абсолютные отметки 200—250 *м*) проходит граница между первой и третьей провинциями, которая затем в районе Красноярска поворачивает на юго-восток и прослеживается по подножию Восточного Саяна до оз. Байкал. Далее она уже протягивается в северо-восточном направлении вдоль Приморского, Байкальского и Акитканского хребтов и Северо-Байкальского и Патомского нагорий. Граница между юго-восточной частью Западно-Сибирской низменности и горами Южной Сибири проходит по линии Красноярск — хр. Арга — северные отроги Кузнецкого Алатау.

Ангаро-Чулымский прогиб большей частью располагается в пределах южной части первой провинции, для которой автором сделано относительно дробное подразделение на орографические районы и приведена более детальная, хотя и краткая характеристика. Для третьей и второй провинций уделяется внимание только тем районам, которые или являются составной частью прогиба, или непосредственно примыкают к его границам. Характер их рельефа показан на схематических орографических профилях (фиг. 3).


НИЖНЕТУНГУССКОЕ НАКЛОННОЕ ПЛОСКОГОРЬЕ
(Южная часть)
ВИЛЮЙСКАЯ ВПАДИНА
(Юго-Западная часть)
ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ НИЗМЕННАЯ
(Юго-Восточная часть)
СРЕДНЕТУНГУССКОЕ ПЛОСКОГОРЬЕ
ЦЕНТРАЛЬНО-ТУНГУССКОЕ ПЛАТО
ЛЕНО-АНГАРСКОЕ НАКЛОННОЕ ПЛОСКОГОРЬЕ
ЛЕНСКОЕ ПЛАТО
ВЕРХНЕАНГАРСКО-ЧИВЫРКУЙСКАЯ КОТЛОВИНА
ПРИБАЙКАЛЬЕ
ЗАБАЙКАЛЬЕ
Енисей
Ангара
Лена
Вилюй
Нижняя Тунгуска
Подкаменная Тунгуска
Чуна
Тутончана
Ока
Кова
Бирюса
Ия
Илга
Куда
Витим
Олекма
Чара
Муя
Томск
Ачинск
Красноярск
Канск
Тайшет
Нижнеудинск
Братск
Усть-Кут
Киренск
Иркутск
Черемхово
Усолье-Сибирское
Ангарск
Улан-Удэ
Чита
Бодайбо
Кемерово
Новокузнецк
Абакан
Минусинск
Ачинско-Мариинская равнина
Минусинская котловина
Хребет Кан
Хребет Арга
Хребет Крыжина
Хребет Ориентирный
Хребет Удинский
Хребет Тулунский
Хребет Черемховский
Хребет Приморский
Хребет Хамар-Дабан
Хребет Улан-Бургасы
Хребет Худунский
Хребет Цаган-Хуртей
Хребет Малханский
Северо-Байкальское нагорье
Верхнеангарский хребет
Баргузинский хребет
Южно-Муйский хребет
Станового нагорье
Витимское плоскогорье
Патомское нагорье
Становой хребет
Джугджур
Алданское нагорье
Приленское плоскогорье
Чулымо-Енисейская котловина
Северо-Енисейское плоскогорье
Кас
Кеть
Чулым
Тым
Чичкаюль
Бол. Пит
Кемчуг
Мана
Кия
Чумыш
Томь
Иня
Берикул
Уда
Китой
Белая
Тагна
Ангара
Тасеева
Мура
Усолка
Чуна
Бирюса
Ока
Кова
Илга
Куда
Витим
Олекма
Чара
Муя
Тутончана
Подкаменная Тунгуска
Нижняя Тунгуска
Вилюй
Лена
Алдан
Амга
Тимптон
Чульман
Нюя
Тетя
Кемпендяй
Мархинский
Ыгыатта
Сюльдюкар
Чаркы
Мая
Маймакан
Учур
Гонам
Мая
Юдома
Кюбюме
Сиверма
Тыра
Сыгдыкан
Ыллымах
Ыллымахский
Ыллымахский
Ыллымахский



Фиг. 3. Схематические орографические профили Центральной и Южной Сибири

Условные обозначения см. на фиг. 2

Плоскогорья и низменности Восточной Сибири

Эта провинция в геологическом отношении отвечает большей части Сибирской платформы и в состав Южной Сибири входит лишь своей южной окраиной. Рельеф данной территории весьма разнообразен как по гипсометрии, так и по степени расчленения; его высотные отметки колеблются от 300—400 *м* (не считая речных долин, где они опускаются до 100 *м* и ниже) почти до 1500 *м* (хр. Орленгский с наивысшей точкой 1464 *м*).

Южная часть провинции плоскогорий и низменностей Восточной Сибири может быть подразделена на несколько орографически различных районов. Автор выделяет Северо-Енисейское среднегорье, Среднетунгусское плоскогорье, Нижнетунгусское, Лено-Алданское и Верхне-Ленское наклонные плоскогорья, Центрально-Тунгусское плато, Нижнеангарско-Канскую и Верхнеангарско-Удинскую котловины и Вилюйскую низменность (см. фиг. 2). Последнюю, а также Лено-Алданское наклонное плоскогорье С. С. Воскресенский (1962) считает геоморфологической областью, а остальную, бóльшую, часть этой провинции относит также к геоморфологической области, которую он называет Средне-Сибирским плоскогорьем.

Северо-Енисейское среднегорье представляет собой структурно-денудационную возвышенность, возникшую в результате размыва докембрийских и нижнепалеозойских гнейсов, кристаллических сланцев, мигматитов, гранитов, карбонатных и терригенных пород. По данным Г. И. Кириченко (1956), это мегантиклинорий, выведенный на дневную поверхность в конце третичного — начале четертичного времени. Его центральная зона вытянута в северо-северо-западном направлении; она отчетливо выражена в рельефе и образует единую горную гряду — кряж. Наиболее высокими вершинами являются горы Енашиминский Полкан (1104 *м*) и Лысая (1052 *м*). В целом рельеф сильно расчленен, с перепадами высот в 400—500 *м* и абсолютными отметками 800—1000 *м*. Он круто обрывается в сторону долины Енисея, а в восточном и северо-восточном направлениях постепенно сменяется несколько менее расчлененным и более низким рельефом Среднетунгусского плоскогорья. Наиболее крупной рекой, пересекающей вкрест простирания Северо-Енисейское среднегорье, является Большой Пит, который, как и большинство других рек, приурочен к различным участкам продольных и поперечных дизъюнктивных нарушений.

Среднетунгусское плоскогорье расположено в бассейне нижнего течения Подкаменной Тунгуски и с северо-востока примыкает к Северо-Енисейскому среднегорью. На севере граница проходит по левобережью Нижней Тунгуски, на западе — по правому берегу долины Енисея, а на юго-востоке — примерно по изогипсе 500 *м*. Рельеф имеет хорошо развитый эрозионный характер, и его специфика определяется широким развитием пластовых интрузий траппов, перемежающихся с горизонтально залегающими осадочными породами. Плоскогорье расчленено в основном на плосковершинные останцы, абсолютные отметки которых в среднем колеблются от 500 до 850 *м* (преобладают высоты 500—600 *м*) с перепадом высот в 300—400 *м*. Последнее обусловлено зрелостью рек, а такая крупная река, как Подкаменная Тунгуска, имеет глубоко врезанную долину (до отметки 100 *м* в центральной части плоскогорья у порога Дедушка) с большим количеством террас (более 10). В сторону Северо-Енисейского среднегорья и Нижнетунгусского наклонного плоскогорья отметки рельефа повышаются до 1000 *м* и более и понижаются в северо-западном направлении (к долине Енисея) до 100 *м*, а в юго-восточном — до 300—400 *м*.

Нижнетунгусское наклонное плоскогорье (южная часть) в геологическом отношении совпадает с зоной преимущественного развития покровов базальта, переслаивающихся с относительно маломощными прослоями туфогенных пород (кочечумская свита нижнего

триаса). Оно на юго-западе граничит с Среднетунгусским плоскогорьем, а на юго-востоке постепенно переходит в слабо расчлененное Центрально-Тунгусское плато. Нижняя Тунгуска, пересекающая южную часть наклонного плоскогорья в субширотном направлении, имеет глубоко врезанную каньонообразную узкую долину, борта которой возвышаются над урезом воды иногда на 500—600 *м*. Ее наиболее крупные правые притоки, стекающие с плато Путорана, достаточно глубоко врезаны, особенно в нижнем и верхнем течении. Абсолютные отметки колеблются от 600 до 900 *м*, хотя в придолинных частях они местами снижаются до 500 и даже 400 *м*. Перепад высот рельефа достигает 400 *м* и более. Рельеф характеризуется наличием крупных платообразных массивов, чередующихся с узкими крутостенными долинами.

Лено-Алданское наклонное плоскогорье только западной частью примыкает к району исследования и располагается у подножия Патомского нагорья. На западе и юго-западе оно граничит с Верхнеленским наклонным плоскогорьем, а на север постепенно переходит в Вилюйскую низменность. В геологическом отношении юго-западная окраина наклонного плоскогорья располагается в пределах поля преимущественного развития кембрийских и юрских отложений, где ордовикские и силурийские породы имеют островное распространение.

В общем плане поверхность плоскогорья имеет наклон в сторону Вилюйской низменности и согласуется с пологим залеганием палеозойских и мезозойских отложений. «Характерной чертой рельефа плоскогорья, — как отмечает С. С. Воскресенский,— является однообразие высот междуречных пространств и глубокое расчленение долинами рек и ручьев вблизи крупных эрозионных артерий, таких как Лена, Олекма, Алдан, Учур и др.» (Воскресенский, 1962, стр. 182). Глубина вреза долин достигает 300—400 *м*. Абсолютные отметки рельефа постепенно возрастают от 350—400 *м* на границе с Вилюйской низменностью до 1000 *м* у Патомского нагорья, где плоский рельеф сменяется горным.

Верхнеленское наклонное плоскогорье является по существу продолжением в юго-западном направлении Лено-Алданского наклонного плоскогорья и окаймляет с северо-запада и запада Северо-Байкальское нагорье, Акитканский, Байкальский и Приморский (северная часть) хребты Прибайкальского нагорья. На северо-западе оно более или менее постепенно сливается с Центрально-Тунгусским плато, а на западе довольно резко обрывается в Нижнеангарско-Канскую котловину; здесь граница проходит по северо-западному подножию Среднеангарского кряжа. В пределах наклонного плоскогорья на дневную поверхность выходят в основном ордовикские и силурийские отложения и только на юге и юго-восточной окраине — кембрийские. Кроме того, вдоль северо-западной границы плоскогорья встречаются траппы и несколько реже юрские отложения, имеющие островное развитие. Последние в виде водораздельных галечников известны в районах севернее Усть-Кута, в верховьях Катанги, Нижней Тунгуски, Чоны и в других местах. Однако южнее они отсутствуют; это объясняется тем, что южная часть наклонного плоскогорья (Лено-Ангарский свод) испытала более интенсивное новейшее поднятие, чем его северная окраина. Поэтому юрские водораздельные галечники оказались здесь уничтоженными последующей эрозией.

Поверхность рельефа в целом наклонена на запад и северо-запад, что является в значительной мере отражением полого залегающих, также наклоненных в эту сторону палеозойских пород. В пределах плоскогорья по различной степени расчлененности и неодинаковой гипсометрии рельефа можно выделить четыре орографических подрайона. На северо-востоке наклонного плоскогорья располагается зона с среднерасчлененным рельефом, абсолютные отметки которого колеблются в интервале 400—600 *м*, и лишь отдельные останцы достигают 700—750 *м*. В юго-западном направлении

происходит общее повышение рельефа в среднем до 900—1000 *м*, а отдельные высоты достигают 1464 *м* (хр. Орленгский); одновременно увеличивается его расчлененность (здесь отметки уреза воды р. Лены не превышают 450—500 *м*, а севернее, в районе Усть-Кута, они понижаются до 284 *м*). Восточнее хр. Орленгского высоты сначала резко понижаются до 750—600 *м*, а затем в отрогах Приморского и Байкальского хребтов они вновь повышаются. В западном и северо-западном направлениях от Орленгского хребта рельеф в целом постепенно сглаживается, и отметки высот на границе Нижнеангарско-Канской котловины составляют в среднем около 500 *м*; только в районе Братска и несколько севернее абсолютные отметки достигают 800—900 *м* и даже в отдельных точках несколько более 1000 *м*, образуя Среднеангарский кряж. Последний не представляет собой единого поднятия и состоит из большого числа разрозненных «куполовидных трапповых массивов — лакколитов или же плосковерхих возвышенностей — отпрепарированных мощных пластовых интрузий. Понижения между ними выработаны в осадочных породах. Формы рельефа кряжа повсюду обнаруживают теснейшую связь с морфологией трапповых тел» (Воскресенский, 1962, стр. 164).

С юго-запада на северо-восток, т. е. в соответствии с простиранием геологических структур, протекает р. Лена, берущая начало на стыке Приморского и Байкальского хребтов. Она размывает осадочные породы, имеет хорошо и глубоко разработанную долину, спокойное течение и многочисленные крупные (р. Киренга и др.) и мелкие притоки. Юго-западную окраину наклонного плоскогорья своим средним течением пересекает р. Ангара, которая в отличие от р. Лены изобилует порогами и перекатами, что обусловлено наличием многочисленных выходов траппов.

Центрально-Тунгусское плато расположено в междуречье среднего течения Подкаменной и Нижней Тунгусок. На юго-востоке и северо-западе оно ограничено плоскогорьями, а на северо-восток и юго-запад открывается соответственно в Вилюйскую низменность и Нижнеангарско-Канскую котловину. В строении плато принимают участие на юго-востоке конгломераты, гравелиты, песчаники и алеврито-глинистые отложения юры, а на северо-западе — нижнетриасовые туфогенные породы корвунчанской свиты. Траппы имеют незначительное островное развитие.

Плато представляет собой слабо расчлененную выровненную поверхность, где абсолютные отметки составляют около 500 *м* (от 450 до 550 *м*, преобладают высоты более 500 *м*) и только в районах развития траппов отдельные останцы поднимаются до 600 *м*. Для плато характерна густая речная сеть, имеющая неглубокие речные долины с пологими склонами, вследствие чего не всегда сразу можно установить границы между основанием долины, склонами и водоразделами. Здесь рельеф приобретает пологоволнистый характер. Долины часто заболочены; болотами заняты также многочисленные водораздельные пространства, на которых в ряде случаев сохранились фрагменты древних долин (Золотарев, 1959). Глубина вреза долин, как правило, не более 25—50 *м*, хотя в ряде случаев она увеличивается до 75—100 *м* для таких крупных рек, как Нижняя и Подкаменная Тунгуски.

Нижнеангарско-Канская котловина размещается в бассейне нижнего течения р. Ангары и пересекается ее довольно крупными притоками — реками Бирюсой, Чуной, Мурой, Ковой и Чадобцом, а также р. Кан, впадающей в Енисей. Границами котловины служат: на юге — подножие Восточного Саяна, на западе — долина Енисея, на севере и северо-востоке — Северо-Енисейское среднегорье, Среднетунгусское плоскогорье и Центрально-Тунгусское плато, на юго-востоке — разрозненные поднятия Среднеангарского кряжа. В геологическом отношении котловина совпадает с зоной преобладающего развития юрских отложений, между которыми обнаруживаются триасовые, пермские, карбоновые и девонские породы; на западе котловины на дневную поверхность выходят

нижнепалеозойские и докембрийские породы, а также рыхлые осадки палеогена.

Рельеф котловины очень разнообразен и весьма сложен по строению. Наиболее низкие участки встречаются в междуречье Бирюсы и Кана (Канско-Тасеевская впадина). Рельеф хотя и расчленен, но имеет широкие речные долины, пологие склоны и плоско-выпуклые водоразделы. Здесь отметки колеблются от 100—150 *м* в долинах рек до 350—400 *м* на водоразделах. По направлению к бортам котловины они увеличиваются, особенно на юг, к Восточному Саяну, достигая 500—600 *м*. В противоположную сторону, к Центрально-Тунгусскому плато, высотные отметки также возрастают в среднем до 500 *м* и только в прибортовых частях или в местах развития траппов они поднимаются несколько выше. В отличие от юго-западной части котловины здесь рельеф расчленен сильнее и реки врезаны на бóльшую глубину; относительные превышения достигают 200—300 *м*, а в долине Ангары — 400 *м*. Вместе с тем некоторые водораздельные плато (Чуно-Бирюсинское и др.) и впадины характеризуются более или менее спокойным рельефом. Лишь пластовые интрузии траппов несколько его усложняют, образуя ступенчатость склонов. Ими же обусловлено широкое развитие порогов на Ангаре, Чуне и других реках.

Верхнеангарско-Удинская котловина простирается вдоль Восточного Саяна от Нижнеудинска до Байкала. В северо-восточном направлении отметки рельефа, которые в среднем составляют 450—600 *м*, возрастают постепенно, и примерно по изогипсе 700 *м* котловина граничит с Верхнеленским наклонным плоскогорьем. В ее пределах широко распространены юрские отложения, а в прибортовых частях — кембрийские и ордовикские породы.

Поверхность котловины отличается относительно спокойным рельефом, что обусловлено весьма малой устойчивостью юрских пород к разрушению. Реки при выходе из Восточного Саяна разработали широкие долины и часто образуют внутренние дельты (Воскресенский, 1962), многие долины рек заболочены. Водоразделы между ними имеют вид невысоких волнистых плато с пологими склонами. В целом рельеф производит «впечатление пологохолмистой равнины, контрастирующей с более резкими формами, развивающимися севернее на карбонатных породах нижнего палеозоя» (Золотарев, 1962, стр. 437).

Вилюйская низменность своей юго-западной частью граничит с Лено-Алданским наклонным плоскогорьем на юге, Центрально-Тунгусским плато на западе и Нижнетунгусским наклонным плоскогорьем на северо-западе и севере. Абсолютные отметки от периферии к центру постепенно уменьшаются от 450—400 до 200 *м* и менее. Здесь, помимо широко развитых юрских отложений, на дневную поверхность выходят триасовые и палеозойские породы, а также участками траппы. Рельеф юго-западной части низменности характеризуется слабоволнистой, очень сглаженной поверхностью и внешним однообразием. Реки имеют широкие слабо врезанные долины, и только р. Вилюй участками размывает породы на значительную глубину.

Горы Южной Сибири

Горы, окаймляющие с юго-востока, юга и юго-запада Средне-Сибирское плоскогорье и юго-восточную окраину Западно-Сибирской низменности, составляют часть огромного пояса горных сооружений, протягивающихся от Зайсанской впадины до Охотского моря. Здесь выделяются Патомское, Северо-Байкальское, Прибайкальское и Восточно-Саянское нагорья и нагорье Кузнецкого Алатау. Неотъемлемой частью этой провинции является межгорная Чулымо-Енисейская котловина, располагающаяся между Восточным Саяном и Кузнецким Алатау.

Патомское и Северо-Байкальское нагорья, разделяемые нижним течением р. Витим, имеют много общих черт и представляют собой относительно невысокие горные сооружения, расчлененные глубокими долинами рек Большой Патом, Мама, Чуя, Чая и многочисленными их притоками. Абсолютные отметки колеблются от 1200 до 2000 *м*. Однако нагорья не имеют больших впадин, которые бы расчленяли их на четко выраженные горные хребты. Только на юге Северо-Байкальского нагорья появляются короткие хребты северо-восточного простирания. Нагорья сложены в основном мощным комплексом протерозойских пород и в меньшей мере архейскими образованиями. Кембрийские отложения развиты большей частью вдоль нагорий на стыке с Лено-Алданским и Верхнеленским наклонными плоскогорьями, хотя в относительно небольшом количестве они имеются в среднем течении р. Витим.

Прибайкальское нагорье с юго-востока примыкает к Средне-Сибирскому плоскогорью, на севере граничит с Северо-Байкальским нагорьем, между которыми вклиниваются юго-западные отроги Станового нагорья, на востоке и юго-востоке — с Витимским плоскогорьем и Селенгинской Даурией, а на юге Тункинской котловиной отделяется от Восточного Саяна. Нагорье представляет собой горную страну, состоящую из чередования хорошо орографически выраженных горных хребтов и глубоких котловин северо-восточного простирания. Озеро Байкал, образованное в результате заполнения водой Северо-, Средне- и Южно-Байкальской котловин, разделяет в настоящее время нагорье на Западное и Восточное Прибайкалье. Их хребты (Приморский, Байкальский, Хамар-Дабан, Баргузинский и др.) сильно расчленены, имеют остроконечные вершины, абсолютные отметки которых достигают 2500—2900 *м*. Относительное превышение высот очень большое. Так, Баргузинский хребет возвышается над дном Баргузинской котловины на 2370 *м*, Байкальский хребет — над дном Северо-Байкальской котловины на 3561 *м*. К котловинам и понижениям в рельефе приурочены многочисленные реки, среди которых наиболее крупными являются Селенга, Баргузин и Верхняя Ангара. Хребты и котловины нагорья сложены в основном протерозойскими образованиями, а архейские и особенно кембрийские породы встречаются отдельными изолированными пятнами. В некоторых впадинах на юге нагорья встречаются мезозойские и кайнозойские отложения.

Восточно-Саянское нагорье протягивается широкой полосой (200—350 *км*) вдоль южной и юго-западной периферии Средне-Сибирского плоскогорья, обрываясь к нему крутыми уступами. Здесь отметки от 550—650 *м*, характерные для юго-западного края Верхнеангарско-Удинской котловины, сначала резко возрастают до 1000—1200 *м*, а затем уже постепенно увеличиваются до Передового хребта и достигают 2500 *м*. Нагорье представляет собой крупное сводовое поднятие, состоящее из плато, поднятых на различную высоту. Над ними резко возвышаются сравнительно узкие и невысокие горные хребты, ориентированные большей частью в северо-западном направлении. Отчетливо выраженные межгорные котловины отсутствуют. Наибольшие абсолютные отметки характерны для юго-восточной части нагорья, где они достигают 3000—3500 *м*. К северо-западу нагорье постепенно понижается и заканчивается Батеневским и Солгонским кряжами. Последний, состоящий из отдельных останцов с наибольшей отметкой 877 *м*, входит в состав Чулымо-Енисейской котловины. Значительная роль в формировании рельефа принадлежит крупным и малым рекам, которые в различных направлениях пересекают нагорье, образуя узкие каньонообразные долины.

Нагорье сложено широкой гаммой осадочных, метаморфических и изверженных пород. В центральной части распространены архейские и протерозойские сильно метаморфизованные породы, прорванные разновозрастными гранитами. По северо-восточной окраине, на границе с Верхнеан-

гарско-Удинской котловиной, обнажаются кембрийские терригенно-карбонатные отложения, осложненные интрузиями гранитоидов. На северо-западе нагорья более развиты фациально изменчивые вулканогенно-осадочные и терригенные девонские образования. Кроме того, участками в понижениях рельефа установлены кайнозойские озерно-болотные осадки, а также покровы базальтов; возраст последних некоторые исследователи трактуют как четвертичный.

Кузнецкий Алатау представляет собой нагорье, состоящее из невысокого плато с отметками 400—800 *м*, над которым поднимаются мелкие хребты и гряды с неправильными очертаниями в плане. Наибольшие абсолютные отметки (2178 *м*) характерны для южной части нагорья (гора Верхний Зуб, хр. Тигир-тыш). В северном направлении они постепенно уменьшаются и в бассейне р. Яи не превышают 500 *м*, а затем еще далее снижаются до 250—300 *м*; здесь, уже в пределах Западно-Сибирской низменности, северные отроги Кузнецкого Алатау разграничивают Приобское и Причулымское плато.

Нагорье имеет асимметричное строение. В сторону Кузнецкой котловины оно обрывается системой крупных уступов (высотой до 400 *м*), а на востоке постепенно сливается с Чулымо-Енисейской котловиной. Нагорье дренируется многочисленными крупными и мелкими притоками Томи и Чулыма. Они имеют глубоко врезанные и узкие долины с широкими верховьями, несущими черты дряхлости. В целом наблюдается «резкий контраст плоских водоразделов с глубокими долинами рек» (Суворова, 1961, стр. 731). В строении Кузнецкого Алатау принимают участие архейские, протерозойские; кембрийские и ордовикские отложения, прорванные диабазами и мощными гранитными интрузиями. С последними, как правило, связаны его наиболее возвышенные участки.

Чулымо-Енисейская котловина расположена между Восточным Саяном и Кузнецким Алатау. Ее южная граница проходит по северному склону Батеневского кряжа, являющегося западным отрогом Беллыкского Белогорья Восточного Саяна. Батеневский кряж состоит из ряда остроконечных и скалистых гряд и холмов, совпадающих с простиранием пород. Абсолютные отметки не превышают 1000—1100 *м*; относительное превышение колеблется от 150 до 400 *м*. Южный и северный склоны кряжа имеют форму уступов; наиболее резко они обрываются в Чулымо-Енисейскую котловину. По данным В. С. Суворовой (1961), вдоль северного подножия кряжа проходит система прямолинейных древних ложбин, по которым выносился обломочный материал.

Северная граница котловины совпадает с хр. Арга, представляющим собой западный отрог Восточного Саяна. Хребет Арга — это небольшое и низкое горное сооружение, абсолютные отметки которого уменьшаются от 600—700 *м* на востоке до 400 *м* на западе. В широтном направлении котловина более чем наполовину пересекается низкогорным Солгонским кряжем, очень сходным по строению и типу рельефа с хр. Арга. Он разделяет котловину на две части: северную, Назаровскую, и южную, Балахтинскую. Иногда эти части принимают за две самостоятельные котловины — Северо- и Средне-Минусинскую.

Рельеф Чулымо-Енисейской котловины сформирован на верхнепалеозойских и мезозойских отложениях, участками прорванных молодыми базальтами и более древними интрузиями гранитов и плагиогранитов. Он представлен чередованием равнинных и холмисто-куэстовых участков. Последние характерны для районов, прилегающих с севера к Солгонскому кряжу и особенно к Батеневскому кряжу и Кузнецкому Алатау. Здесь рельеф приобретает особенно четко выраженные мозаичные черты и состоит из холмистых массивов и озерных котловин, разделенных цепями куэст и гряд, ориентированных в северо-западном и северо-восточном направлениях. В общем рельеф котловины понижается с юга на север от 750—

850 *м* у Батеневского кряжа до 250—350 *м* у хр. Арга, т. е. котловина как бы наклонена в сторону Западно-Сибирской низменности. В обратном направлении увеличивается расчлененность рельефа и глубина вреза рек (от 40—60 до 180—200 *м*). Здесь реки проложили узкие и прямолинейные долины, которые в пределах равнинных пространств становятся более широкими, часто заболоченными и несут комплекс аккумулятивных террас. Мелкие реки обычно приурочены к междугрядовым и куэстовым понижениям, тогда как река Чулым пересекает такие понижения вне зависимости от их простирания. Такие крупные реки, как Чулым, Сереж, Березовка, Урюп и другие, несут черты дряхлости, обусловленные молодыми поднятиями хр. Арга. Кроме того, в пределах предгорной равнины котловины «сохранились остатки древней гидрографической сети, местами выраженной в рельефе долинообразными понижениями (районы с. Сокса, лога Лиственничного, сел Малиновки и Скоробогатово)» (Суворова, 1961, стр. 733).

Западно-Сибирская низменность

На юго-востоке данной провинции С. С. Воскресенский (1962) выделяет область денудационной равнины и область древних приледниковых бассейнов. В состав северо-западной части Ангаро-Чулымского прогиба из первой области входит Причулымское плато, граничащее на юге с Чулымо-Енисейской котловиной, а из второй области, непосредственно прилегающей с севера к плато, — район возвышенностей с сильно расчлененным эрозионным рельефом. Причулымское плато занимает самую юго-восточную часть низменности. На западе оно отграничивается от Приобского плато северными отрогами Кузнецкого Алатау, а на северо-западе граница проходит примерно по линии устье р. Томь — г. Енисейск.

Рельеф Причулымского плато сильнее расчленен на юге; здесь абсолютные отметки в междуречьях достигают 400—500 *м*, и долины даже небольших рек хорошо разработаны, имеют асимметричное строение и пологие склоны. В северо-западном направлении расчлененность плато уменьшается, водоразделы становятся более плоскими, и их высотные отметки не превышают 200—300 *м*. В строении рельефа принимают участие в основном юрские и меловые отложения, моноклинальное залегание которых осложняется пологими платформенными структурами. Последние очень часто влияют на конфигурацию речных долин, которые как бы обтекают их, делая коленообразные изгибы. Если учесть, что Причулымское плато подвержено новейшим положительным тектоническим движениям, то понятной станет причина возникновения крутой излучины Чулыма между Назаровым и Ачинском. К северо-западной окраине Причулымского плато и далее в глубь Западно-Сибирской низменности увеличивается мощность четвертичных отложений, благодаря чему они здесь приобретают решающую роль в формировании рельефа.

ГИДРОГРАФИЯ И ДРЕВНЯЯ РЕЧНАЯ СЕТЬ

Огромные пространства Южной Сибири дренируются системой рек Северного Ледовитого океана, стекающих с горных сооружений, окаймляющих с юга и юго-востока Западно-Сибирскую низменность и Средне-Сибирское плоскогорье. Значительная часть Южной Сибири пересекается реками Енисейского бассейна — Енисеем с разветвленной сетью крупных и мелких его притоков: Ангарой, Каном, Маной, Нижней Тунгуской, Подкаменной Тунгуской, Большим Питом и др. Из них наибольшая роль принадлежит Ангаре и ее многочисленным притокам — Иркуту, Китою, Белой, Оке с Ией, Кове, Муре, Карабуле, Тасеевой с Усолкой, Чуной и Бирюсой, Куде, Илиму, Чадобцу, Иркинеевой и другим, которые протекают по центральной части Южной Сибири. На западе последняя дренируется Чулымом (притоки Яя, Кия, Кемчуг) и Кетью, относящимися к бассейну р. Оби; на

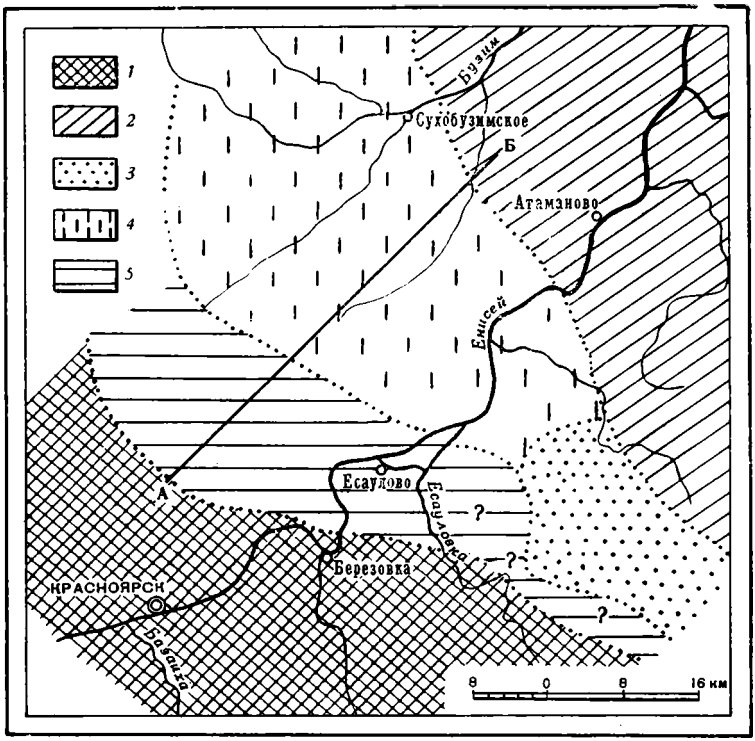
востоке и северо-востоке — Леной с притоками Киренгой и Витимом (Ленский бассейн).

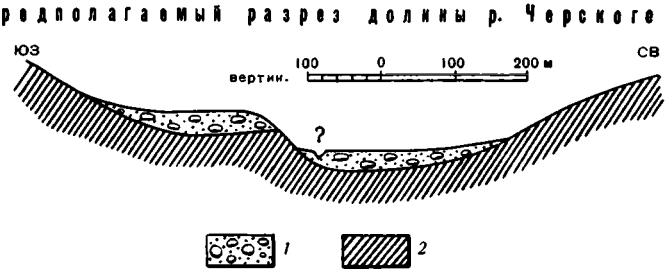
Река Енисей пересекает район исследования своим средним течением. На юге она разрезает северо-западное окончание Восточного Саяна, образуя узкий скалистый коридор. Ниже Красноярска русло Енисея расширяется до 0,8—1,3 *км*, долина — до 15—20 *км*, появляются крупные острова, хотя участками при пересечении западных отрогов Южно-Енисейского кряжа вновь возникают скалистые коридоры и пороги (у сел. Атамановского) Казачинского и в других местах). Правый склон долины обрывистый, залесенный, левый — пологий. Ниже устья Ангары Енисей становится более спокойным и ширина долины в некоторых местах достигает 40 *км*; левобережная пойма сильно заболочена.

Долина Енисея в целом имеет сложное строение и приурочена, как считает большинство исследователей, к зоне разломов, разделяющих Западно-Сибирскую низменность и Средне-Сибирское плоскогорье. Долина на всем протяжении не однородна и состоит из нескольких разновозрастных частей. Так, участок долины ниже устья р. Ангары (нижний Енисей) возник в конце неогена и генетически служит ее продолжением. На это еще более ста лет назад указывал Н. Версилов (1858). Участок выше устья Ангары (средний Енисей), по данным В. А. Зубакова (1958), сформировался позже, уже в раннечетвертичное время и синхроничен новому сводовому поднятию Восточного Саяна и становлению предгорной равнины. Примерно в это же время в результате трансформации Пра-Улугхема и Пра-Енисея возникло современное верховье Енисея (верхний Енисей), долина которого прорезала хр. Западный Саян и соединялась с остальной частью Енисея (Лебедева, 1938; Шорыгина, 1960, 1961; Тимофеев, 1964). Доказательством послемезозойского возраста долины Енисея в среднем течении (выше устья р. Ангары) служит то обстоятельство, что она пересекает между г. Красноярском и с. Атамановым древнюю мезозойскую долину И. Д. Черского (Радугин, 1937а), ориентированную в северо-западном направлении и открывающуюся в Западно-Сибирскую низменность (фиг. 4).

Река Ангара является самым крупным притоком Енисея. По площади водосбора Ангара превышает нижнюю часть Енисея (нижний Енисей) в три раза, а по площади сечения в пять раз. Поэтому нет ничего удивительного, что некоторые исследователи считают верхний и средний Енисей притоком Ангары. Это, в свою очередь, также подтверждает, что Енисей в современном виде действительно очень молодая река. Ангара же в нижнем течении в значительной мере унаследовала часть долины мезокайнозойской Пра-Тунгуски, дренировавшей, как увидим ниже, междуречье среднего течения Нижней и Подкаменной Тунгуски. Возможно, ее верховье располагалось у подножия гор Путорана. Пра-Тунгуска в мезозое впадала в эпиконтинентальный морской бассейн, располагавшийся в пределах Западно-Сибирской низменности, а временами вторгавшийся на территорию Средне-Сибирского плоскогорья. Временами же, в моменты его наибольшей регрессии, Пра-Тунгуска протекала вдоль Касского прогиба (по терминологии Н. Н. Ростовцева, 1958), возможно, огибая с северо-запада Келлог-Теульческое поднятие, являющееся погруженным продолжением Енисейского мегантиклинория.

Река Ангара вытекает из оз. Байкал, представляющего собой по существу промежуточный сточный водоем Енисейского речного бассейна. В него впадает свыше 300 рек (Мартинсон, 1959), в том числе такие крупные реки, как Селенга, Баргузин и Верхняя Ангара. Однако только одна Ангара выносит весь этот приток вод. В противном случае уровень Байкала ежегодно повышался бы на 185 *см*. Такой большой объем воды в Ангаре пополняется многочисленными крупными и мелкими ее притоками — Иркутом, Китоем, Белой, Окой, Тасеевой с Усолкой, Чуной и Бирюсой, Чадобцом и другими реками, стекающими с Восточного Саяна





Фиг. 4. Схематическая палеогеографическая карта и разрез мезозойской долины И. Д. Черского (по К. В. Радугину, 1937а)

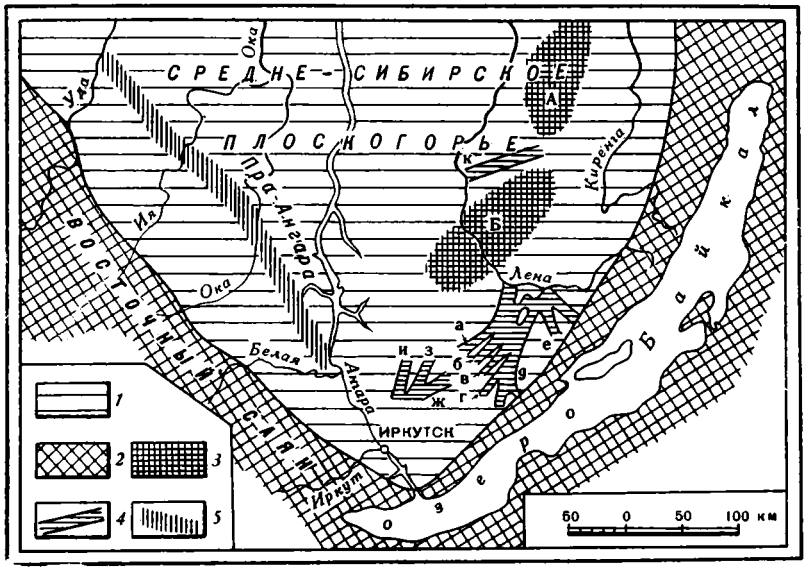
Палеогеографическая карта: *1* — горная страна Восточного Саяна; *2* — горная страна Енисейского кряжа; *3* — отложения долины р. Черского; *4* — Сухобузимская терраса долины р. Черского; *5* — Качинская терраса р. Черского; А—Б — линия разреза.

Разрез долины р. Черского: *1* — отложения (пески и галечники); *2* — коренные породы

и прилегающих к Ангаре возвышенных пространств. Все они, как и сама Ангара, имеют ступенчатый продольный профиль, где более или менее спокойные участки чередуются с порогами и шиверами, а на некоторых притоках встречаются даже водопады (р. Чуна).

История возникновения Ангары и ее отдельных частей еще во многом проблематична. По-прежнему по-разному трактуется ее природа. Больше всего исследователи расходятся в мнениях по вопросу о генезисе ее верховьев, поскольку это в значительной мере связано с особенностями образования Байкала. В настоящее время более или менее точно установлен среднекайнозойский возраст Байкала, хотя некоторые исследователи допускали его возникновение чуть ли не на глазах первобытного человека — в четвертичное время (Тетяев, 1916а), другие — в докембрийское время (Черский, 1886а). С. С. Воскресенский несколько по-иному объясняет вывод И. Д. Черского. Он считает, что И. Д. Черский «имел в виду лишь предопределенность прогиба с палеозоя» (Воскресенский, 1962, стр. 275). Отсутствует единый взгляд на историю образования Байкала. Господствовавшая вначале гипотеза провального происхождения Байкала в конце прошлого столетия сменилась точкой зрения Черского, согласно которой впадина озера образовалась в результате медленного и плавного прогибания земной коры. В дальнейшем В. А. Обручевым (1897) вновь была восстановлена, но уже в несколько измененном виде, «сбросовая» теория происхождения Байкала. По этой теории, впадина Байкала является частью системы депрессий — грабенов, образовавшихся в теле байкальского кристаллического массива. В последующее время появилась гипотеза «рампа», трактующая возникновение Байкала не в результате растяжения и растрескивания земной коры с последующим опусканием отдельных блоков — грабенов (гипотеза «рифта»), а посредством ее сжатия, породившего рамповую структуру складчатого типа (Павловский, 1941, 1948а). Механизм формирования последней был заимствован из работ Б. Виллиса (Willis, 1932, 1936), касающихся строения Мертвого моря и окружающих его горных сооружений. В настоящее время Н. А. Флоренсов (1960), Е. В. Павловский (1948б, 1956), В. В. Ламакин (1957, 1963) и другие исследователи рисуют сложную картину его образования, в котором участвовали сбросовые и пликативные дислокации, а также горизонтальные движения. Однако каждый из них неодинаково оценивает их роль и поэтому несколько по-разному трактует отдельные элементы возникновения Байкала. Так, Е. В. Павловский считает, что формирование впадин байкальского типа, или, как он их называет, «рифтовых долин» (тафрогенез) осуществлялось в закономерной связи (исторической и пространственной) с процессом аркогенеза, т. е. геоморфологически выраженного длительного складкообразования в условиях, характерных «для областей перехода от платформ к складчатым зонам или живущим еще геосинклиналям» (Павловский, 1948б, стр. 38).

В результате работ К. И. Богдановича (1896), Е. В. Павловского (1930а,б, 1938, 1948а, б), Е. В. Павловского и Н. Ф. Фроловой (1941), Л. Г. Каманина (1936, 1939), Н. В. Думитрашко (1948, 1952, 1955), Н. И. Соколова (1939, 1957), В. В. Ламакина (1957, 1963), А. Г. Золотарева (1959, 1962) и других собран большой фактический материал, позволяющий по многочисленным прямым и косвенным признакам делать вывод о том, что в древнечетвертичное и третичное время Ангара имела иной план и дренировала не все те участки Южной Сибири, через которые она сейчас протекает. Н. И. Соколов (1957) полагает, что вначале верховье Ангары располагалось севернее современного и по мере поднятия Приморского хребта оно мигрировало на юг. По его мнению, Ангара «имела в своем историческом развитии ряд истоков: наиболее древний исток Ангары шел от устья Бугульдейки через долину рр. Мурина и Куды; второй по времени исток прошел от устья Бугульдейки, через верховья рек Голоустной, Урунтуй



Фиг. 5. Схема древней долинной сети юго-востока Средне-Сибирского плоскогорья (по А. Г. Золотареву, 1962, с дополнениями автора)

1 — Средне-Сибирское плоскогорье (юго-восточная часть); *2* — Саяно-Байкальская горная страна; *3* — наиболее крупные тектонические поднятия: А — Онотская возвышенность; Б — Орленгский хребет; *4* — древние долины: а — Апхайско-Кырминская, б — Байтукская, в — Хоготская, г — Хамнейская, д — Бугульдейская, е — Иликтинская, ж — Ордынская, з — Кудинская, и — Кударейко-Дулейская, к — Чиканская, *5* — остатки долины Пра-Ангары

и Ушаковки; третий исток по линии рр. Голоустной, Черемшанки, Б. Речки; четвертый проходит по линии Б. Коты, верховье Крестовой пади и падь Распопиха. И, наконец, самым молодым является современный исток» (Соколов, 1957, стр. 71). Смещение в этом направлении продолжается и сейчас; левый обрывистый берег подмывается, а на правом образуются хорошо выраженные террасы. Большинство исследователей предполагает послеэоценовое время образования современного истока Ангары. В добайкальское время Ангара по зоне поперечного мезозойского синклинала, заполненного юрскими конгломератами (Павловский, 1948а), простиралась значительно восточнее, и, вероятно, Селенга в своем нижнем течении являлась частью верховья Пра-Ангары (Тимофеев, 1963а). Верховье Пра-Ангары в среднетретичное время было обрезано разломами, ограничивающими впадину Байкала.

Иное положение занимала и остальная часть долины Ангары. Последняя ниже Иркутска вначале течет на северо-запад, а затем в районе Черемхова поворачивает на север. К. И. Богданович (1896) и Н. И. Соколов (1957) высказали предположение, что ее древнюю долину следует искать вдоль зоны развития третичных песков, протягивающихся в северо-западном направлении (фиг. 5). «Эта полоса начинается на левом берегу долины Белой и идет мимо ст. Половина восточнее г. Черемхова, дер. Кутулиха. Далее, после некоторого перерыва, она прослеживается на междуречье Оки и Ии вдоль речки Алки. В южной части эти пески приурочены к высоким террасам Ангары, а потом отходят от долины Ангары и выполняют дно древней долины, местами занятой мелкими речками, местами пересеченной поперек современной гидрографической сетью. Менее отчетливо эта долина прослеживается до Уды» (Соколов, 1957, стр. 69). Очевидно, долина Ангары проходила еще далее на северо-запад, но следы ее на возникшем в конце

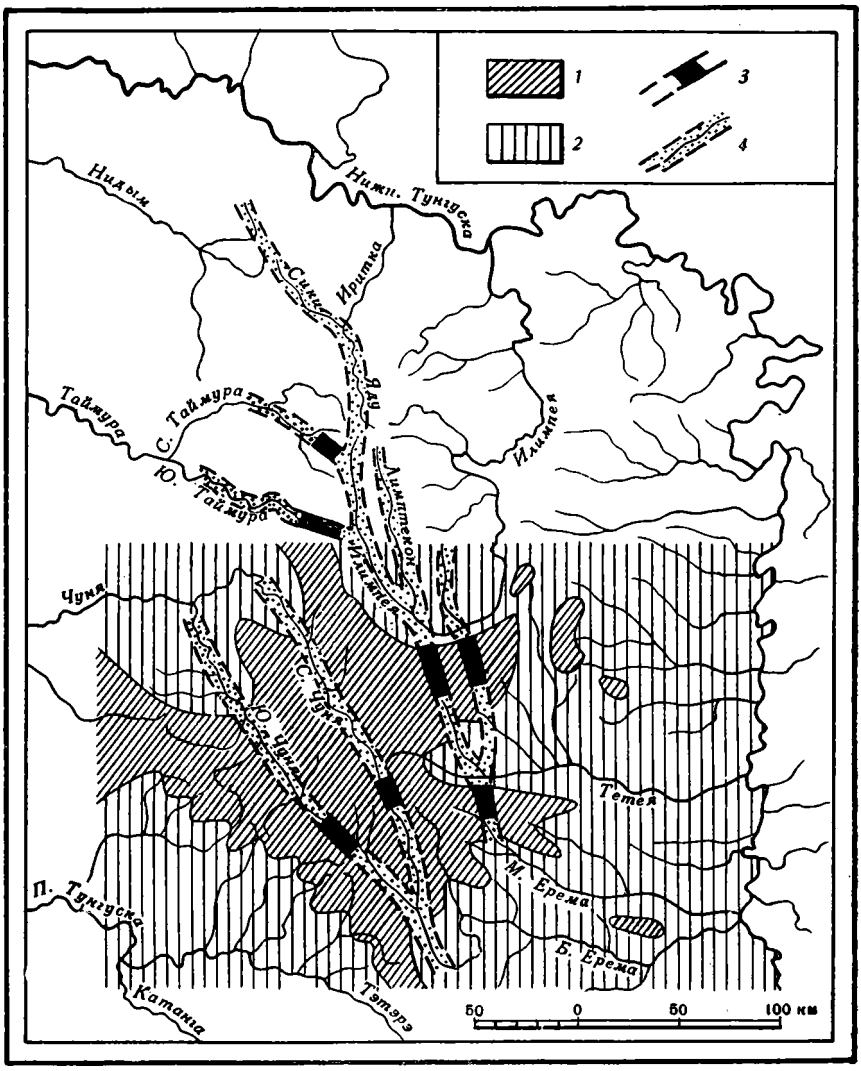
третичного — начале четвертичного времени Чуно-Бирюсинском поднятии уничтожены последующей эрозией. Как установлено нашими работами (Тимофеев, 1962, 1963а, б; Копорулин, Тимофеев, 1962; Тимофеев, Еремеев, 1964), и в юрское время долина Пра-Ангары также простиралась в этом направлении и достигала Западно-Сибирской низменности, где располагался эпиконтинентальный морской бассейн седиментации. Косвенным подтверждением этого являются сохранившиеся в районе Красноярска остатки мезозойской долины р. Черского, входившей, по нашему мнению, в систему низовьев бассейна Пра-Ангары.

В дальнейшем Чуно-Бирюсинское поднятие преградило путь Пра-Ангаре на северо-запад и повернуло ее на север; так возник меридиональный участок Ангары. Широтный участок долины Ангары в нижнем течении скорее всего унаследовал часть древней долины Пра-Тунгуски, дренировавшей в мезозое южные отроги возвышенности, располагавшейся в районе современных гор Путорана. В частности, на существование подобной возвышенности на севере Тунгусского бассейна в третичное время указывает С. В. Обручев (1932). Следовательно, современная долина Ангары не одновозрастна. В верхнем и среднем течении Ангара имеет слабо врезанную и относительно узкую долину, которая, по мнению большинства исследователей, возникла в конце третичного — начале четвертичного периода, когда происходила общая перестройка древней речной сети. Широтный же отрезок (нижнее течение) возник, очевидно, еще в мезозое и поэтому он характеризуется широкой и хорошо разработанной долиной.

В районах, прилегающих к истокам Ангары и Лены, располагаются две системы древних речных долин (см. фиг. 5). Одна из них, южная, относящаяся к бассейну р. Куды, тяготеет к р. Ангаре и, очевидно, была связана с формированием ее верховьев. По данным Е. В. Павловского и Н. В. Фроловой (1941) и других исследователей, здесь устанавливаются три долины — Ордынская, Кудинская и Кударейко-Дулейская, приуроченные к синклинальным структурам северо-восточного простирания. Сток вод по ним осуществлялся в юго-западном и южном направлениях. Другая система относится к верховьям Палео-Лены; в нее входят Апхайско-Кырминская, Байтукская, Хоготская, Хамнейская, Бугульдейская, Иликтинская долины (Павловский, Фролова, 1941). Эти древние долины не согласуются с современной гидросетью, и сток по ним совершался в основном на северо-восток, а по некоторым долинам, дренировавшим Приморский хребет, — на северо-запад. Среди древнего аллювия встречается галька кристаллических пород, заимствованных из Байкальской горной страны. Севернее системы «Палео-Лены» располагается древняя Чиканская долина; она ориентирована на юго-запад и, очевидно, являлась правым притоком Пра-Ангары. В некоторых долинах (Апхайско-Кырминская) установлены юрские отложения (Павловский, 1938, 1948б).

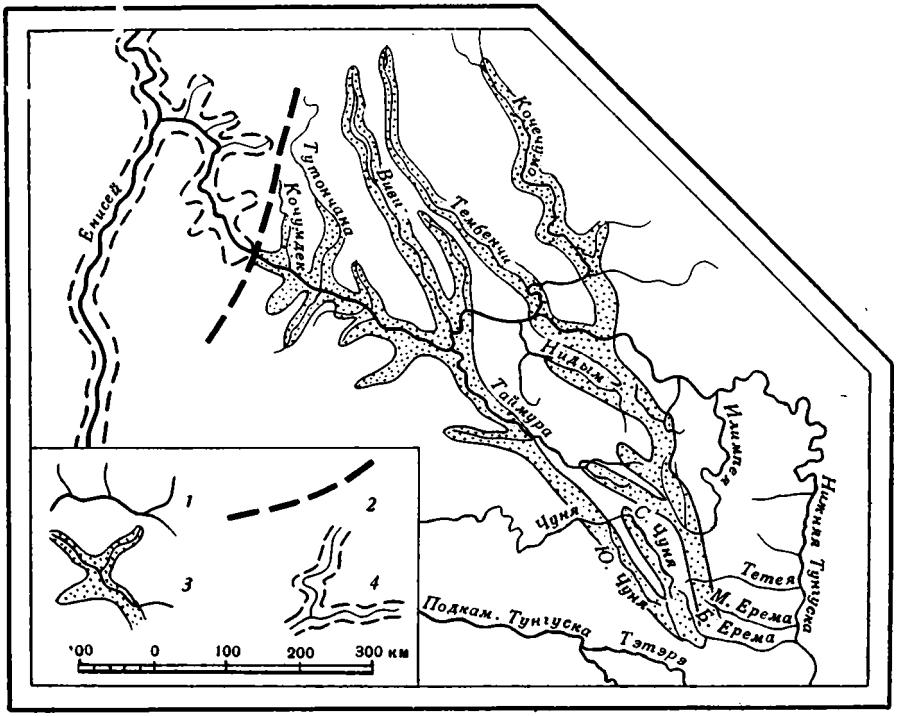
Особый интерес представляет древняя речная сеть центральной части Средне-Сибирского плоскогорья, а именно система рек Нижней и Подкаменной Тунгусок. Это, как увидим ниже, имеет непосредственное отношение к мезозойской речной сети в этом районе, а также к выяснению соотношения между Ангаро-Чулымским и Вилюйским прогибами и особенностей осадко- и угленакопления в них.

А. Г. Золотаревым (1959) на водоразделе Нижней и Подкаменной Тунгусок установлены фрагменты древней долинной сети, складывающиеся из реликтовых долин, развитых на водораздельных поверхностях верхней эрозионно-денудационной ступени (ее отметки около 500 *м*), и участков древних долин, которые унаследованы современными притоками Нижней и Подкаменной Тунгусок — Большой Еремой, Илимпеей, верховьями Нидыма, Сики, Яду, Лимптеконом, Южной и Северной Таймурой, Южной и Северной Чуней и другими (фиг. 6). Направление юго-восточного стока, совпадающее с общим наклоном топографической поверхности (Кушев,



Фиг. 6. Схематическая карта эрозионно-денудационных ступеней и древних долин в бассейнах Нижней и Подкаменной Тунгусок (по А. Г. Золотареву, 1959)

1 — верхняя ступень Дотунгусского эрозионно-денудационного цикла (Mz—Tr), высотой 450—500 *м*; *2* — нижняя ступень Тунгусского эрозионно-денудационного цикла (Ng—Q), высотой 300 *м*; *3* — реликты древних (Tr) долин; *4* — древние долины, унаследованные современной гидросетью



Фиг. 7. Схематический план гидросети третичного периода в бассейне Нижней Тунгуски (по А. Г. Золотареву, 1959)

1 — современная гидросеть; *2* — линия древнего водораздела; *3* — древняя гидросеть с юго-восточным направлением стока; *4* — гидросеть Палео-Енисея

1934; С. В. Обручев, 1932), в этих долинах А. Г. Золотарев восстанавливает по сочетанию следующих факторов. «Во-первых, в плане отдельные ветви этой сети, сливаясь между собой, указывают явно на юго-восточное направление течения бывших в них рек. Во-вторых, современные реки, унаследовавшие древние долины и текущие на северо-запад, имеют притоки, которые впадают в них против течения (см. на фиг. 6 реки Северную и Южную Чуню, Северную и Южную Таймуру); это свидетельствует о том, что в недалеком геологическом прошлом направление течения у этих рек было диаметрально противоположное: у Северной и Южной Чуни — на юго-восток, в бассейн р. Большой Еремы, а у Северной и Южной Таймуры — в долину р. Илимпеи. В-третьих, план перехватов в верховье р. Илимпеи, где она меняет направление с юго-восточного на северное, а также в верховье р. Нидым, говорит о том, что до перехватов сток здесь осуществлялся на юго-восток по древним долинам» (Золотарев, 1959, стр. 50). Возраст этой древней долинной сети он считает третичным, хотя и допускает, что она сформировалась еще в мезозое одновременно с верхней ступенью Дотунгусского эрозионно-денудационного цикла (Mz — Tr).

На основе обобщения материалов по центральной части Средне-Сибирского плоскогорья А. Г. Золотарев восстановил примерную систему древних долин Нижне-Тунгусского бассейна (фиг. 7), которая в конце третичного периода была изменена в результате коренной перестройки всей гидросети Дотунгусского эрозионно-денудационного цикла. Эта перестройка была вызвана общими тектоническими поднятиями, охватившими как Средне-Сибирское плоскогорье, так и окружающие его горные сооружения. Образовавшаяся современная Нижняя Тунгуска, отвечающая новому, Тунгусскому эрозионно-денудационному циклу (Золотарев, 1959),

обрезала верховья древней долинной сети и включила их в систему своих правых притоков. Что это, действительно, было так, показывает данный А. Г. Золотаревым анализ широтного отрезка Нижней Тунгуски между ее устьем и притоком Кочечума, состоящего из трех различных участков.

«Первый участок р. Н. Тунгуски расположен между притоками Кочечума и Виви. Здесь правые притоки Кочечума, Тембенчи, Виви и другие впадают в р. Н. Тунгуску против ее течения и имеют, таким образом, направление, не соответствующее нормальному плану гидросети, но согласующееся полностью с общим наклоном топографической поверхности, который, как уже отмечалось выше, существовал по предположениям С. В. Обручева (1932) и С. Л. Кушева (1934) еще в третичном периоде. Левые притоки текут в противоположном направлении — на северо-запад; причем у многих из них (Таймура, Нидым и другие) устья совпадают с устьями правых притоков или располагаются очень близко от последних. Создается впечатление, что перечисленные выше правые притоки р. Н. Тунгуски представляют собой отторгнутые верховья располагавшейся южнее древней гидросети Дотунгусского эрозионно-денудационного цикла. Между ними связующими звеньями были левые притоки р. Н. Тунгуски, сток в которых раньше осуществлялся в диаметрально противоположном направлении, т. е. на юго-восток.

Второй участок р. Н. Тунгуски, расположенный между притоками Виви и Кочумдека, характеризуется двумя особенностями. Во-первых, азимут общего направления течения делается больше по сравнению с предыдущим участком, и, во-вторых, притоки как левые, так и правые впадают здесь против течения главной реки. Это заставляет предполагать, что рассмотренный участок р. Н. Тунгуски имел в прошлом обратный сток и являлся правым притоком одной из наиболее крупных древних рек — «Палео-Виви». Впоследствии он был перехвачен с самого верховья одним из правых притоков р. Енисея, который мы склонны видеть в третьем участке р. Н. Тунгуски, расположенном между притоком Кочумдека и устьем.

В третьем участке, начиная от устья притока Кочумдека, азимут направления течения р. Н. Тунгуски заметно возрастает, что сразу же наводит на мысль об обособленности этого участка, но самое главное заключается в том, что в противоположность предыдущему участку здесь притоки как левые, так и правые впадают в р. Н. Тунгуску под острым углом, т. е. в направлении ее течения.

Линия древнего водораздела между бассейном «Палео-Енисея» и бассейном древних рек с юго-восточным направлением стока проходила где-то между вторым и третьим участками р. Н. Тунгуски, т. е. между верховьями притоков «Палео-Енисея» и «Палео-Виви» (см. фиг. 7).

В связи с общим поднятием Сибирской платформы во второй половине третичного периода произошло понижение базиса эрозии у рек Средне-Сибирской возвышенности и оживление глубинной эрозии. В бассейне р. «Палео-Енисея» врезание рек происходило глубже, чем в бассейне рассмотренной выше древней гидросети, устьевая часть которой ввиду ее юго-восточного направления стока находилась значительно дальше от постоянного базиса эрозии. Поэтому перехваты начали осуществляться со стороны системы «Палео-Енисея» (Золотарев, 1959, стр. 53—54).

Куда же дальше продолжалась эта система древних долин бассейна Нижней Тунгуски? В свете новых данных, полученных при изучении юрских угленосных отложений в пределах Южной Сибири (Тимофеев, 1962, 1963а, б, 1967; Копорулин, Тимофеев, 1962; Тимофеев, Еремеев, 1964), автор не может согласиться с выводами М. М. Одинцова (1945, 1953), М. М. Одинцова и др. (1961), А. Г. Золотарева (1959), Ю. П. Деева (1957) и некоторых других о том, что основные водные артерии на тер-

ритории Южной Сибири имели в кайнозое и мезозое северо-восточное направление, которое, по мнению М. М. Одинцова, совпадало с простиранием «Главной мезозойской депрессии Сибирской платформы». Это дало основание А. Г. Золотареву (1959) высказать предположение, что рассмотренные выше древние долины Тунгусского бассейна своими правыми притоками дренировали Восточные Саяны, Северо-Енисейский и Южно-Енисейский кряжи, а также прилегающие возвышенности, и выносили весь обломочный материал в Вилюйскую низменность. В последнее время, когда было установлено более широкое развитие юрских отложений в среднем и нижнем течении Ангары, М. М. Одинцов выделил Мурскую впадину, которая, по его мнению, «устанавливает связь между Ангаро-Вилюйским и Иркутско-Канским прогибами по зоне Главной мезозойской депрессии» и позволяет «объединить мезозойские впадины юга Сибирской платформы в целостную систему» (Одинцов и др., 1961, стр. 70). В результате этого М. М. Одинцов продолжил Ангаро-Вилюйский прогиб на юго-запад и, включив в него Мурскую и Канско-Тасеевскую впадины, назвал его Канско-Вилюйским прогибом.

В настоящее время М. М. Одинцов (1963) не считает, что из Канско-Вилюйского прогиба обломочный материал выносился только в Вилюйскую низменность. Он, вслед за автором (Тимофеев, 1962), не делая при этом соответствующей ссылки, теперь полагает, что для Иркутской впадины и юго-западной части Канско-Вилюйского прогиба (Мурская и Приангарская впадины, по М. М. Одинцову, 1963) следует допустить вынос обломочного материала в сторону юрских бассейнов Западно-Сибирской низменности, а для северо-восточной части Канско-Вилюйского прогиба (Чульская, Чулаканская, Тунгусско-Чонская и впадины современного бассейна р. Непы, по М. М. Одинцову, 1963) — в пределы Вилюйской низменности. Следовательно, М. М. Одинцов фактически разделяет Канско-Вилюйский прогиб на две части, которые автор (Тимофеев, 1962, 1963а, б) соответственно относит к Ангаро-Чулымскому и Вилюйскому прогибам. Однако М. М. Одинцов об этом прямо не говорит и не намечает между ними зону раздела, хотя, по-видимому, и предполагает ее примерно вдоль современной долины р. Катанги. По нашим данным, зона раздела между ними находилась несколько северо-восточнее и располагалась примерно в бассейне рек Тэтэрэ, Непы и Большой Еремы (Тимофеев, 1967).

Исходя из наших исследований, мы предполагаем, что в пределах Южной Сибири с мезозоя до конца третичного периода существовали главные реки не одного северо-восточного, а трех направлений: южного и юго-восточного, переходящего в юго-западное и западное (Пра-Тунгуска), северо-западного (Пра-Ангара) и северо-восточного (Палео-Лена). Большая часть древних долин системы Нижней и отчасти Подкаменной Тунгусок составляла верховье и среднюю часть крупной реки, названной нами Пра-Тунгуской, нижнее течение которой в настоящее время унаследовано Ангарой (широтный отрезок). Другая часть этих древних долин, очевидно, входила в систему левых притоков Палео-Лены. И третья крупная река — Пра-Ангара своим верховьем дренировала Байкальскую горную страну и в северо-западном направлении уходила в сторону Западно-Сибирской низменности. Детально эти вопросы будут рассмотрены ниже.

В конце третичного — начале четвертичного периода на территории Южной Сибири произошли неодинаковые по амплитуде, но весьма интенсивные тектонические поднятия, вызвавшие отмирание древней речной сети и создание новой, которая в общих чертах сохранилась до настоящего времени. Эти поднятия продолжаются и по сей день; только узкая полоса вдоль Восточного Саяна испытывает относительное опускание.

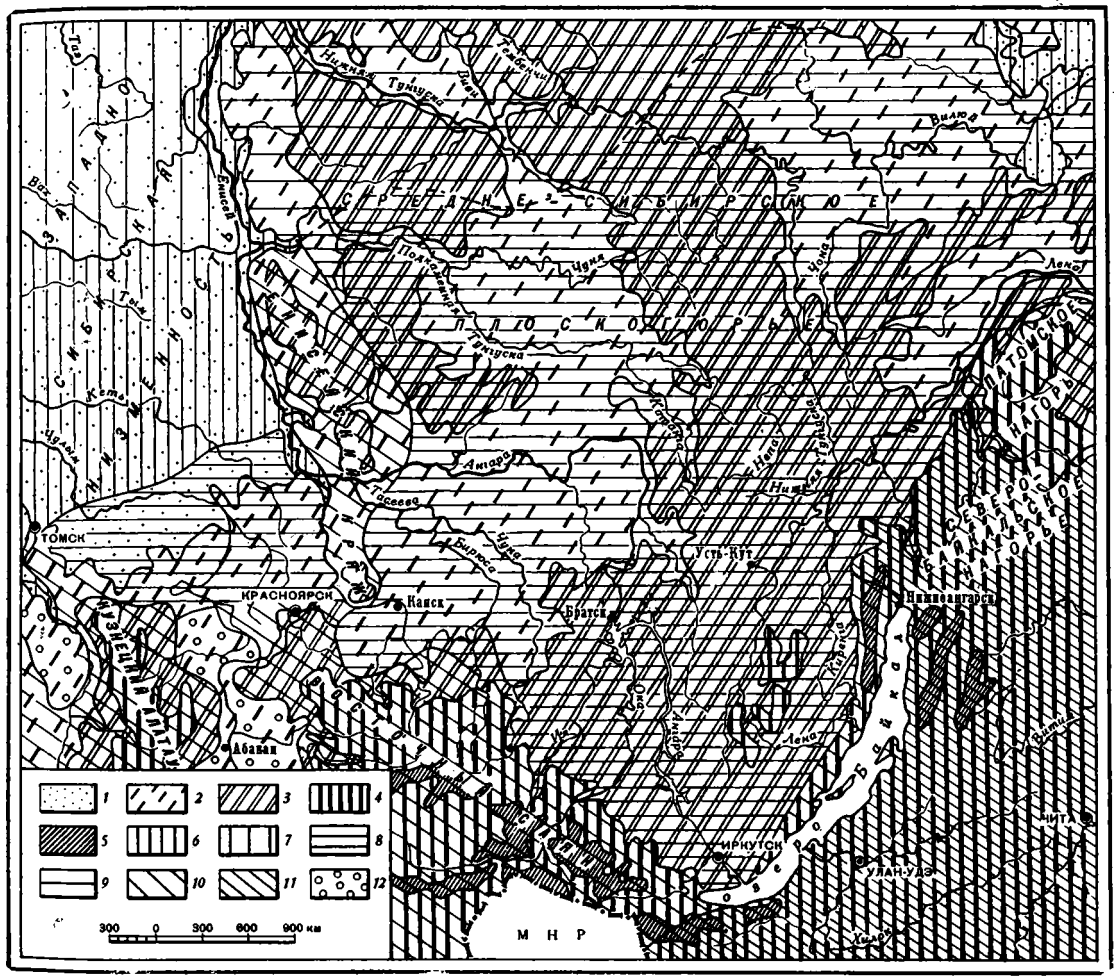
ОБЩИЙ ПЛАН РЕЛЬЕФА ЮЖНОЙ СИБИРИ

Ознакомление с орогидрографией отдельных районов Южной Сибири позволяет наметить общий план расположения различных типов рельефа в зависимости от его гипсометрии и степени расчлененности. Если вновь обратиться к схематической карте орографического районирования Южной Сибири (см. фиг. 2) и соответствующим профилям (см. фиг. 3), пересекающим ее в различных направлениях, то увидим, что в центре выделяется южная часть Средне-Сибирского плоскогорья, к которой с запада и северо-востока примыкают соответственно Западно-Сибирская и Вилюйская низменности. С юга и юго-востока плоскогорье окаймляется горными сооружениями Восточного Саяна и Прибайкалья. В свою очередь Средне-Сибирское плоскогорье неоднородно по строению и характеризуется довольно широким диапазоном изменения абсолютных отметок рельефа и расчлененности последнего.

На севере Южной Сибири расположено весьма слабо расчлененное Центрально-Тунгусское плато с абсолютными отметками в междуречьях около 500 *м* и относительным превышением 50, максимум 100 *м*. В западном и северо-западном направлениях плато постепенно переходит в Среднетунгусское плоскогорье и Нижнетунгусское наклонное плоскогорье, для которых характерен уже более расчлененный рельеф; соответственно увеличиваются относительные превышения до 300—400 *м* и абсолютные отметки водоразделов до 600—800 *м*. На юго-восток высотные отметки в пределах северо-восточного окончания Верхнеленского и юго-западной окраины Лено-Алданского наклонных плоскогорий вначале также увеличиваются медленно, но затем у подножий Северо-Байкальского и Патомского нагорий резко возрастают до 1200 *м* и более. В юго-юго-восточном направлении (см. фиг. 3, профиль по линии Л — М) абсолютные отметки достигают наибольшей высоты (1464 *м*) на Орленгском хребте. Далее на юго-запад они почти до верховьев правых притоков р. Ангары (реки Куда, Ида) не спускаются ниже 1000 *м*, а потом резко уменьшаются в Верхнеангарско-Удинской котловине до 450—600 *м*. При приближении к Восточному Саяну высотные отметки вновь делают резкий скачок до 2000 *м* (хр. Передовой); в центральных частях нагорья они превышают 3000 *м*. Чем больше абсолютные отметки, тем больше его расчлененность: так, в Верхнеангарско-Удинской котловине превышения в рельефе составляют 100—150—200 *м*, а в Восточном Саяне они увеличиваются до 1000 *м* и более.

К северо-востоку от Центрально-Тунгусского плато, в сторону центральных районов Вилюйской низменности (см. фиг. 3, профиль по линии А — Б), абсолютные отметки уменьшаются от 450—400 до 100 *м* и менее с относительным превышением в рельефе 25—50 *м*. Уменьшаются они и в сторону Нижнеангарско-Канской котловины. Здесь в долинах рек Бирюсы и Чуны отметки не превышают 150—250 *м*, на водоразделах достигая 400—450 *м*, т. е. относительное превышение рельефа составляет 250—300 *м*. По направлению к Восточному Саяну отметки и расчлененность рельефа быстро возрастают, а по направлению к Западно-Сибирской низменности те и другие уменьшаются.

Следовательно, в пределах южной и центральной частей Средне-Сибирского плоскогорья выделяются две четко выраженные орографические зоны с пониженным рельефом, хотя и имеющие различную расчлененность. Одна из них, Восточно-Саянская зона, состоящая из Верхнеангарско-Удинской и юго-западной части Нижнеангарско-Канской котловины, протягивается вдоль Восточного Саяна и в целом наклонена с юго-востока на северо-запад, т. е. от Байкала в сторону Западно-Сибирской низменности, где отметки водоразделов в среднем уменьшаются от 600—450 до 400—350 *м*, а речных долин — от 550—350 до 100—150—200 *м*. Вторая зона, Канско-Вилюйская, включающая Нижнеангарско-Канскую котловину,


ТОМСК
КРАСНОЯРСК
Канск
Братск
Усть-Кут
Нижнеангарск
ИРКУТСК
УЛАН-УДЭ
Абакан
Кузнецкий Алатау
Западный Саян
Восточный Саян
Енисей
Ангара
Лена
Чуна
Тунгуска
Вилюй
Витим
Байкал
Байкальские горы
Патомское нагорье
Среднесибирское плоскогорье
Центрально-Сибирское плато
Приленское плато
Ленское плато
Вилюйская низменность
Ангаро-Ленская ступень
Ангаро-Вилюйская ступень
Енисейский кряж
Кузнецкая котловина
Минусинская котловина
Тувинская котловина
Иркутская котловина
Нижнеангарская котловина
Канская котловина
Ангаро-Ленская впадина
Ангаро-Вилюйская впадина
Ангаро-Енисейская впадина
Ангаро-Тасеевская впадина
Ангаро-Чунская впадина
Ангаро-Тунгусская впадина
Ангаро-Илимская впадина
Ангаро-Катская впадина
Ангаро-Бирюсинская впадина
Ангаро-Удинская впадина
Ангаро-Балаганская впадина
Ангаро-Ольхонская впадина
Ангаро-Черемховская впадина
Ангаро-Зиминская впадина
Ангаро-Тулунская впадина
Ангаро-Братская впадина
Ангаро-Усть-Кутская впадина
Ангаро-Верхоленская впадина
Ангаро-Киренская впадина
Ангаро-Жигаловская впадина
Ангаро-Качугская впадина
Ангаро-Ербогачинская впадина
Ангаро-Непская впадина
Ангаро-Катангская впадина
Ангаро-Ковинская впадина
Ангаро-Подкаменнотунгусская впадина
Ангаро-Чадобецкая впадина
Ангаро-Ванаварская впадина
Ангаро-Хантайская впадина
Ангаро-Оленекская впадина
Ангаро-Анабарская впадина
Ангаро-Хатангская впадина
Ангаро-Вилюйская впадина
Ангаро-Тюнгская впадина
Ангаро-Чонская впадина
Ангаро-Алданская впадина
Ангаро-Амгинская впадина
Ангаро-Чульманская впадина
Ангаро-Учурская впадина
Ангаро-Зейская впадина
Ангаро-Буреинская впадина
Ангаро-Хингано-Олонойская впадина
Ангаро-Шилкинская впадина
Ангаро-Аргунская впадина
Ангаро-Нерчинская впадина
Ангаро-Газимурская впадина
Ангаро-Амурская впадина
Ангаро-Приморская впадина
Ангаро-Сахалинская впадина
Ангаро-Курильская впадина
Ангаро-Камчатская впадина
Ангаро-Корякская впадина
Ангаро-Чукотская впадина
Ангаро-Анадырская впадина
Ангаро-Беринговская впадина
Ангаро-Алеутская впадина
Ангаро-Аляскинская впадина
Ангаро-Канадская впадина
Ангаро-Гренландская впадина
Ангаро-Исландская впадина
Ангаро-Скандинавская впадина
Ангаро-Европейская впадина
Ангаро-Средиземноморская впадина
Ангаро-Африканская впадина
Ангаро-Аравийская впадина
Ангаро-Индийская впадина
Ангаро-Австралийская впадина
Ангаро-Новозеландская впадина
Ангаро-Антарктическая впадина
Ангаро-Южноамериканская впадина
Ангаро-Центральноамериканская впадина
Ангаро-Мексиканская впадина
Ангаро-Северноамериканская впадина
Ангаро-Арктическая впадина
Ангаро-Северная впадина
Ангаро-Северная впадина
Ангаро-Северная

простирания плато отметки повышаются на северо-запад до 850 *м*, а на юго-восток до 2000 *м*.

Таким образом, Центрально-Тунгусское плато представляет собой как бы седловину, ориентированную в северо-западном — юго-восточном направлении, и является по существу ничем иным, как частью водораздела между Енисейским и Ленским бассейнами, разграничивающего Вилюйскую низменность и Нижнеангарско-Канскую котловину. Последнее хорошо видно на схеме геоморфологического строения указанного района (фиг. 8), составленной Г. С. Ганешиным и С. В. Эпштейном (1958). Это находит отражение не только в гипсометрии рельефа. По плоскому и широкому водоразделу протекает такая крупная река, как Нижняя Тунгуска, которая пересекает его в начале в северном, а затем в северо-западном направлении и впадает в Енисей. Реки же Нижнеангарско-Канской котловины и Вилюйской низменности дренируют только соответствующие окраины водораздела и являются, с одной стороны, притоками Ангары, а с другой — Вилюя и Лены.

Восточно-Саянская и Канско-Вилюйская зоны пониженного рельефа сходятся на юго-западе Средне-Сибирского плоскогорья и открываются в сторону Западно-Сибирской низменности. Северо-восточная часть Канско-Вилюйской зоны, наклонённая к подножию Верхоянского хребта, входит в состав Вилюйской низменности.

Третья зона пониженного рельефа — Чулымо-Минусинская — располагается между Кузнецким Алатау на западе, Восточным Саяном на востоке и Западным Саяном на юге. В структурном отношении она соответствует серии межгорных котловин, заключенных между этими горными сооружениями. Ее северная часть, занятая Чулымо-Енисейской котловиной и отделенная от южной, Минусинской, Батеневским кряжем, наклонена на север и постепенно переходит в обширные плоские пространства Западно-Сибирской низменности. В соответствии с этим изменяются и абсолютные отметки рельефа от 850—750 *м* на юге до 350—250 *м* у хр. Арга. Далее на север, в пределах Западно-Сибирской низменности, они уменьшаются до 200—150—100 *м*.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА ЮЖНОЙ СИБИРИ

Как видим, рельеф Южной Сибири весьма разнообразен не только по гипсометрии (абсолютные отметки от 50—100 до 3000 *м* и более) и степени расчлененности, но и по тем морфологическим формам, которые возникли в процессе геологического развития этой территории в неоген-четвертичное время. Различия в рельефе обусловлены неодинаковым ходом экзогенных процессов, определявшихся своеобразием физико-географической среды, с одной стороны, а также направленностью (поднятия, опускания) и интенсивностью новейших тектонических движений — с другой. Поэтому рельеф тесно связан с геоструктурными особенностями строения отдельных регионов Южной Сибири. Складчатые области имеют наибольшие абсолютные отметки и весьма расчлененный рельеф, причем степень расчлененности зависит от литологического состава пород и тектонической подвижности структур. Низменности, как правило, в продолжение длительного времени испытывали опускания (Западно-Сибирская и Вилюйская), и за счет преобладания процессов аккумуляции здесь создался наиболее выровненный рельеф. Однако подобный тип рельефа, очевидно, может возникнуть и в областях, где темп поднятия согласуется с интенсивностью денудации и аккумуляции. Примером может служить Центрально-Тунгусское плато.

Все исследователи сходятся в мнении о том, что примерно к середине или концу неогена огромные пространства Южной Сибири были нивелированы, хотя по-прежнему существовали некоторые весьма незначительные различия в рельефе. Средне-Сибирское плоскогорье представляло

собой пологоволнистую низкую денудационную равнину с неглубоко врезанными речными долинами, имевшими длинные и пологие склоны и плоские невысокие водоразделы. Возможно, и Енисейский кряж мало чем выделялся в рельефе. Окружавшие плоскогорье горные сооружения к тому времени были превращены в выположенные пространства; в одних случаях они имели вид полого наклонных низкогорий (юго-восточная часть Восточного Саяна и Прибайкалье), в других — приобретали полого холмистый рельеф (северо-западное окончание Восточного Саяна, северные остроги Кузнецкого Алатау). Западно-Сибирская низменность — это низменная аккумулятивная равнина с некоторыми чертами денудации в частях, прилегающих к Средне-Сибирскому плоскогорью и Саяно-Алтайской складчатой области.

Древняя речная сеть, которая была заложена еще в юре (Павловский, 1948б; Тимофеев, 1962, 1963а,б,1967, и др.), приобрела черты дряхлости. Пра-Тунгуска, дренировавшая возвышенность, которая располагалась примерно в районе гор Путорана, стекала в юго-юго-восточном направлении, в центральной части Средне-Сибирского плоскогорья поворачивала на запад и где-то между северной и южной частями Енисейского кряжа выходила в пределы Западно-Сибирской низменности. Часть более мелких рек (возможно, также крупная река, подобная современному Вилюю), размывавших юго-восточную окраину этой же возвышенности, представляла собой, очевидно, левые притоки Палео-Лены, которая, по нашему мнению, брала начало на юге Северо-Байкальского нагорья и, вероятно, частично своим верховьем дренировала северо-восточную окраину Верхнеленского наклонного плоскогорья. Древние же речные долины юго-восточной окраины этого плоскогорья скорее всего не имели никакого отношения к бассейну р. Лены, а были верховьями какой-то древней реки или серии мелких рек северо-западного, западного и юго-западного направлений. Одна часть из них, возможно, впадала в Пра-Ангару, а другая — в Пра-Тунгуску. Сама же Пра-Ангара из Центрального Прибайкалья пробивала себе дорогу вдоль Восточного Саяна и в районе Красноярска выходила в Западно-Сибирскую низменность.

Примерно в конце неогена — начале четвертичного периода огромные пространства Южной Сибири подверглись новому импульсу тектонических движений, которые продолжаются и в настоящее время. Они обусловили изменение наклона отдельных частей топографической поверхности, сформировали новый план речной сети и осуществили коренную перестройку рельефа. К этому времени Южная Сибирь была снивелирована и горные сооружения едва возвышались над равнинными, слабо всхолмленными пространствами. По мере нарастания темпа и амплитуды восходящих и нисходящих движений формировались различные по гипсометрии и степени расчлененности рельефа регионы. Поднятия и опускания были весьма неоднородны, происходили с неодинаковой интенсивностью и имели различную амплитуду. Они носили большей частью сводовый характер и сопровождались перемещением отдельных блоков в основном по старым, но вновь ожившим разломам.

Неотектонические движения привели прежде всего к новому воздыманию Станового свода (Восточного Саяна, Прибайкальского, Северо-Байкальского и Патомского нагорий) и Кузнецкого Алатау, к значительно меньшему поднятию Средне-Сибирского плоскогорья и Чулымо-Енисейской котловины. Западно-Сибирская низменность претерпела опускание, хотя ее отдельные участки, особенно прилегающие к горному обрамлению и некоторым районам Средне-Сибирского плоскогорья, были приподняты на различную высоту. Так, в пределах центральной и южной частей Средне-Сибирского плоскогорья относительно большие поднятия испытали Енисейский кряж, особенно его северная часть, и Верхнеленское наклонное плоскогорье с Орленгским хребтом на юге, а узкая полоса вдоль Восточного Саяна на фоне общего поднятия и по сей день относительно опускается. Сводовый харак-

тер поднятия имел Восточный Саян, где, по данным Е. М. Щербаковой (1954), в его юго-восточной части центральные районы поднялись на высоту 1000—2000 *м*, а окраинные — всего лишь на 400—500 *м*. Аналогичные поднятия претерпели Прибайкальское, Северо-Байкальское и Патомское нагорья. Приблизительно в это время образовалась система впадин озера Байкал и другие впадины этого типа.

Изменился и общий план речной сети. Пра-Ангара вынуждена была в связи с образовавшимся Чуно-Бирюсинским поперечным поднятием изменить направление течения; в районе Черемхова она повернула на север и должна была в ином месте искать новый путь на запад. Вначале она, возможно, превратилась в левый приток Пра-Тунгуски, а затем в связи с распадом последней использовала ее широтный отрезок для своего нижнего течения.

Значительно бóльшие изменения испытала Пра-Тунгуска; ее отдельные участки частично были использованы другими реками (например, Ангарой), а частично вовлечены во вновь образовавшиеся системы новых рек. Так, в результате интенсивного опускания прилегающей к Средне-Сибирскому плоскогорью полосы Западно-Сибирской низменности между устьем Подкаменной Тунгуски и Дудинкой правые притоки Палео-Енисея на этом участке начали усиленно врезаться (верхняя — IX надпойменная терраса на высоте около 150—160 *м* в устье Нижней Тунгуски; Цейтлин, 1964) и перехватить реки Средне-Сибирского плоскогорья. Эту участь прежде всего испытали верховья Пра-Тунгуски, отдельные участки которой постепенно удлиняли правые притоки Палео-Енисея. Подобный процесс со временем все усиливался и захватывал все новые районы плоскогорья. Этому способствовали поднятия Центрально-Тунгусского плато и прилегающих районов Верхнеленского и Лено-Алданского наклонных плоскогорий, которые были сопряжены с поднятием Северо-Байкальского и Патомского нагорий, составляя внешний угол Станового свода. Одновременно вновь более четко обособилось плато, разделяющее Вилюйскую низменность и Нижнеангарско-Канскую котловину. Так постепенно Пра-Тунгуска распалась; ее нижнее течение было занято современной Ангарой, а из остальной, возможно, не всей части, образовалась система рек Подкаменной и Нижней Тунгусок, текущих вначале на север, а затем на северо-запад. Эти реки после Ангары являются самыми крупными притоками Енисея.

Сводовое поднятие Верхнеленского наклонного плоскогорья привело к переформированию его древней речной сети. Если раньше реки стекали преимущественно на запад, то теперь бóльшая часть из них изменила направление течения на северо-восточное, образовав современные верховья Лены и Киренги. Лена от своих истоков до устья р. Киренги имеет в плане четкообразный вид. При впадении в нее крупных притоков возникают озеровидные расширения, которые характерны для тех участков, где ее долина приурочена к древним котловинам. Все это указывает на то, что долина Лены гетерогенна и слагается как из реликтов древних долин, так и образовавшихся вновь. Ниже устья Киренги долина Лены имеет более древний облик; по мнению С. С. Воскресенского (1962), она заложилась здесь еще в верхнем палеогене. Верховье этой древней реки следует искать в Северо-Байкальском нагорье.

В процессе возникновения новых рек, главным образом после сформирования их долинной сети, реки с различной интенсивностью начали углублять свои русла, в результате чего образовались многочисленные террасы, количество и высота которых регулировались особенностями развития отдельных регионов. Это нашло отражение прежде всего в строении долин таких крупных рек, как Енисей, Ангара и Лена. Так, в пределах долины Енисея вниз по течению наблюдается общее уменьшение количества террас, хотя в ряде мест (Осиновский порог и др.) эта закономерность несколько усложняется. В районе Красноярска долина Енисея имеет

восемь террас (высота верхней 100—140 *м*; Зубаков, 1961), а у Туруханска — всего лишь четыре (высота верхней 70—100 *м*; Архипов, 1960). Это объясняется последовательным замещением поверхностей террас озерно-аллювиальными, озерными, эстуарно-морскими и ледниковыми водораздельными равнинами более молодого возраста. Нет еще достаточного единства мнений о количестве и возрасте террас Ангары. Большинство исследователей в различных ее участках выделяет от 4 до 14 террас, причем высота наиболее древней террасы, относимой к неогену, колеблется от 100 до 200 *м*. Еще больше расхождений в определении количества террас в долине Лены. В районе между Качугом и Усть-Кутом устанавливается 12 надпойменных террас; последняя имеет высоту 80—100 *м* и возраст Q^1_2 (Золотарев, 1962). Ниже, в ее среднем течении, Э. И. Равский и др. (1957) фиксируют восемь террас, где верхняя поднимается до 200—250 *м*, а ее возраст определяется как неогеновый.

В пределах центральных и южных районов Южной Сибири накапливается довольно разнообразный континентальный комплекс осадков — аллювиальные, делювиально-пролювиальные, озерные, озерно-болотные, болотные и в ограниченном количестве эоловые и ледниковые отложения. Они представлены глинами, суглинками, супесями, песками, галечниками, иногда с включением валунов, валунниками и торфяниками. Их мощность самая разнообразная; те или иные регионы в определенные отрезки времени характеризовались то исключительно накоплением мощных толщ осадков, то преобладанием денудации над аккумуляцией, то преимущественно денудацией. Последняя доминировала не только в горах, но и на некоторых плоскогорьях. Этим, в частности, следует объяснять островное распространение юрских отложений на Чуно-Бирюсинском поднятии, юрских галечников на Верхнеленском наклонном плоскогорье и в других местах. Несомненно, во многих районах ранее присутствовали и меловые отложения, которые, возможно, кое-где на северо-востоке и востоке Южной Сибири еще сохранились от размыва.

В настоящее время Южная Сибирь характеризуется (в крупном плане) продолжающимся (по Е. В. Павловскому, 1948а) интенсивным и неравномерным поднятием Станового свода — Патомского, Северо-Байкальского и Прибайкальского нагорий и Восточного Саяна (амплитуда в целом убывает с востока на запад). Одновременно на фоне широких сводовых поднятий по древним и более молодым разломам происходят отдельные опускания, что придает этому процессу характер блоковых движений. Умеренные движения свойственны Кузнецкому Алатау, Енисейскому кряжу, Орленгскому хребту и окраинным северо-западным и северо-восточным частям Восточного Саяна. Слабо поднимаются центральные и южные районы Средне-Сибирского плоскогорья, Чулымо-Енисейская котловина и смежные с Енисейским кряжем и северо-западными отрогами Восточного Саяна участки Западно-Сибирской низменности. Прилегающие к последним площади Западно-Сибирской низменности и центральные районы Вилюйской низменности с различной интенсивностью испытывают более или менее устойчивое опускание. Относительному опусканию подвергнута Присаянская кайнозойская депрессия. Так, под воздействием главным образом новейших тектонических движений в сочетании с экзогенными процессами возник современный рельеф Южной Сибири.

Глава III

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЮЖНОЙ СИБИРИ

ВВЕДЕНИЕ

В геологическом отношении Южная Сибирь относится к одному из наиболее сложно построенных регионов, история формирования которого еще со времени И. Д. Черского, Э. Зюсса, Делонэ и первых работ В. А. Обручева и М. М. Тетяева до недавнего прошлого вызывала много споров. Исследования последних 20—25 лет внесли много нового в познание ее геологического строения, что нашло отражение в сводных, региональных и тематических работах В. А. Обручева, М. М. Тетяева, Е. В. Павловского, М. К. Коровина, А. Н. Чуракова, Н. С. Шатского, Ю. А. Жемчужникова, А. А. Предтеченского, Н. А. Флоренсова, А. С. Хоментовского, Ю. А. Кузнецова, М. М. Одинцова, С. В. Обручева, В. А. Вахрамеева, Н. С. Зайцева, Н. В. Фроловой, П. Е. Оффмана, Ю. П. Деева, П. П. Тимофеева, М. Н. Благовещенской, К. В. Боголепова, А. В. Лебедева, И. В. Лучицкого, В. И. Копорулина и многих других. В наиболее полном и обобщенном виде это сделано в томах «Геологии СССР», посвященных Красноярскому краю (1961) и Иркутской области (1962), а по угленосным отложениям этих же регионов — в «Геологии месторождений угля и горючих сланцев СССР» (1964). И все же в настоящее время еще остаются окончательно не выясненными некоторые принципиальные вопросы. Так, поразному толкуются границы Сибирской платформы и ее соотношение со смежными структурами, отсутствует единство в расчленении докембрийских отложений, нет достаточных обоснований наличия байкальской складчатости как самостоятельной фазы орогенеза и масштабов ее проявления, довольно широко трактуется время возникновения основных горных сооружений Южной Сибири, недостаточно аргументированы характер и время заложения мезозойских структур и их соотношения друг с другом, с одной стороны, и с палеозойскими структурами — с другой, а также многие другие вопросы, от правильного решения которых зависят прежде всего прогнозы и поиски различных видов полезных ископаемых.

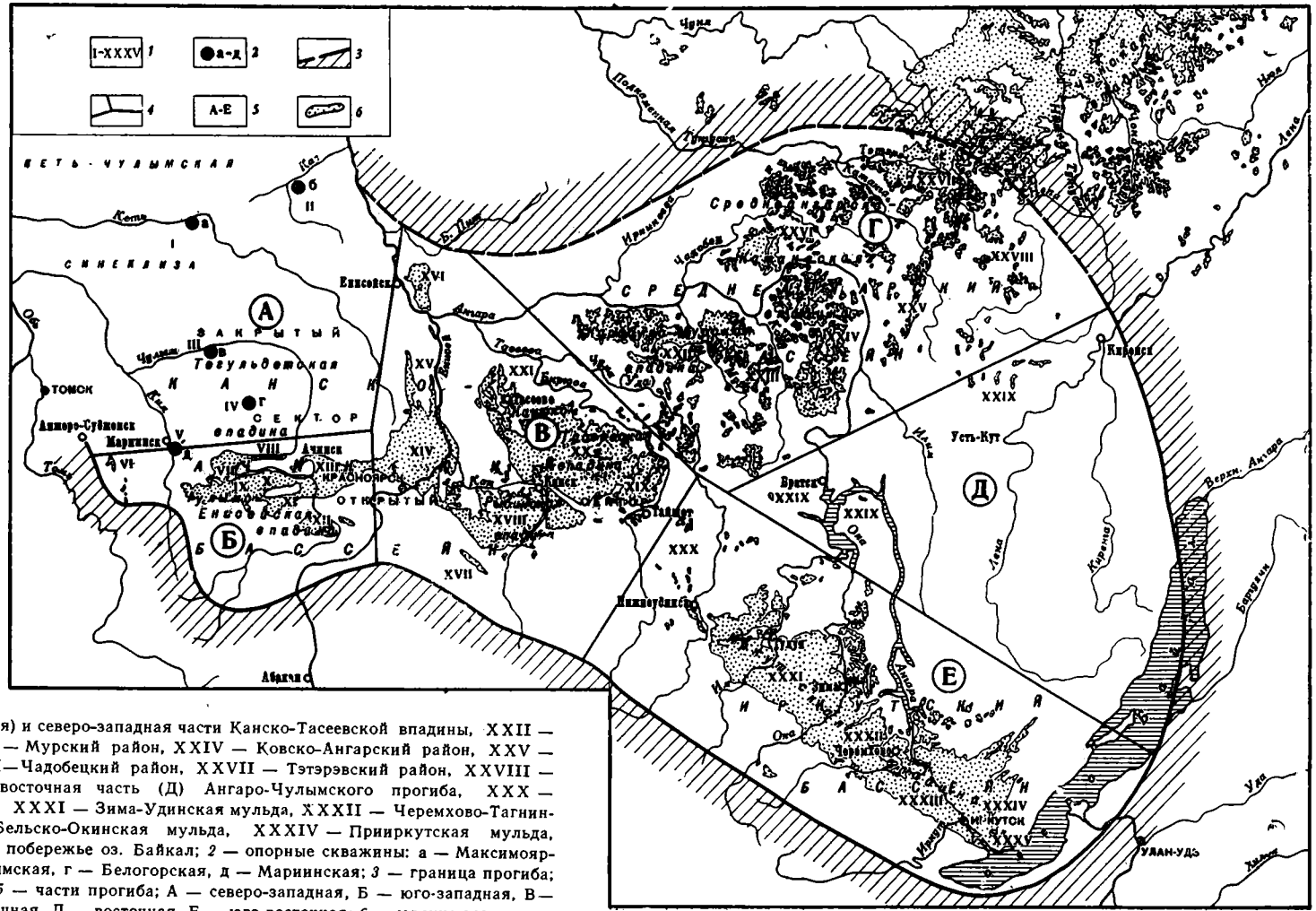
Из всего комплекса проблем наиболее расшифрованы те, которые относятся к палеозойской истории, так как породы этого возраста широко развиты (в том числе и под более молодыми отложениями). Этого, однако, нельзя сказать о мезозойских образованиях. Юрские отложения, являющиеся практически единственными представителями мезозоя на огромных пространствах Южной Сибири (исключая район юго-востока Западно-Сибирской низменности и некоторые локально ограниченные участки в других местах, где присутствуют также меловые отложения), имеют в зна-

чительной мере островное развитие и заполняют в современном рельефе пониженные участки, в структурном отношении представляющие собой впадины. Это приводит к тому, что некоторые исследователи без достаточных на то оснований рассматривают локально ограниченные площади юры как издавна существующие изолированные, не связанные друг с другом структуры, в которых осадконакопление происходило раздельно (Деев, 1957; Семериков, 1961; Бурцев, 1961, и др.). Отдельные исследователи (Саханова, 1957; Григорьева-Саханова, 1960) до сих пор даже считают, что Канско-Ачинский угольный бассейн как единое целое не существует, а есть два отдельных угольных бассейна — Канский и Чулымо-Енисейский. Отсюда и неверное в ряде случаев толкование условий накопления юрских угленосных отложений, особенно без детального литолого-фациального изучения столь обширного региона, каким является Южная Сибирь.

На территории Южной Сибири сходятся четыре крупных структурных элемента земной коры — южная и юго-западная части дорифейской Сибирской платформы, северо-восточная и северо-западная окраины байкалид Саяно-Байкальской области, северное окончание Саяно-Алтайской каледонской складчатой области и юго-восток эпипалеозойской Западно-Сибирской платформы. Сибирская платформа, являющаяся здесь наиболее древней структурой Южной Сибири, постепенно с юго-востока, юга и юго-запада «обрастала» новыми структурами байкальского, раннекаледонского, позднекаледонского и герцинского этапов консолидации. Таким образом, к концу палеозоя — началу мезозоя возникла гетерогенно построенная платформенная область, в теле которой в нижней юре начал закладываться и в средней юре окончательно сформировался Ангаро-Чулымский мезозойский прогиб (фиг. 9) с сильно расчлененным эрозионным и эрозионно-тектоническим рельефом.

Ангаро-Чулымский прогиб представляет собой крупную, сложно построенную и асимметрично наложенную структуру типа синеклизы. Примерная граница прогиба следующая: из района восточнее Томска она протягивается вначале на юго-восток вдоль северо-восточного склона Кузнецкого Алатау (Тайгинский и Саралинский массивы), а затем в восточном и северо-восточном направлениях прослеживается по северному краю нижнепалеозойского Беллыкского массива Восточного Саяна; далее она приблизительно совпадает с юго-западной и южной границами восточносаянских байкалид (по глубинному разлому) и в районе южной части Байкала поворачивает вначале на северо-восток, а затем на север и в меридиональном направлении пересекает оз. Байкал; здесь граница проходит вначале вдоль северной части Байкальского хребта (по серии продольных разломов), а затем, пересекая Лену, верховье Нижней Тунгуски и среднее течение р. Непы, направляется на северо-запад по междуречью Большой Еремы и Тэтэрэ; севернее слияния рек Катанги и Тэтэрэ граница поворачивает на юго-запад и, огибая с юга Северо-Енисейский мегантиклинорий, выходит к Енисею в районе устья р. Кас. На северо-западе автор относит к прогибу Тегульдетскую впадину, в которой в отчетливой форме проявляется нижне- и среднеюрское угленакопление (закрытый сектор Канско-Ачинского бассейна), генетически непосредственно связанное с остальной частью Ангаро-Чулымского прогиба. К северо-западу прогиб постепенно переходит в огромную дисперсионную область Западно-Сибирской эпипалеозойской платформы и заканчивается там, где юрские отложения уже не содержат угольных пластов.

В пределах прогиба юрские отложения повсеместно залегают несогласно на более древних (от докембрия до перми) породах, часто выходят на дневную поверхность, перекрываясь маломощным плащом четвертичных отложений. Только на западе и северо-западе Канско-Ачинского бассейна они погружаются под более молодые, меловые отложения Западно-Сибирской



Фиг. 9. Схематическая обзорная карта Ангаро-Чулымского мезозойского прогиба Южной Сибири.

1 — площади, опорные разрезы которых использованы для сопоставления юрских отложений (разрезы и их сопоставления показаны на табл. 1 и фиг. 16). I — Максимоярская опорная скважина, II — Касская опорная скважина, III — Чулымская опорная скважина, IV — Белогорская опорная скважина, V — Мариинская опорная скважина, VI — Ампалыкская мульда, VII — Итатская мульда, VIII — Боготольский район, IX — Березовская мульда, X — Алтат-Назаровская мульда, XI — Гляденская мульда, XII — Балахтинская мульда, XIII — Козульская мульда, XIV — Миндерлыкская мульда, XV — Пировское поднятие, XVI — Зырянская мульда, XVII — Саяно-Партизанская мульда, XVIII — Бородинская и Балайская мульды, XIX—XXI — юго-восточная, центральная (Абанская) и северо-западная части Канско-Тасеевской впадины, XXII — Карабулинский район, XXIII — Мурский район, XXIV — Ковско-Ангарский район, XXV — Илимо-Катский район, XXVI — Чадобецкий район, XXVII — Тэтэрэвский район, XXVIII — Чульский район, XXIX — восточная часть (Д) Ангаро-Чулымского прогиба, XXX — Чуно-Бирюсинское поднятие, XXXI — Зима-Удинская мульда, XXXII — Черемхово-Тагнинское поднятие, XXXIII — Бельско-Окинская мульда, XXXIV — Прииркутская мульда, XXXV — истоки р. Ангары и побережье оз. Байкал; *2* — опорные скважины: а — Максимоярская, б — Касская, в — Чулымская, г — Белогорская, д — Мариинская; *3* — граница прогиба; *4* — граница частей прогиба; *5* — части прогиба; А — северо-западная, Б — юго-западная, В — центральная, Г — северо-восточная, Д — восточная, Е — юго-восточная; *6* — юрские отложения.

низменности. Последние известны также в наиболее погруженных частях Березовской, Алтат-Назаровской и Итатской впадин. Г. Г. Мартинсон (1961) на основании обработки многочисленной фауны гастропод, пелецинод, филлопод, остракод, остатков рыб и насекомых (сборы П. П. Тимофеева, Н. Н. Тазихина, О. Р. Шутова и других, определения Г. Г. Мартинсона, О. М. Мартыновой, А. Г. Шарова, Н. И. Новожилова, В. С. Заспеловой, М.И. Мандельштама) высказал заслуживающее внимания мнение о более молодом, верхнеюрском и валанжинском, возрасте верхней части разреза угленосных толщ северо-запада Канско-Тасеевской впадины и Каранцайского месторождения северо-западной части Иркутского угольного бассейна. С нашей точки зрения, здесь важна не геологическая датировка отложений, которая, возможно, оказалась несколько завышенной, а не лишенное основания предположение о более молодом, чем нижне- и среднеюрский, возрасте угленосных отложений некоторых районов центральной и юго-восточной частей прогиба, что находит подтверждение в палеогеографических построениях автора (Тимофеев, 1962, 1963а, б). В настоящее время выводы Г. Г. Мартинсона полностью подтвердились для северо-западной части Канско-Тасеевской впадины, где в районе бассейна р. Мурмы и южнее установлены не только верхнеюрские, но и нижнемеловые (илекская свита) отложения (Санжара, 1964; Геологическая карта Енисейско-Саянской складчатой области, 1965). Не вызывает сомнения присутствие верхнеюрских отложений (кудинская свита) не только на Каранцайском месторождении, но и в других, наиболее погруженных участках Иркутской впадины, где они могли сохраниться от размыва. Здесь же могут быть обнаружены и нижние горизонты аналогов илекской свиты нижнего мела.

СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении Южной Сибири принимает участие разнообразный комплекс осадочных, метаморфических и изверженных пород от архея до четвертичных включительно (фиг. 10). Наиболее древними — архейскими, протерозойскими и кембрийскими — породами образованы горные сооружения Прибайкалья, Восточного Саяна, Кузнецкого Алатау и Енисейского кряжа. Возвышенные участки Средне-Сибирского плоскогорья сложены нижне- и средне-, отчасти верхнепалеозойскими отложениями. Мезозойские отложения занимают Вилюйскую и Западно-Сибирскую низменности, котловины и плато Средне-Сибирского плоскогорья и окаймляющих его горных сооружений, а кайнозойские и относительно мощные покровы четвертичных — покрывают обширные пространства Западно-Сибирской низменности.

В нашу задачу не входит рассмотрение стратиграфии отложений, подстилающих и покрывающих юрскую угленосную формацию. Их характеристика довольно полно приводится в сводных работах — «Геологическое строение СССР» (1958), «Геология СССР», т. 15, Красноярский край (1961), т. 17, Иркутская область (1962). В данной монографии дается лишь краткое перечисление типов отложений и районов их распространения. Стратиграфия же юрских отложений освещается весьма подробно с обоснованием всех внесенных автором изменений, касающихся выделения новых свит, их объема и возраста. Все это основывается не только на результатах детального литолого-фациального изучения и формационного их анализа, но на рассмотрении особенностей развития юрской флоры в пределах Южной Сибири. Для последнего большое значение имели работы В. Д. Принады (1944, 1962) и В. А. Вахрамеева (1964), а также новые сборы растительных остатков, проведенные Е. С. Рассказовой (1963—1964 гг.).

Докембрийские, палеозойские и нижнемезозойские отложения

Докембрийские (архейские и протерозойские) образования участвуют в строении Енисейского кряжа, Кузнецкого Алатау, Восточного Саяна и Прибайкалья. Они сложены как осадочными и вулканогенно-осадочными, так и глубоко метаморфизованными породами, прорванными кислыми, основными и значительно реже щелочными и ультраосновными интрузиями.

Палеозой представлен разнообразным комплексом осадочных, вулканогенных и магматических пород от кембрия до перми включительно. Наиболее широкое развитие имеют нижнепалеозойские отложения, которые слагают значительные площади горных сооружений и прилегающих к ним районов; они занимают также южную часть Сибирской платформы. Средне- и верхнепалеозойские отложения характерны для Минусинской и Чулымо-Енисейской котловин, юго-западных и центральных районов Сибирской платформы. Нижнемезозойские (триасовые) отложения распространены в южной части Тунгусской синеклизы и на небольшом числе площадей известны на юго-востоке Западно-Сибирской низменности (рэт — лейас).

Среднемезозойские отложения

Общие замечания

На территории Южной Сибири среднемезозойские (юрские) отложения принимают участие в сложении Ангаро-Чулымского прогиба и имеют в его пределах более широкое развитие, чем это представлялось до недавнего прошлого. Особенно это относится к северо-восточной части прогиба, где благодаря съемочным и тематическим работам научных и производственные организаций Министерства геологии СССР (ВСЕГЕИ — М. Н. Благовещенская и Н. Н. Тазихин, трест Аэрогеология — Н. В. Дренов, О. И. Юон, Г. И. Кириченко и др., Красноярское и Иркутское геологические управления) и Сибирского отделения Академии наук СССР (М. М. Одинцов, С. Ф. Павлов, М. М. Одинцова и др.) установлены новые площади их распространения.

Юрские отложения покрывают огромные пространства Ангаро-Чулымского прогиба и, почти не прерываясь, протягиваются относительно широкой полосой из юго-восточной окраины Западно-Сибирской низменности на восток и северо-восток, в район Центрально-Тунгусского плато, и от северных отрогов Кузнецкого Алатау на восток и юго-восток вдоль северо-восточного склона Восточного Саяна до оз. Байкал. (см. фиг. 10). Они заполняют многочисленные, неодинаковые по размерам и структуре впадины, в том числе Тегульдетскую, Чулымо-Енисейскую, Канско-Тасеевскую, Рыбинскую и Иркутскую, из которых четыре первые составляют Канско-Ачинский (открытый и закрытый секторы) угольный бассейн, а последняя отвечает Иркутскому угольному бассейну. На северо-востоке прогиба юрские отложения изучены значительно слабее и установлены в среднем течении рек Чуны (Уды) и Ангары, в бассейнах рек Карабулы, Муры, Ковы, Чадобца, Тычаны, Катанги, Тэтэрэ, Большой Еремы, Непы, в верховьях Нижней Тунгуски. Они располагаются как в долинах рек, так и на их водоразделах, выполняя Карабуло-Мурскую и Среднеангарско-Катангскую впадины. Эти две крупные впадины объединены нами в Среднеангарский угольный мезозойский бассейн. Границы Среднеангарско-Катангской впадины требуют дальнейшего уточнения. Она состоит из ряда мелких, пока еще не четко ограниченных впадин второго порядка, или, вернее, мульд — Эдучанской, Поливской, Верхнекатангской, Чульской, Чулаканской, Хаталангской, Тушамской (названия мульд по С. Ф. Павлову, 1963), Едоминской, Чадобецкой, Тычанской и других, Северо-восточнее, уже за пределами Ангаро-Чулымского прогиба, юрские отложения приобретают более сплошное распространение

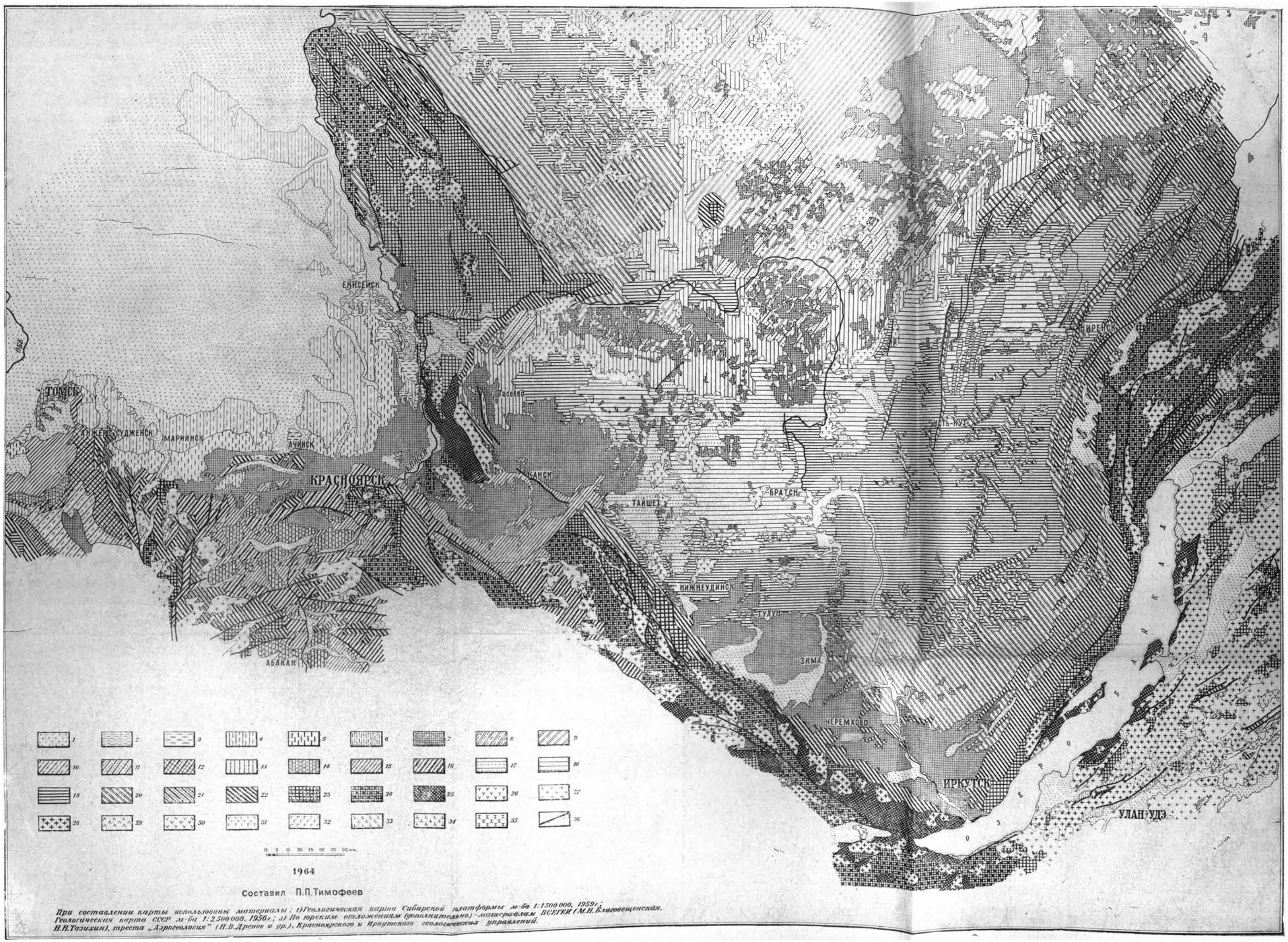
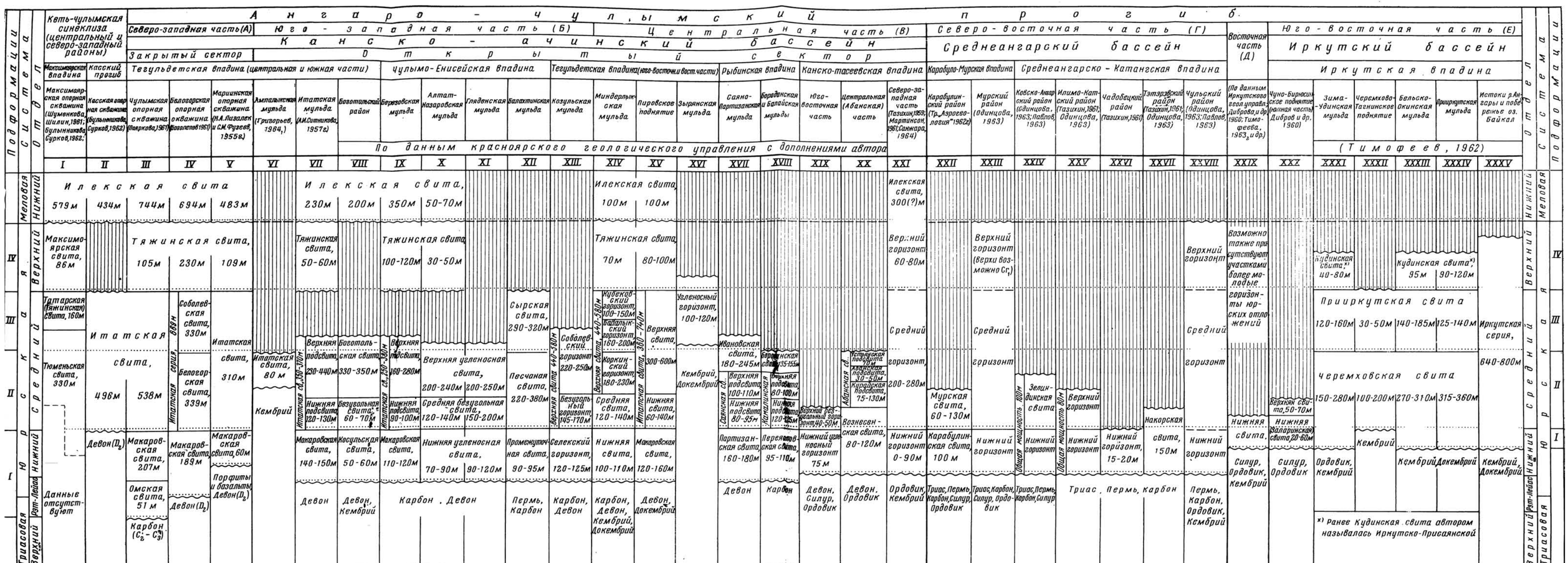

ЕНИСЕЙСК
ТОМСК
АНЖЕРО-СУДЖЕНСК
МАРИИНСК
АЧИНСК
КРАСНОЯРСК
ЕНИСЕЙ
Тасеево
КАНСК
ТАЙШЕТ
БРАТСК
НИЖНЕУДИНСК
ТУЛУН
ЗИМА
ЧЕРЕМХОВО
ИРКУТСК
УСТЬ-КУТ
КИРЕНСК
УЛАН-УДЭ
ОЗЕРО БАЙКАЛ
АБАКАН
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
15 0 15 30 45 60 75 90 км.
1964
Составил П.П.Тимофеев
При составлении карты использованы материалы: 1) Геологическая карта Сибирской платформы м-ба 1:1500000, 1959г.; Геологическая карта СССР м-ба 1:2500000, 1956г.; 3) По юрским отложениям (дополнительно) - материалам ВСЕГЕИ (М.Н.Благовещенская, Н.Н.Тазихин), треста „Аэрогеология" (Н.В.Дренов и др.), Красноярского и Иркутского геологических управлений.

СХЕМА СОПОСТАВЛЕНИЯ РАЗРЕЗОВ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ АНГАРО-ЧУЛЫМСКОГО ПРОГИБА И СМЕЖНЫХ РАЙОНОВ ЮЖНОЙ СИБИРИ

Составил П. П. Тимофеев



Местоположение разрезов I—XXXV см. на фиг. 9.

и входят в состав Чонской впадины и Вилюйского прогиба. Юрские отложения известны также на юге Чуно-Бирюсинского поднятия; здесь они имеют островное развитие и представляют собой остатки некогда более или менее сплошного чехла, соединявшего Канско-Ачинский и Иркутский угольные бассейны.

В пределах Ангаро-Чулымского прогиба юрские угленосные отложения повсеместно залегают с эрозионным размывом на различных горизонтах древних образований (от докембрия до триаса включительно) и на значительной части изученной территории непосредственно выходят на дневную поверхность, местами перекрываясь более молодыми отложениями, а в большинстве случаев, как правило, маломощным чехлом четвертичных пород. Только на северо-западе прогиба, в пределах юго-восточной окраины Западно-Сибирской низменности, они погружаются под нижнемеловые отложения, образуя закрытый сектор Канско-Ачинского угольного бассейна.

С давних пор, еще со времени работ А. Л. Чекановского, И. Д. Черского, П. А. Кропоткина, О. Геера, И. Шмальгаузена, уже достоверно было установлено присутствие юрских угленосных отложений на значительной части Южной Сибири. В дальнейшем В. А. Обручевым, М. М. Тетяевым, М. К. Коровиным, В. А. Хахловым, А. Н. Криштофовичем, Г. Н. Фредериксом, Ю. А. Жемчужниковым, А. И. Турутановой-Кетовой, А. С. Хоментовским, И. В. Лебедевым, А. В. Аксариным, В. Д. Принадой, В. А. Вахрамеевым, Ю. П. Деевым, П. П. Тимофеевым, Н. Н. Тазихиным, Э. И. Равским, Н. В. Кинд, Н. Ф. Рябоконем, К. Л. Коханчиком, Е. З. Савченко, Н. С. Сахановой, К. В. Боголеповым, Г. Г. Мартинсоном, Л. Н. Гутовой, М. М. Одинцовой, Ю. В. Тесленко и многими другими с различной степенью детальности было дано описание этих отложений и предложены многочисленные схемы их расчленения с указанием возраста свит. По мере проведения разведочных работ на уголь в пределах отдельных угленосных площадей и месторождений выделялись свои свиты и горизонты, которым были даны местные названия; часто они отражали наличие или отсутствие в них угольных пластов (нижняя угленосная свита, средний безугольный горизонт и т. д.). Вследствие этого возникли узко районные схемы (табл. I), которые в силу своеобразия состава и полифациального строения угленосных отложений, а также иногда положения последних в современной структуре Южной Сибири не всегда могли быть сопоставимы без специального литолого-фациального изучения даже по смежным месторождениям. Так, М. П. Бурцев (1961) ошибочно считает, что пласт угля Мощный на Назаровском, Алтатском, Березовском и Итатском месторождениях представляет собой пласты разного возраста, и не сопоставляет их разрезы между собой. Нет единого мнения о сопоставлении верхней части разреза внутри Рыбинской впадины. Н. Ф. Рябоконь и др. (1962) полагают, что поскольку в Саяно-Партизанской мульде отсутствует пласт Мощный, мощность которого северо-восточнее, в Бородинской мульде, достигает 50 *м*, то, следовательно, заключающие его отложения размыты. На самом же деле, как показали наши исследования (Тимофеев, 1962, 1963а, б, 1967), отсутствие здесь пласта Мощного объясняется тем, что в сторону Саяно-Партизанской мульды, т. е. по направлению к более внутренним районам древней суши, происходят постепенное сокращение мощности и фациальное замещение этого угольного пласта комплексом аллювиальных, озерных и озерно-болотных отложений. В Саяно-Партизанской мульде развиты даже более высокие горизонты, которые должны сопоставляться с отложениями, сохранившимися кое-где в современном срезе Рыбинской впадины и залегающими выше, чем пласт Мощный в Балайской и Бородинской мульдах.

Наибольшие расхождения по сей день существуют при параллелизации разрезов Канско-Ачинского и Иркутского угольных бассейнов в целом. Они не были разрешены и междуведомственными совещаниями по разработ-

ке унифицированных стратиграфических схем Сибири, которые состоялись в 1956 г. в Ленинграде (Решения..., 1959) и в 1964 г. в Новосибирске. Одни исследователи (Принада, 1962; Гутова, 1963; Ермолаев, Тесленко, 1964; Виниченко, Файнштейн, 1967, и др.), руководствуясь в соответствии с этой схемой практически одними палеоботаническими данными, полагают, что наиболее угленасыщенную часть угленосной толщи Иркутского бассейна — черемховскую свиту — следует сопоставлять с макаровской свитой, датируемой верхним лейасом; однако В. Д. Принада (1962) не имел твердой уверенности и в этом. Другие исследователи (Лебедев, 1962; Тимофеев, 1962, 1963а, б, 1967, 1968; Звонарев, 1962; Вахрамеев, 1964) к вопросу сопоставления разрезов подходят более широко и основываются не только на материалах определения фауны, флоры и спорово-пыльцевых комплексов, но и на общих закономерностях формирования отложений, тектонического развития Южной Сибири и ее соотношения со смежными регионами. Это позволяет И. Н. Звонареву, В. А. Вахрамееву, автору данной монографии и другим исследователям более обоснованно утверждать, что черемховскую и залегающую выше слабоугленосную прииркутскую свиты (наименование и объем свит по П. П. Тимофееву) необходимо считать аналогами итатской и других свит средней юры Канско-Ачинского бассейна, возраст которых в настоящее время никем не оспаривается. Кроме того, автор только самые низы (20—50 *м*) безугольного горизонта черемховской свиты (нижняя часть заларинской свиты, по Ю. П. Дееву, 1962), представленные конгломератами, гравелитами и песчаниками, по времени образования сопоставляет с макаровской свитой, а верхнюю, гравийно-песчаную, частично конгломератовую, также безугольную часть присаянской свиты, в обозначении Ю. П. Деева (ранее иркутско-присаянская, а теперь кудинская свита, по П. П. Тимофееву, 1967, 1968; см. также Копорулин, 1966), считает возрастным аналогом тяжинской свиты (J_3) Канско-Ачинского бассейна. Однако при корреляции остальных частей разреза угленосной толщи Иркутского и Канско-Ачинского угольных бассейнов среди этих исследователей также нет единства. Так, И. Н. Звонарев (1962) полагает, что угленосная толща Иркутского угольного бассейна имеет исключительно среднеюрский возраст, причем в ее разрезе отсутствуют самые нижние и самые верхние горизонты средней юры. Поэтому до настоящего времени не существует единой, всесторонне обоснованной стратиграфической схемы, которая могла бы быть принята в качестве эталона для юрских отложений Южной Сибири. Она может быть создана только при комплексном рассмотрении данных определения остатков фауны, флоры, спор и пыльцы с обязательным учетом палеогеографических реконструкций для всей территории Ангаро-Чулымского мезозойского прогиба Южной Сибири.

Комплексность исследований при решении стратиграфических вопросов диктуется тем, что юрская аллювиально-озерно-морская угленосная формация Ангаро-Чулымского прогиба, возникшая при определенных сочетаниях палеогеографических и палеотектонических обстановок осадко- и угленакопления в условиях гумидного климата, приобрела неодинаковое в различных своих частях (в разрезе и на площади) сложное полифациальное строение. На северо-западе прогиба (Тегульдетская впадина) она представлена чередующимися в определенной, направленно изменяющейся последовательности аллювиальными, делювиально-пролювиальными, озерными, озерно-болотными, болотными и прибрежными отложениями, в том числе дельтовыми и заливно-лагунными осадками эпиконтинентального морского бассейна. Последние в виде отдельных горизонтов встречаются в средней и верхних частях угленосной формации. На самом северо-западе прогиба (в верхах разреза) присутствуют также отложения наиболее удаленных от побережья участков этого морского бассейна. На юго-востоке (Иркутская впадина) и северо-востоке (Карабуло-Мурская и Среднеангарско-

Катангская впадины) прогиба формация сложена исключительно аллювиальными, делювиально-пролювиальными, озерными, озерно-болотными, болотными и сапропелевыми отложениями (Тимофеев, 1962, 1963а, б, 1967, 1968).

Поэтому для стратиграфического расчленения формации еще недостаточно иметь данные по распределению в разрезе определенных остатков фауны, флоры и спорово-пыльцевых комплексов. Нужно знать еще, в каких конкретных палеогеографических обстановках развивалась флора и какова эволюция этих обстановок во времени и пространстве. Необходимо учитывать также и временну́ю разрешающую способность отдельных ископаемых остатков, которыми могут быть датированы те или иные горизонты или свиты пород. Не зная всего этого, можно ошибочно принять смену комплексов ископаемых остатков флоры и фауны, обусловленную палеогеографическими особенностями области седиментации, за изменения стратиграфического порядка. Именно этим в первую очередь следует объяснять ошибочное отнесение отложений черемховской свиты или к нижней юре (Ермолаев, 1958), или среднему и верхнему лейасу (Виниченко, Файнштейн, 1967; Гутова, Деев и др., 1967), или к верхам лейаса (Ермолаев, Тесленко, 1964), или к верхнему лейасу—низам средней юры (Гутова, 1963). В. Д. Принада после многих оговорок также полагал, что иркутская флора подтверждает датировку этих отложений верхними горизонтами нижней юры. Однако двумя строками ниже он писал, что растительность Иркутского бассейна «представляет собой тип флоры, господствовавшей на Ангарском материке от конца нижней и до начала средней юры» (Принада, 1962, стр. 47).

Своеобразие иркутской флоры по сравнению со стратиграфическими разрезами смежных регионов В. Д. Принада видел, помимо всего прочего, в специфике физико-географических условий всей Восточной Сибири и в фациальных особенностях накопления осадков. Его идеи не могли быть осуществлены в 40—50-х годах, поскольку в то время отсутствовали материалы по детальному литолого-фациальному и палеогеографическому анализу юрских угленосных отложений Иркутского и Канско-Ачинского бассейнов. Это стало возможным только теперь, когда можно дать научно обоснованный анализ развития флоры Южной Сибири в юрское время. Современный уровень развития науки таков, что в настоящее время недопустимо при разработке стратиграфических схем «...отказываться (здесь и ниже разрядка моя.— *П.Т.*) от использования наряду с биостратиграфическими других методов научных исследований. Литолого-фациальный анализ во многих случаях может существенно помочь в изучении стратиграфии осадочных толщ, в установлении эпох трансгрессий, перерывов, изменения источников сноса и т. д. По нашему мнению, этот метод должен являться обязательной составной частью серьезно поставленных стратиграфических исследований» (Сакс и др., 1963, стр. 5).

Палеогеографические особенности развития юрской флоры на территории Южной Сибири

Отсутствие унифицированной стратиграфической схемы юрских отложений Южной Сибири объясняется прежде всего тем, что еще нет окончательной ясности в определении возраста иркутской угленосной толщи и ее сопоставлении с разрезом Канско-Ачинского бассейна. С нашей точки зрения, существуют по меньшей мере четыре обстоятельства, которые осложняют решение этого вопроса. К ним относятся: во-первых, относительная временна́я и пространственная неоднородность развития Ангарского

материка в целом и территории Южной Сибири в частности; во-вторых, очень слабое изменение ранне- и среднеюрской флоры во времени; в-третьих, весьма слабая изученность до последнего времени юрских отложений в литолого-фациальном и формационном отношениях; в-четвертых, отсутствие рассмотрения всех этих результатов в едином аспекте, охватывающем конкретные изменения палеогеографии и особенностей строения и развития Южной Сибири в мезозое, что в данном случае имеет если не решающее, то по крайней мере определяющее значение.

В связи с этим следует выяснить причины локального и своеобразного расселения флоры в пределах мезофита на территории Южной Сибири, т. е. расшифровать историю ее неравномерного развития и установить факторы, обусловившие данное явление. Для этого необходимо увязать результаты палеоботанических исследований с палеогеографическими особенностями областей седиментации Ангаро-Чулымского прогиба.

Исследователи флоры Сибирской ботанико-географической области несколько по-разному подходят к истории ее развития в пределах Ангарского материка. В. Д. Принада (1944, 1962) полагает, что основное ядро сибирской флоры на протяжении мезофита практически не изменялось; оно смещалось с запада на восток, ассоциируясь со все более молодыми формациями. «По мере того как стала изучаться мезозойская флора других областей СССР, в частности юрская флора Средней Азии, Урала и Дальнего Востока, выяснилось, что и эти флоры не лишены основных элементов, составляющих сибирскую флору. Однако здесь к этим основным элементам (здесь и ниже разрядка моя.— *П.Т.*), которые по своему разнообразию и количественному значению часто доминируют в локальных флорах, прибавляются новые элементы, одни из которых являются новыми видами, может быть эндемичными, другие свойственны соседним областям, флоры которых в общем отличны от сибирской. Таким образом, выясняется, что тип сибирской флоры в течение юрского периода был очень широко распространен, покрывая почти сплошь территорию так называемого Ангарского материка. При этом выясняется и другая особенность при рассмотрении ареала распространения этой флоры. К основному ядру местных флор, состоящему из элементов сибирской флоры, примешиваются типы растений, которые в других областях входят в состав флор иного возраста, то более древнего, то более молодого, чем возраст типичной юрской флоры Иркутского угольного бассейна. Такое сочетание разновозрастных компонентов с типичными элементами сибирской флоры говорит за то, что основное ядро ее существовало почти неизменно продолжительное время» (Принада, 1944, стр. 5, 6).

Правильно подметив развитие флоры мезофита Ангарского материка. В. Д. Принада не дает этапности ее развития во времени и пространстве, указывая только на общую направленность. С моей точки зрения, это можно объяснить тем, что (как это ни странно) на иркутской флоре, взятой им за отправной пункт во многих своих построениях, нельзя было это сделать. «Из всех местных флор Восточной Сибири и Забайкалья наибольший интерес представляет, конечно, флора иркутской угленосной толщи, как самая богатая и выраженная наиболее типично. Кроме того, именно она, как впервые описанная, представляет собой тип, с которым сравнивались все другие. Геер, описывая эту флору, установил значительное число новых видов и родов, которое к общему количеству растений составляет около 90%» (Принада, 1962, стр. 39).

В чем же неудачность выбора иркутской флоры? На первый взгляд может показаться, что, поскольку иркутская флора очень богата новыми видами и родами, ее необходимо брать за эталон, с которым можно сравнивать флоры смежных регионов (в пределах Сибирской ботанико-геогра-

фической области). Но это богатство видами и родами в конкретных условиях имеет и свою отрицательную сторону, ввиду чего и по сей день большинство исследователей делает неправильные выводы о возрасте иркутской угленосной толщи.

Наши детальные литолого-фациальные и формационные исследования показали своеобразие палеогеографии и тектонического развития Южной Сибири в мезозое (Тимофеев, 1962, 1963а, б, 1967, 1968; Тимофеев, Боголюбова и др., 1967; Копорулин, Тимофеев, 1962; Тимофеев, Еремеев, 1964). Накопление юрских угленосных отложений происходило в пределах Ангаро-Чулымского прогиба, который был неоднородным как по структуре, так и по типу накопления осадков [1]. В частности, юго-восточная часть прогиба, занятая современным Иркутским угольным бассейном, представляла собой глубоко вдававшуюся в континент часть прогиба, куда не проникали трансгрессии (ингрессии) эпиконтинентального морского бассейна; там накапливались почти исключительно аллювиальные, озерные, озерно-болотные, болотные и делювиально-пролювиальные отложения [2]. Подобные своеобразные устойчивые во времени условия седиментации речных долин с хорошо развитым комплексом пойменных осадков (озера-старицы, вторичные водоемы, заболачивающиеся озера, сапропелевые озера) и болотных отложений способствовали длительному островному произрастанию более древних консервативных форм, которые переживали свое время. Это находится в прямой связи с тем, что для болотной флоры вообще характерно «... обилие древних, часто консервативных видов, которые пришли на болота не столько потому, что эти биогеоценозы представляют для них наиболее подходящее местообитание, сколько потому, что они здесь избавляются от конкуренции со стороны более жизнеспособных и агрессивных молодых видов» (Богдановская-Гиенэф, 1946, стр. 431). Наряду с этим подобные условия не препятствовали поселению новых, более молодых форм, соответствующих данному отрезку времени. Все это, естественно, в ряде случаев нарушало ту кажущуюся простоту последовательного смещения флор в восточном направлении снизу вверх по разрезу. Фактически оно осложнялось особенностями палеогеографического и палеотектонического развития отдельных регионов Сибири. В наиболее отчетливой форме это проявилось на характере существования и развития флоры Иркутского бассейна.

Возможное влияние континентального режима на длительное существование однотипных флор в пределах Ангариды в целом подчеркивал В. Д. Принада. Так, он писал, что «... на продолжительное существование сибирской флоры оказала влияние в первую очередь продолжительность континентального режима, установившегося к концу триасового периода на значительной части северной половины Азии (на Ангарском материке). Последний только по его окраинам прерывался более или менее продолжительными трансгрессиями моря. Вполне понятно, что на материке не существовало таких причин, которые нацело уничтожили бы наземную растительность. Хотя трангрессии моря и производили опустошения на значительных пространствах, значительно сокращая ареал распространения сибирской флоры, как это имело место в пределах Средней Азии и почти всего Дальнего Востока, тем не менее оставалась значительная территория, на которой флора о с т а в а л а с ь в с в о е м п р е ж н е м с о с т а в е (здесь и ниже разрядка моя.— *П. Т.*). Правда, эволюционные изменения в составе сибирской флоры происходили и на свободной от моря части

[1] Эти вопросы детально рассматриваются во II книге данной монографии (Труды ГИН АН СССР, вып. 198).

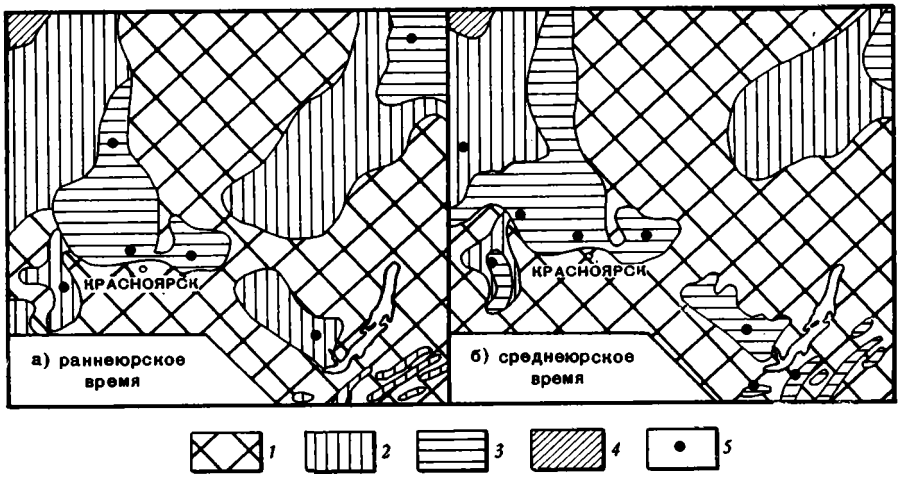
[2] Не исключено, что в районе Тулуна — Нижнеудинска в самых верхах разреза угленосной формации могут быть встречены отложения, характеризующие зону перехода от руслового аллювия Пра-Ангары в приустьевые осадки ее подводной дельты эпиконтинентального морского бассейна.

материка, однако эти изменения были незначительными и мало ощущаются при сравнении ряда местных флор» (Принада, 1944, стр. 35, 36). Подобного рода рассуждения В. Д. Принада не мог приложить к развитию флор Иркутского бассейна, поскольку в его распоряжении в то время отсутствовали необходимые данные по генезису и палеогеографии осадков, которыми мы располагаем теперь. Проникнув на юго-восток прогиба, некоторые раннеюрские формы нашли благоприятные условия не только для произрастания, но и для длительного существования, благодаря чему среди отложений черемховской и прииркутской (усть-балейская флора) свит, которые в подавляющей массе характеризуются типичной среднеюрской флорой, встречаются, хотя и в весьма ограниченном количестве, лейасовые формы. Последние следует рассматривать только как реликты раннеюрской флоры. Без учета этих особенностей развития флоры нельзя правильно подойти к установлению возраста иркутской угленосной толщи.

В. А. Вахрамеев (1957в), основываясь вначале только на материалах Красноярского и Иркутского геологических управлений, среднюю продуктивную свиту (черемховскую, по схеме Ю. П. Деева) отнес к верхней половине нижней юры. В дальнейшем В. А. Вахрамеев (1957а, б, 1960, 1962, 1964) несколько по-иному и более правильно, с нашей точки зрения, подошел к анализу развития флоры мезофита Сибирской палеофлористической области. В отличие от В. Д. Принады, иркутская флора у В. А. Вахрамеева не является отправной точкой в его различных палеоботанических построениях, а рассматривается как равноправный член в ряде флор, произраставших в мезозое на Ангарском материке. В. А. Вахрамеев (1957б) полагает, что развитие флор в течение позднего триаса, юры и раннего мела составляет один крупный цикл, состоящий из двух этапов. На протяжении первого этапа (верхний триас — средняя юра) климатическая и ботанико-географическая зональность была недостаточно отчетливой, а пояс аридного климата практически отсутствовал. В местах соприкосновения более северной (Сибирская) и более южной (Индо-Европейская) областей возникали флоры смешанного типа. В первую половину второго этапа (поздняя юра — ранний мел) образовался пояс аридного климата, благодаря чему границы Сибирской области сместились к северу. Одновременно более резко дифференцировались флоры как областей, так и отдельных провинций.

Из этих выводов В. А. Вахрамеева следует, что развитие флоры было неравномерным не только в пространстве, но и во времени: более стабильное на первом этапе и более разнообразное — на втором. Это подтверждается выделением на территории Сибирской палеофлористической области двух провинций — Ленской и Амурской (Вахрамеев, Долуденко, 1961). Именно на первую половину мезофита и падает развитие иркутской флоры, которая наиболее богата (свыше 90 форм) среднеюрскими видами по сравнению с другими одновозрастными флорами Сибирской области и характеризуется присутствием единичных *Neocalamites pinitoides*, *Phlebopteris polypodioides* и *Clathropteris* sp.; в иной ассоциации и в другом регионе они могли бы указывать на раннеюрский возраст. Однако в данном конкретном случае здесь все выглядит по-иному.

В. А. Вахрамеев в результате анализа флоры мезофита Евразии пришел к выводу, что «... *Neocalamites pinitoides* является местным (т. е. иркутским. — *П. Т.*) видом, резко отличным от лейасовых представителей этого рода. В. Д. Принада (1962) отмечает, что *N. pinitoides* обладает признаками как рода *Neocalamites*, так и рода *Equisetites*, т. е. не является типичным неокаламитом. В последнее время *Neocalamites pinitoides* найден в верхнеюрских отложениях нижнего течения р. Алдан. Поэтому *N. pinitoides* не может служить показателем раннеюрского возраста» (Вахрамеев, 1964, стр. 108; разрядка моя. — *П. Т.*). Эти выводы становятся еще более убедительными, если учесть, что по последним данным



Фиг. 11. Схематическая карта распределения растительности на территории Южной Сибири в ранне- и среднеюрское время (по Е. М. Маркович, З. П. Просвиряковой и И. З. Фадеевой, 1962)

Зона хвойно-гинкговых лесов: *1* — хвойные леса возвышенностей и гор; *2* — хвойно-гинкговые леса и папоротниковые заросли равнин; *3* — хвощево-папоротниковые заросли и смешанные леса заболоченных равнин; *4* — моря юрского периода; *5* — местонахождения отпечатков растений, спор и пыльцы

близкая к *Neocalamites pinitoides*, если не тождественная, форма обнаружена в отложениях нижнего мела Приморья.

В. А. Вахрамеев полагает, что *Clathropteris obovata* и *Phlebopteris polypodioides* нельзя считать раннеюрскими формами. Они достаточно часто встречаются и в отложениях средней юры Средней Азии (Фергана, Туаркыр), Крыма и Западной Европы. Оба эти вида характерны для Индо-Европейской области, откуда они проникли в смежные регионы Сибирской области. Отметим также, что в Иркутском бассейне находки отпечатков *Clathropteris obovata* и *Phlebopteris polypodioides*, помимо черемховской свиты, встречены в более высоких частях разреза (присаянская свита, по Ю. П. Дееву, 1962), которые практически всеми исследователями отнесены к средней юре.

Все это дает основание В. А. Вахрамееву (1964) считать единичные находки раннеюрской флоры реликтами, сохранившимися в среднеюрское время. Автор согласен с этим выводом, поскольку палеоботанические построения В. А. Вахрамеева полностью подтверждают палеогеографические и палеотектонические особенности формирования юрских угленосных отложений на юго-востоке Ангаро-Чулымского прогиба. Только благодаря длительному сохранению здесь континентального режима при одновременном широком развитии в пределах аллювиальной равнины (долина Пра-Ангары) процессов торфонакопления раннеюрские, причем космополитные, формы могли спокойно существовать какое-то время и в средней юре. В смежных регионах (Тургай, Средняя Азия, Тува и др.) они встречаются даже в несколько бóльших количествах (Вахрамеев, 1964), но ни у кого не возникает сомнения в среднеюрском возрасте заключающих их осадков.

И, наконец, убедительным доказательством особенностей развития флоры юга Сибири, а следовательно, установления среднеюрского возраста иркутской флоры и сопоставления черемховской и прииркутской свит (по схеме П. П. Тимофеева) с отложениями средней юры Канско-Ачинского бассейна, служат выводы Е. М. Маркович, З. П. Просвиряковой и И. З. Фадеевой (1962). Ими на основе анализа палинологических материалов

и остатков листьев растений нижней и средней юры составлены схематические карты распределения растительности на территории СССР.

На выкопировках из этих карт для Южной Сибири (фиг. 11) показано, что в раннеюрское время (фиг. 11, *а*) только на большей части как открытого, так и закрытого секторов Канско-Ачинского угольного бассейна, т. е. части прогиба, непосредственно примыкавшей к побережью эпиконтинентального морского бассейна, располагались хвощево-папоротниковые заросли и смешанные леса, составлявшие растительность заболоченных равнин. В это время на юго-восточной части прогиба, которая представляла собой продолжение аллювиальной равнины, поселялись хвойно-гинкговые леса и папоротниковые заросли. Здесь уже не было благоприятных условий для заболачивания и формирования торфяников, поскольку на этой равнине все еще продолжалось выравнивание рельефа и накапливались исключительно аллювиальные и делювиально-пролювиальные отложения. Аналогичные палеогеографические условия в это время существовали, возможно, и на северо-востоке прогиба, а также в прибортовых участках его юго-западной части. И только в среднеюрское время после очередной крупной трансгрессии эпиконтинентального морского бассейна заболачивание с появлением соответствующей растительности стало возможным на всей территории прогиба, в том числе и в пределах современного Иркутского угольного бассейна (фиг. 11, *б*). На окружавших прогиб возвышенностях и горах, а также кое-где внутри прогиба произрастала в основном хвойная тайга. Следовательно, хвощево-папоротниковые заросли и смешанные леса заболоченных равнин на юго-востоке прогиба впервые появились в средней юре, что соответствует осадкам продуктивной (верхней) части черемховской свиты (по схеме автора). Эти выводы Е. М. Маркович и др. (1962) еще раз подтверждают среднеюрский возраст иркутской флоры.

Здесь необходимо только отметить, что на этих картах между контурами юрского моря и заболоченными равнинами Канско-Ачинского угольного бассейна неверно, с нашей точки зрения, показаны равнины хвойно-гинкговых лесов с папоротниковыми зарослями. Эта часть Западно-Сибирской плиты в раннеюрское время представляла собой аллювиально-дельтовую равнину, образованную тремя крупными наземными дельтами Пра-Ангары, Пра-Тунгуски и Пра-Чулыма. Равнина изобиловала многочисленными крупными и мелкими озерными водоемами, временами она подвергалась обширному заболачиванию с развитием торфяных болот и сапропелевых озер. Вглубь Ангаро-Чулымского прогиба, т. е. в юго-восточном направлении, аллювиально-дельтовая равнина постепенно переходила в аллювиальные равнины упомянутых выше трех крупных рек. Аналогичные ландшафты, но с более широким и продолжительным развитием торфяных болот, были характерны для этой части Западно-Сибирской плиты и в средней юре. Различие заключалось лишь в том, что она в разной мере на короткие промежутки времени превращалась в прибрежное мелководье эпиконтинентального морского бассейна с преобладающим развитием подводно-дельтовых и заливно-лагунных отложений. Дважды — в середине и в конце среднеюрского времени — эпиконтинентальное море достигало даже северо-западных окраин Рыбинской и Канско-Тасеевской впадин и северной части Чулымо-Енисейской впадины (Тимофеев, 1967). Поэтому несомненно, что заболоченные равнины с хвощево-папоротниковыми зарослями и смешанными лесами имели более широкое развитие и распространялись на более значительные пространства Западно-Сибирской плиты, чем это показано Е. М. Маркович и др. (1962). Тем более, что для юго-восточной окраины Западно-Сибирской плиты ими показано только одно местонахождение отпечатков растений, спор и пыльцы, причем только для одной средней юры (см. фиг. 11, *б*).

Все изложенное позволяет утверждать, что Д. И. Ермолаев и Ю. В. Тесленко (1964), Л. Н. Гутова (1963), М. М. Одинцова (1965) и другие совершенно не

учитывают указанных выше особенностей в развитии и распределении флоры в разрезе угленосной формации и на площади Ангаро-Чулымского прогиба, а поэтому ошибочно предлагают за границу между нижней и средней юрой в Иркутском бассейне принимать верхнюю границу распространения единичных находок раннеюрских форм, заключенных среди многочисленных типично среднеюрских флор. Если быть последовательным, то эту границу они должны были бы проводить значительно выше, так как В. Д. Принадой (1962) раннеюрские формы встречены и в верхних горизонтах угленосных отложений (иданская и суховская фации юры, по Ю. П. Дееву, 1962). Подобные выводы, в основу которых положены только списки определения флоры и спорово-пыльцевых комплексов, без учета всей совокупности признаков формирования осадков, особенно когда речь идет о континентальных отложениях, вряд ли могут быть сколько-нибудь убедительными.

В. Д. Принада, хотя и с большими оговорками, также пришел к неверному выводу о нижнеюрском возрасте иркутской флоры. Но он в то время в своем распоряжении имел значительно меньше не только палеоботанических данных, но и материалов по особенностям детального фациального строения и накопления мезозойских отложений Евразии; часто последние отсутствовали. Однако, как и некоторые другие исследователи, В. Д. Принада чувствовал и понимал, что для этого необходим всесторонний анализ отложений, и всегда указывал на те трудности, которые в различных регионах возникали при определении возраста тех или иных горизонтов мезозоя. Так, в частности, он писал: «В нижнеленской флоре мы пока еще не находим растений, типичных для нижнего мела, как, например, родов *Onychiopsis* и *Ruffordia* из папоротников или нового типа хвойных, которые характерны для никанской (J_3 — Cr_1. — *П. Т.*) флоры Дальнего Востока, поэтому и о п р е д е л е н и е е е в о з р а с т а, и с х о д я л и ш ь и з е е в и д о в о г о с о с т а в а, в с т р е ч а е т з а т р у д н е н и е (здесь и ниже разрядка моя. — *П. Т.*). Правда, папоротники этой флоры несколько отличаются от представителей этой группы растений из Иркутской угленосной толщи, но т а к и е р а з л и ч и я всегда могут быть обусловлены м е с т н ы м и особенностями флоры» (Принада, 1944, стр. 23). И далее он говорит об усть-балейской флоре, фактически на основании которой, а также аналогичной, обнаруженной в дальнейшем и в других районах Иркутского угольного бассейна, Ю. В. Тесленко и другие строят всю стратиграфию иркутской юры. «Во флоре усть-балейских сланцев прежде всего поражает значительное количество и разнообразие гинкговых и близких к ним растений, незначительное количество и однообразие папоротников. Все это указывает на о с о б ы е у с л о в и я с у щ е с т в о в а н и я (разрядка моя. — *П. Т.*) усть-балейской флоры и на специфичность физико-географических условий ее обитания» (Принада, 1962, стр. 35). Бедность усть-балейской флоры, по его мнению, следует объяснять спецификой фациальных условий ее существования. В настоящее время они известны; по данным автора это озерно-старичные отложения, приуроченные к Черемхово-Тагнинской и другим возвышенностям доюрского рельефа, которые бóльшую часть времени представляли собой междуусловые пространства, занятые заболоченной поймой с большим количеством озерных водоемов и торфяных болот.

Но почему раннеюрские формы не обнаружены и, возможно, отсутствуют в среднеюрских отложениях Канско-Ачинского бассейна? И это также находит свое объяснение прежде всего в палеогеографических особенностях накопления осадков и углей Ангаро-Чулымского прогиба. Канско-Ачинский угольный бассейн располагается в центральной, юго-западной и северо-западной частях прогиба, которые непосредственно соседствовали с крупным эпиконтинентальным опресненным морским бассейном седиментации, располагавшимся в пределах Западно-Сибирской эпипалеозойской плиты и неоднократно с различной направленностью и интенсивно-

стью трансгрессировавшим в среднеюрское время в эти части прогиба. Поэтому в разрезе углесодержащей части угленосной формации наряду с аллювиальными, озерными и болотными в виде отдельных горизонтов присутствуют прибрежно-бассейновые отложения, в том числе дельтовые и заливно-лагунные. Эти периодические трансгрессии способствовали: во-первых, смещению зон седиментации вглубь прогиба, в том числе и торфяных болот с определенным комплексом растительных ассоциаций, из которых наиболее устойчивые космополитные формы продолжали еще длительное время произрастать в новых условиях; во-вторых, уничтожению растительности на огромных пространствах побережья эпиконтинентального морского бассейна и сохранению растительных сообществ в глубине прогиба; в-третьих, поселению после отступания эпиконтинентального морского бассейна новых форм растений, распространявшихся из районов Западной Сибири и Казахстана. В. Д. Принада полагает, что из анализа видового состава сибирской флоры можно заключить о существовании в юрское время на Ангарском материке сплошных лесных массивов (на последнее указывает широкое развитие угленосных отложений) «... наподобие современной тайги, где сравнительно немногие растения [1] составляют обширные леса, простирающиеся вдоль почти всего материка, ... такие лесные массивы м о г л и д о л г о с о х р а н я т ь н е и з м е н н ы м с в о й в и д о в о й с о с т а в (здесь и ниже разрядка моя.— *П. Т.*). Таким образом, несмотря на погружение под уровень моря значительных пространств Сибири, которое уничтожало растительность этих пространств, последняя имела достаточно обширное убежище, где она сохранялась в п о ч т и н е и з м е н н о м в и д е» (Принада, 1944, стр. 36). Одним из таких убежищ являлась юго-восточная часть прогиба, т. е. территория современного Иркутского угольного бассейна.

В прямой связи с относительно широким развитием прибрежных отложений эпиконтинентального морского бассейна в пределах Канско-Ачинского угольного бассейна, особенно в его частях, обращенных в сторону Западно-Сибирской плиты, находится и некоторая, по сравнению с иркутской угленосной толщей, обедненность итатской свиты растительными остатками, поскольку отложения заливно-лагунного прибрежного и открытого мелководья бассейна во многих случаях просто их не содержат, особенно в хорошо сохраненном виде. К сказанному следует добавить, что более детальные исследования флоры и обнаружение новых форм в Канско-Ачинском и Иркутском бассейнах, возможно, несколько уточнят существующие возрастные соотношения юры; однако даже эти находки все равно не будут противоречить выводу о влиянии палеогеографических обстановок, обусловивших определенные эдафические и экологические особенности, которыми в значительной степени определяется видовой состав биоценозов.

А в каком же направлении развивалась флора на северо-востоке прогиба, на пространствах между Канско-Тасеевской впадиной и средним течением р. Нижней Тунгуски? Здесь среднеюрские отложения установлены пока только в отдельных точках и изучены весьма слабо. Нам представляется, что условия развития флоры были хотя и не идентичны, но во многом сходны с теми, что существовали в юго-восточной части прогиба. Поэтому не исключено, что в дальнейшем среди среднеюрских отложений здесь также могут быть обнаружены реликты раннеюрской флоры.

Работами А. Н. Криштофовича, В. А. Вахрамеева, В. Д. Принады и других показано, что решающая роль в распределении флор и выделении палеоботанических областей и провинций принадлежит к л и м а т у, и это не вызывает никакого сомнения. Однако в пределах отдельных областей и провинций (при одном и том же климате) в ряде случаев на первое место

---

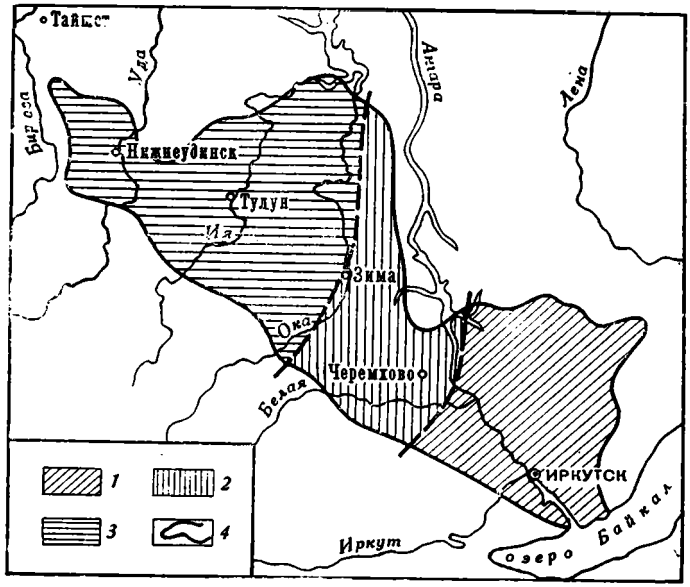
[1] Очевидно, немногие виды.

выступают особенности палеогеографического и палеотектонического развития того или иного конкретного региона. По нашему мнению, это хорошо иллюстрируется развитием флор Ангаро-Чулымского прогиба, в отдельных частях которого имели место неодинаковые палеогеографические и палеотектонические условия, оказавшие непосредственное влияние на поселение, произрастание и длительность существования различных типов растительности.

Если рассматривать Ангаро-Чулымский прогиб в целом, то по типу накопления осадков и преимущественному развитию тех или иных генетических типов отложений его можно схематически подразделить на две зоны — внутреннюю и внешнюю. Первая зона (юго-восточная и северо-восточная части прогиба) охватывает участки, прилегающие к древней суше. Она характеризуется относительно сильно расчлененным палеорельефом и преимущественным накоплением континентальных отложений — аллювиальных, делювиально-пролювиальных, озерных, озерно-болотных и болотных. Вторая зона (центральная, юго-западная и северо-западная части прогиба) непосредственно примыкает к эпиконтинентальному опресненному морскому бассейну, трансгрессировавшему со стороны Западно-Сибирской плиты, благодаря чему в разрезе формации встречаются отдельные горизонты его осадков.

Различия в характере седиментации привели к тому, что во внутренней зоне в результате длительного существования только континентального режима возникли благоприятные условия для сохранения на протяжении средней юры таких форм, как *Neocalamites pinitoides, Phlebopteris polypodioides, Clathropteris obovata*, которые появились еще в нижней юре. Во внешней зоне частые трансгрессии и регрессии способствовали уничтожению и появлению новых растительных ассоциаций, поэтому здесь флора несколько обеднена и встречается в меньшем количестве; однако наблюдается более четкая смена одних комплексов флор другими. В связи с этим, очевидно, можно говорить о более дробном палеофлористическом подразделении, например о подпровинциях, или округах.

При выделении областей и провинций, как известно, решающую роль играет климат; для последующих более мелких подразделений он уступает место палеогеографическим и палеотектоническим условиям формирования осадков и развития регионов, которые были неодинаковы в пределах одной и той же климатической зоны. В свою очередь зональность второго порядка, ориентированная в том же меридиональном направлении, наблюдается в пределах внутренней (первой) зоны. Так, на территории Иркутского угольного бассейна (фиг. 12) с юго-востока на северо-запад, по направлению от древней суши (Прибайкалье), которая была основным поставщиком обломочного материала, в сторону эпиконтинентального морского бассейна, устанавливается смена хвойно-гинкговой тайги, с подлеском из разнообразных *Cladophlebis* вначале гинкгово-хвойной тайгой с *Podozamites* и подлеском из разнообразных *Equisetites*, а затем на северо-западе, в районе Тулуна и Нижнеудинска, узколистными хвойными лесами с подлеском из папоротников и цикадофитов. Это, как увидим во второй части данного исследования, имеет также большое значение и непосредственное отношение для выяснения общих палеогеографических особенностей накопления осадков в прогибе. Поэтому здесь можно вполне обоснованно и определенно говорить о выделении на территории Ангаро-Чулымского прогиба Южной Сибири двух палеофлористических подпровинций или округов, которые хотя и имели в целом один и тот же климат, но резко различались орографическими, палеогеографическими, палеотектоническими условиями и в какой-то мере климатом (вертикальная зональность и т. п.), что, несомненно, сказывалось на общем развитии и расселении флоры вообще и иркутской в частности. Все это является еще одним доказательством среднеюрского возраста иркутской флоры и вполне правдоподобно объясняет, почему отдельные виды раннеюрской флоры могли стать реликтами среднеюрского времени (Тимофеев, 1968).



Фиг. 12. Схематическая карта распространения ископаемых растений в юрских отложениях Иркутского угольного бассейна (верхнечеремховское и прииркутское время, по Д. И. Ермолаеву)

1 — хвойно-гинкговая тайга с преобладанием собственно гинкговых и с подлеском из разнообразных *Cladophlebis*; *2* — гинкгово-хвойная тайга с *Podozamites* и с подлеском из разнообразных *Equisetites*; *3* — доминируют узколистные хвойные, в подлеске папоротники и цикадофиты; *4* — обобщенный контур распространения юрских отложений. Жирные прерывистые линии — примерные границы распространения различных типов растений

Какие же доводы приводятся в доказательство раннеюрского возраста отложений черемховской свиты Иркутского бассейна? Если обратиться к работам Ю. В. Тесленко (1963, 1964), Л. Н. Гутовой (1963), М. М. Одинцовой (1965) и других, то в них нельзя найти достаточного объяснения тому, что среди среднеюрских отложений Канско-Ачинского бассейна отсутствуют такие раннеюрские формы, как *Neocalamites pinitoides*, *Phlebopteris polypodioides*, *Clathropteris obovata*, которые в Иркутском бассейне продолжают существовать среди типичной и многочисленной флоры первой половины среднеюрского времени. Все рассуждения этих авторов, к сожалению, обычно не выходят за рамки общих умозрительных заключений и не опираются на детальные палеогеографические построения, которые, как уже указывалось выше, должны являться обязательной составной частью серьезных стратиграфических исследований. Так, например, Ю. В. Тесленко пишет, что «в раннем доггере климат на территории рассматриваемой области, по-видимому, несколько (здесь и ниже разрядка моя.— *П. Т.*) похолодал. Это фиксируется исчезновением из состава флористического комплекса аалена наряду с древними формами позднего триаса и лейаса теплолюбивых элементов Индо-Европейской геоботанической области, продолжавших произрастать в течение среднеюрской эпохи в южных районах Ангарского материка» (Тесленко, 1963, стр. 82, 83). Вряд ли только одним похолоданием климата можно объяснить исчезновение древних форм. Они могли исчезать не только от изменения климата, но и от особенностей палеогеографии, т. е. от временной или пространственной смены палеоландшафтов. Наконец, могло быть и локальное похолодание или потепление климата, зависящее от конкретного положения того или иного древнего ландшафта в конкретной палеогеографической обстановке данного региона. И все это

нужно доказать или опровергнуть. Факт отсутствия этих форм среди средне юрских отложений Канско-Ачинского бассейна — это еще не доказательство. Его сперва нужно объяснить, установить причину этого явления, а затем уже делать заключения о возрасте соответствующих отложений.

Это в значительной мере, с нашей точки зрения, сделано В. А. Вахрамеевым (1964) на основании глубокого и всестороннего анализа развития и расселения флоры мезофита на территории СССР и подробно обосновано нами палеогеографическими и палеотектоническими особенностями образования юрской угленосной формации в пределах Ангаро-Чулымского прогиба ранее (Тимофеев, 1963а, б, 1967, 1968) и в данной монографии. Эти же выводы подтверждаются упомянутыми выше работами Е. М. Маркович, З. П. Просвиряковой и И. З. Фадеевой (1962) не только по листовым остаткам растений, но и по палинологическим материалам. Косвенным доказательством служит также установленное Д. И. Ермолаевым меридиональное расположение зон различных типов растительности, согласующееся с намеченной автором зональностью седиментогенеза на площади Ангаро-Чулымского мезозойского прогиба (см. фиг. 12).

Следовательно, из всего изложенного вытекает, что анализ развития флоры мезофита Евразии, проведеннный В. А. Вахрамеевым (1964) в совокупности с детальным рассмотрением этого вопроса для территории Ангаро-Чулымского прогиба подтверждает ранее установленное автором (Тимофеев, 1962, 1963а, б, 1967, 1968) сопоставление отложений итатской свиты (в новом объеме, по П. П. Тимофееву) Канско-Ачинского угольного бассейна с черемховской свитой (исключая самые низы, которые сопоставляются с макаровской свитой) Иркутского угольного бассейна. Предложенную нами ранее (Тимофеев, 1962, 1963а, б) несколько отличную (верхи нижней, средняя и низы верхней юры) от принятой (нижняя и средняя юра — Деев, 1962; Гутова, 1963) возрастную индексацию угленосной толщи Иркутского бассейна вначале мы рассматривали не как установление истинного возраста ее свит, а только как выражение ее относительно более молодого возраста по сравнению с макаровской и переясловской нижнеюрскими свитами Канско-Ачинского бассейна. В настоящее время возраст всей углесодержащей части разреза Иркутского бассейна (черемховская и приркутская свиты) автор вслед за В. А. Вахрамеевым (1964) считает также среднеюрским (Тимофеев, 1967, 1968).

Таким образом, результаты нашего исследования позволили внести значительные коррективы в представления об особенностях развития флоры Южной Сибири в юрское время. Они показали, что односторонний подход, основанный на одних палеонтологических данных, причем в ряде случаев без глубокого анализа материалов по определению флоры, фауны, спор и пыльцы, всегда приводил только к неоднократным и неоправданным изменениям оценки возраста угленосной толщи Иркутского угольного бассейна.

Схема расчленения юрских угленосных отложений в пределах Ангаро-Чулымского прогиба

В настоящее время для Южной Сибири не существует унифицированной корреляционной схемы стратиграфического подразделения юрских отложений. Ее до сих пор нельзя было создать потому, что отсутствовали комплексный подход и всесторонний анализ материалов, полученных различными методами исследования. Этому не отвечает, по мнению автора, не только ранее принятая корреляционная схема (Решения..., 1959), но даже ее новый проект, согласованный на рабочем коллоквиуме сибирских стратиграфов (Новосибирск, 1964 г.).

Угленосную толщу Канско-Ачинского бассейна К. Н. Григорьев (1964в) по палинологическим, палеоботаническим и палеонтологическим материа-

лам Н. С. Сахановой (1957; Григорьева-Саханова, 1960), А. В. Аксарина (1957, 1961), И. В. Лебедева (1961) и многих других исследователей с учетом ее литологического (но не фациального) состава в западной (Чулымо-Енисейской) части бассейна подразделяет на три свиты (фиг. 13) — макаровскую (J_1), итатскую (J_2), и тяжинскую (J_3), а в восточной (Канской) части (фиг. 14) — на переясловскую (J_1), камалинскую (J_2) и бородинскую (J_2) свиты, хотя здесь, в более северных районах (северо-западная часть Канско-Тасеевской впадины), известны не только более высокие горизонты средней юры, но и верхнеюрские отложения. Однако до последнего времени, как уже указано выше (см. табл. 1), на каждом месторождении (почти без исключения) они имели местные названия. В закрытом секторе бассейна по разрезу Чулымской опорной скважины в основании угленосной формации выделяется еще омская (Пояркова, 1961), или чичкаюльская (Булынникова, Сурков, 1962), свита (рэт-лейас, 51 *м*), подстилающая отложения макаровской свиты и имеющая с ней постепенный переход.

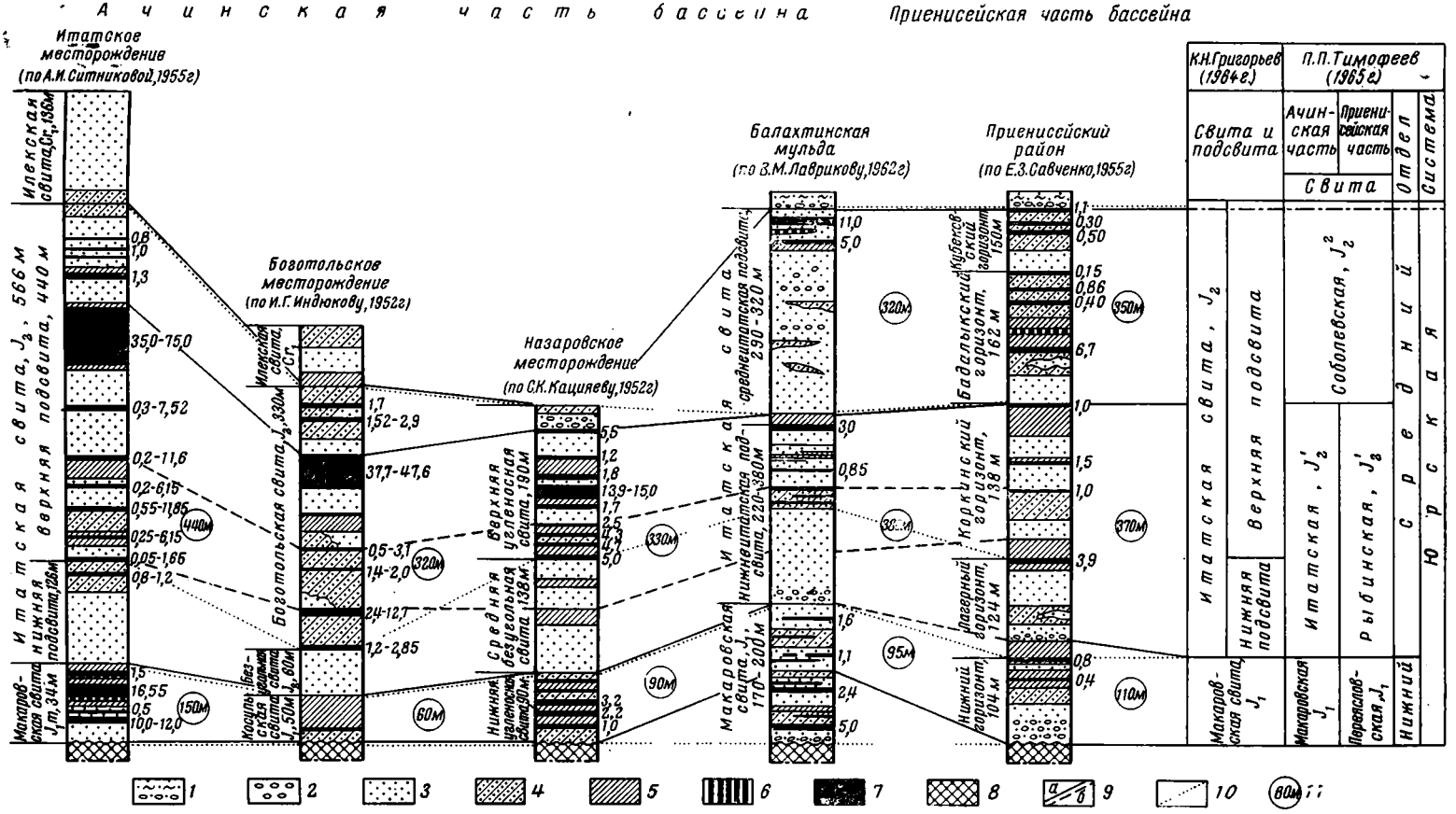
Для угленосных отложений Иркутского угольного бассейна в настоящее время существует две принципиально различные схемы их подразделения — Ю. П. Деева (1957, 1962) и П. П. Тимофеева (1962, 1963а, б, 1967, 1968). Согласно первой, отложения расчленяются на три свиты — заларинскую (J_1), черемховскую (J_{1-2}) и присаянскую (J_2), хотя ранее Ю. П. Деев (1957) более правильно, с точки зрения автора, ограничивал их возраст средней юрой (фиг. 15). Все остальные модификации этой схемы различаются только по возрасту, которым датируется та или иная свита (табл. 2). Исключением являются схема П. А. Пекарец и С. М. Ткалич (1964) и упомянутый выше новый проект корреляционной схемы (Новосибирск, 1964 г.), который нашел отражение в статьях Н. Н. Виниченко и Г. Х. Файнштейна (1967) и Л. Н. Гутовой, Ю. П. Деева и др. (1967), где расчленение на свиты в первом случае частично, а во втором — полностью заимствовано без соответствующей ссылки у автора, хотя их возрастная индексация осталась самой разнообразной.

Схема автора (Тимофеев, 1962, 1963а, б, 1967, 1968) содержит принципиально иное подразделение угленосной толщи Иркутского бассейна на свиты. Они отвечают крупным отрезкам угленосной формации, т. е. подформациям или макроциклам, которые являются выражением основных этапов развития юго-восточной части Ангаро-Чулымского прогиба. В разрезе выделяются (снизу вверх) черемховская (первая и вторая подформации, $J_1^3 — J_2^1$), прииркутская (третья подформация, J_2^2) и кудинская (четвертая подформация, J_3) свиты; последняя автором ранее называлась иркутско-присаянской.

Последующая полная обработка результатов впервые проведенного детального литолого-фациального изучения и формационного анализа юрских угленосных отложений Южной Сибири с учетом истории и особенностей развития флоры мезофита и всех материалов по стратиграфии данной территории и прилегающих регионов позволила предложить корреляционную стратиграфическую схему юрских угленосных отложений для Ангаро-Чулымского прогиба в целом (табл. 3).

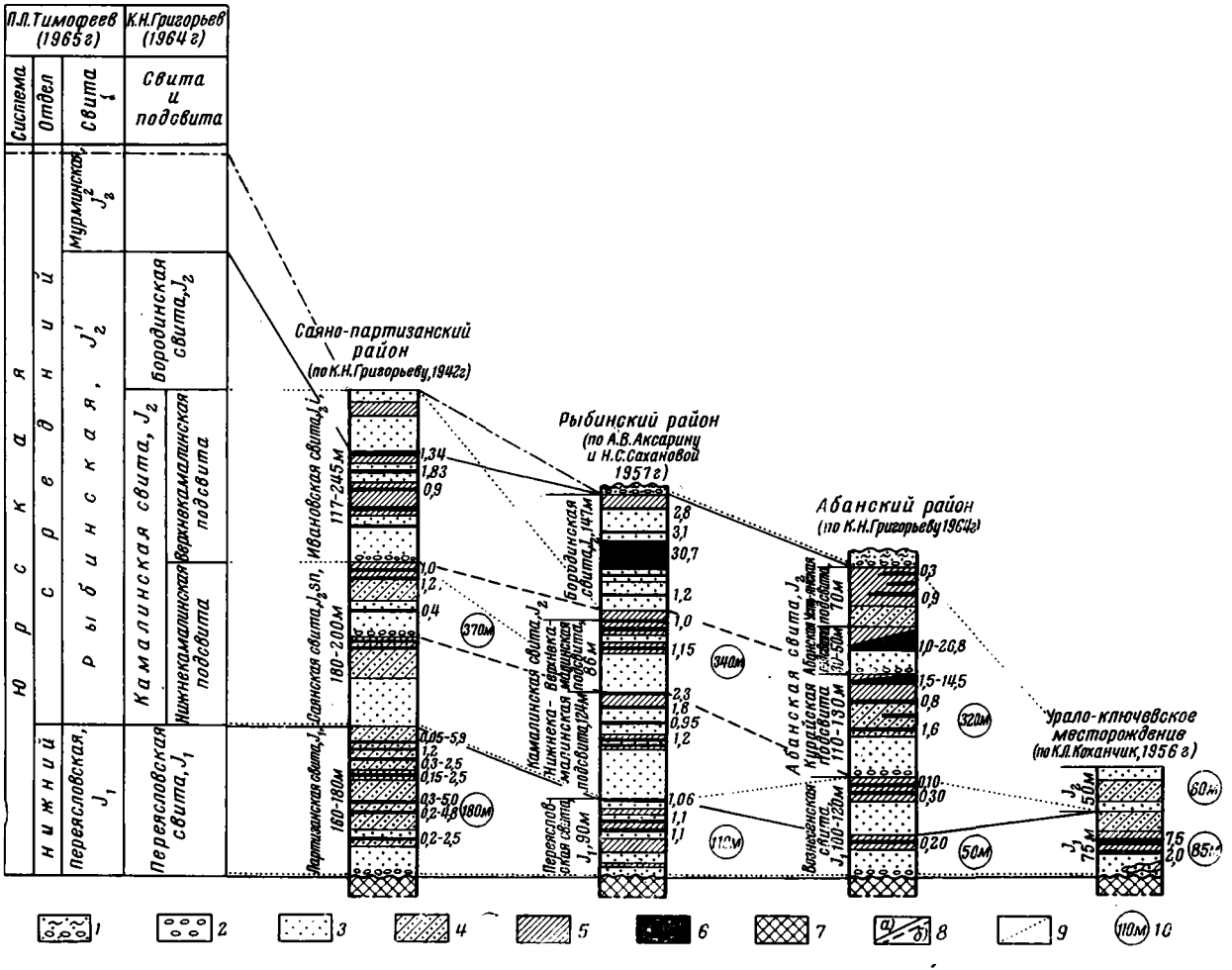
В чем же существо этой схемы? В отличие от всех существующих схем она отражает этапность развития и в связи с этим показывает особенности строения юрской угленосной формации в отдельных районах Ангаро-Чулымского прогиба[1]. Угленосная формация подразделяется на четыре подформации, где каждая из них отвечает крупному отрезку разреза, или макроциклу. Каждый такой макроцикл, отождествляемый в том или ином регионе по объему со свитой, отделен от предыдущего на большей части территории прогиба региональным, как правило, эрозионным размывом

[1] Эти вопросы детально разобраны во II книге монографии (Труды ГИН АН СССР, вып. 198). Здесь они изложены в общей форме и в той мере, которая необходима для понимания принципа стратиграфического расчленения отложений по схеме автора.



Фиг. 13. Сопоставление стратиграфических разрезов юрских отложений западной (Чулымо-Енисейской) части Канско-Ачинского угольного бассейна (по К. Н. Григорьеву и П. П. Тимофееву)

1 — четвертичные суглинки с обломками пород. Юрские отложения: *2* — конгломераты и гравелиты; *3* — песчаники; *4* — алевролиты; *5* — аргиллиты; *6* — углистые аргиллиты; *7* — уголь, *8* — породы, подстилающие юрские угленосные отложения; *9* — границы свит (*а*) и их отдельных частей (*б*) по П. П. Тимофееву; *10* — границы свит и подсвит, по К. Н. Григорьеву; *11*— максимальная мощность свит, по П. П. Тимофееву



Фиг. 14. Сопоставление стратиграфических разрезов юрских отложений восточной (Канской) части Канско-Ачинского угольного бассейна (по К. Н. Григорьеву и П. П. Тимофееву)

1 — четвертичные суглинки с обломками пород. Юрские отложения; *2* — конгломераты и гравелиты; *3* — песчаники; *4* — алевролиты; *5* — аргиллиты; *6* — уголь; *7* — породы, подстилающие юрские угленосные отложения; *8* — границы свит (*а*) и их отдельных частей (*б*), по П. П. Тимофееву; *9* — границы свит и подсвит, по К. Н. Григорьеву; *10* — максимальная мощность свит, по П. П. Тимофееву

и слагается внизу гравелитами и песчаниками, иногда в основании с прослоями конгломератов, а вверху — чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитов и углей. Исключением являются районы, непосредственно прилегающие к областям сноса, где их разрезы сложены гравелитами и конгломератами аллювиального генезиса (например, побережье оз. Байкал), или образующие области сплошного развития тонкоотмученных (не крупнее мелкого песка) и карбонатных бассейновых осадков (например, северо-западная часть прогиба). Каждый такой макроцикл, как правило, довольно хорошо прослеживается на всей площади прогиба, но по мере движения от древней суши к эпиконтинентальному морскому бассейну он претерпевает постепенные фациальные изменения, которые в противоположных частях приобретают резко отличные черты. Так, если сравнивать разрезы верховьев Пра-Ангары (побережье оз. Байкал), ее среднего (Зима-Удинская мульда) и нижнего (Рыбинская и Тегульдетская впадины) течения, то различия между ними оказываются настолько большими, что без знания фациальной природы осадков и направленности смены древних ландшафтов их вообще практически нельзя сопоставить. На строение макроциклов, а следовательно, и свит оказывает существенное влияние также характер аллювиальных ландшафтов, связанных с различными по размерам и гидродинамическому режиму реками, и их соотношения с эпиконтинентальным морским бассейном. Например, по палеогеографическому и палеотектоническому развитию долина Пра-Ангары во многом отличалась от долин Пра-Чулыма и Пра-Тунгуски, что привело, хотя и к принципиально сходному, но своеобразному строению разрезов угленосных отложений в этих районах. Кроме того, неодинаковая удаленность района исследования от побережья эпиконтинентального морского бассейна и доля участия осадков последнего в строении разрезов накладывает также своеобразные черты, затрудняющие без специального исследования сопоставление даже относительно близко расположенных разрезов.

Как же происходило формирование юрских угленосных отложений? Каким образом это осуществлялось в различных частях прогиба и в какой мере это отражено на корреляционной стратиграфической схеме этих отложений? В начальный период эпиконтинентальный морской бассейн седиментации находился далеко за пределами северо-западной части прогиба и только к середине среднеюрского времени он своими прибрежными зонами заливно-лагунного и открытого подвижного мелководья эпизодически достигал внешних окраин юго-западной и центральной частей прогиба. Поэтому осадко- и угленакопление на юго-западе (Чулымо-Енисейская впадина) и в центре (Рыбинская и Канско-Тасеевская впадины) прогиба с прилегающими к ним районами его северо-западной части (Тегульдетская впадина) соответственно контролировались Пра-Чулымом, с одной стороны, Пра-Ангарой и Пра-Тунгуской — с другой. Не исключено при этом, что первое время Пра-Тунгуска была крупным правым притоком Пра-Ангары. В результате этого возникли различные толщи отложений, отвечающие первой половине времени образования угленосной формации (нижняя юра и нижняя часть средней юры), что отразилось в неодинаковых обозначениях свит: в первом случае — макаровская (J_1) и итатская (J_2^1) свиты, а во втором — переясловская (J_1) и рыбинская (J_2^1).

В дальнейшем эпиконтинентальный морской бассейн все чаще и на относительно все более продолжительное время трансгрессировал в глубь прогиба, но, вероятно, не далее его центральной части. Теперь уже в Тегульдетской и Чулымо-Енисейской впадинах в моменты наибольших трансгрессий осадконакопление уравнивалось сплошным распространением прибрежно-мелководной зоны эпиконтинентального морского бассейна. Поэтому на большей части территории этих впадин в разрезе наблюдается чередование аллювиальных, озерно-болотных и болотных отложений с прибрежно-бассейновыми, причем количество последних в различных районах

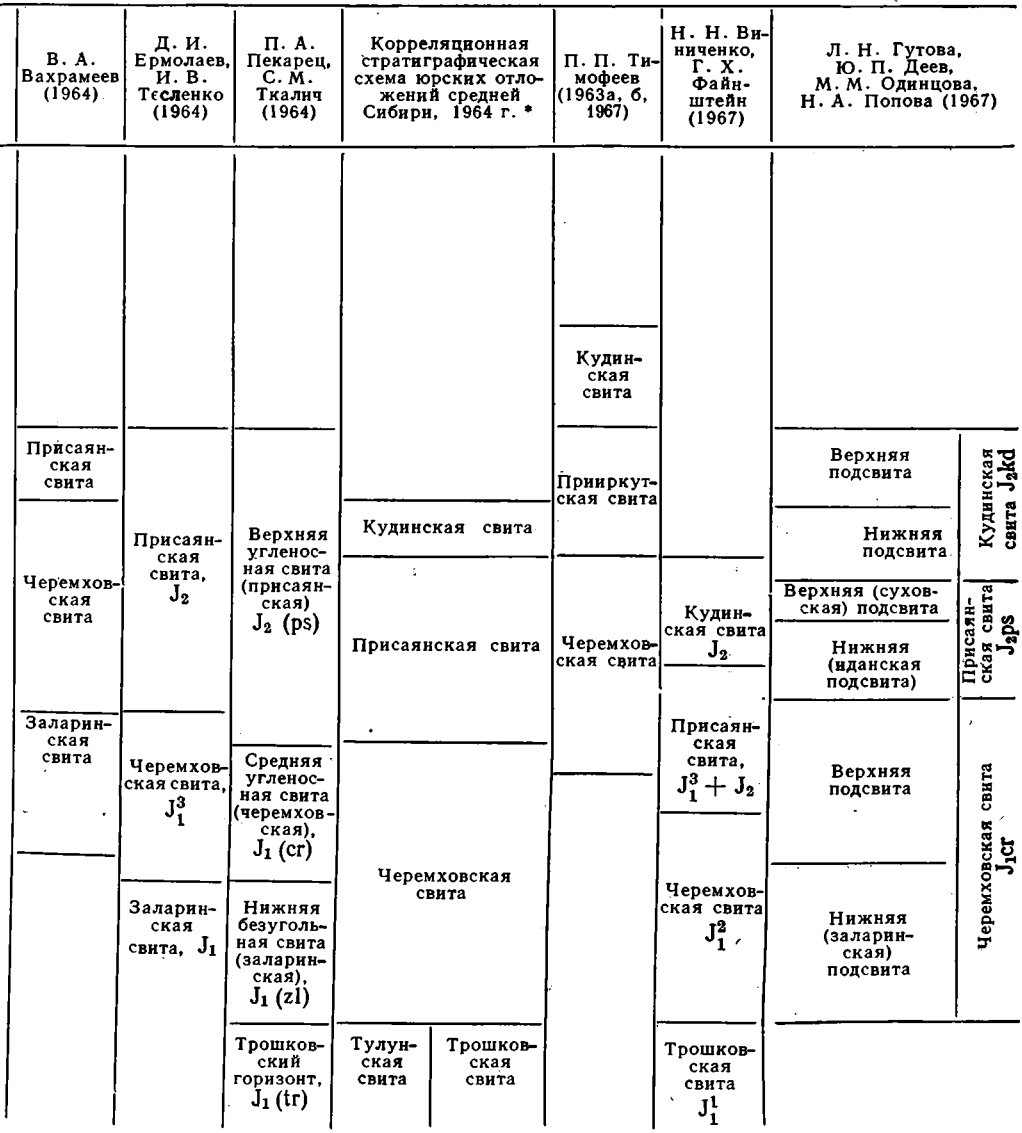
Схема сопоставления подразделений мезозойских
(юго-восточная часть

Система	Отдел	Ю. П. Деев (1957)	В. А. Вахрамеев (1957)	Унифицированная стратиграфическая схема Сибири (1959 г.)	Г. Г. Мартинсон (1961)	Ю. П. Деев (1962)	П. П. Тимофеев (1962)	Л. Н. Гутова (1963)
Меловая	Нижний							
	Верхний				Верхний непродуктивный горизонт			
					Продуктивный горизонт (черемховская свита)		Иркутско-присаянская свита	
Юрская	Средний	Присаянская свита, J_2^3	Верхняя непродуктивная свита	Верхняя непродуктивная свита	Нижний безугольный горизонт	Присаянская свита, J_2 ps	Прииркутская свита	Присаянская свита J_2
		Черемховская продуктивная свита, J_2^2				Черемховская свита, J_{1-2} tsch	Черемховская свита	Черемховская свита J_{1+2}
		Заларинская безугольная свита, J_2^1						
	Нижний		Средняя продуктивная свита	Средняя продуктивная свита		Заларинская свита J_1 zl		Заларинская свита, J_1
			Нижняя безугольная свита	Нижняя безугольная свита				

* Свиты даны в новом объеме, соответствующем подразделениям автора.

этих частей прогиба неодинаково. Более длительное время условия прибрежного и открытого мелководья эпиконтинентального морского бассейна сохранялись в центральных (Чулымская опорная скважина) и северо-западных районах Тегульдетской впадины. Отложения этих районов представляют собой периферические участки подводных дельт Пра-Чулыма и Пра-Ангары, т. е. по существу их авандельты. Поэтому здесь возникали отложения, состоящие в основном из осадков открытого подвижного мелководья, среди которых тонкоотмученные и карбонатные разности немногочисленны; они более характерны для Киселевской и Максимоярской (Максимоярская опорная скважина) впадин Кеть-Чулымской синеклизы, т. е. уже для районов, находящихся за пределами Ангаро-Чулымского прогиба.

отложений Иркутского угольного бассейна
Ангаро-Чулымского прогиба)



В противоположность этим районам Балахтинская мульда в среднеюрское время представляла собой сушу; через нее проходила речная долина, в которой накапливались аллювиальные, озерные, озерно-болотные и болотные (в том числе осадки сапропелевых озер) отложения. Судя по этому, отложения верхней части средней юры северо-западной (южные и западные районы Тегульдетской впадины) и юго-западной (Чулымо-Енисейская впадина) частей прогиба, составляющие ачинскую часть Канско-Ачинского угольного бассейна, а также западной окраины его центральной части (восточные и юго-восточные районы Тегульдетской впадины — приенисейская часть Канско-Ачинского угольного бассейна), представляют собой (за исключением упоминавшихся выше периферических районов) более или

Таблица 3

Корреляционная стратиграфическая схема юрских угленосных отложений Ангаро-Чулымского прогиба * Южной Сибири

Система	Отдел	Ангаро-Чулымский прогиб				Подформации
		Северо-западная часть	Юго-западная часть	Центральная часть	Юго-восточная часть	
		Канско-Ачинский угольный бассейн				
		Ачинская часть бассейна		Приенисейская часть бассейна	Канская часть бассейна	Иркутский угольный бассейн
		Закрытый сектор		Открытый сектор		
Юрская	Верхний	Тяжинская свита				IV
		До 230 м		До 70—100 м	До 160—180 м	Кудинская свита 0—130 м
	Средний	Соболевская свита			Мурминская свита	III
		До 330 м	До 320 м	До 350 м	До 100—130 м	Прииркутская свита 30—270 м
		Итатская свита		Рыбинская свита		II
		До 340 м	До 440 м	До 370 м	До 280—370 м	Черемховская свита 100—400 м
	Нижний	Макаровская свита		Переясловская свита		I
		До 207 м	До 150 м	100—160 м	0—185 м	

* Исключая его северо-восточную часть.

менее однородный разрез, который можно выделить в виде соболевской свиты (J_2^2). Ее полный и наиболее типичный разрез известен по Белогорской опорной скважине с тем же названием. В целом эти регионы были связаны с дельтами Пра-Чулыма и Пра-Ангары.

На севере центральной части прогиба (северо-запад Канско-Тасеевской впадины) в разрезе преобладают отложения заливно-лагунного прибрежного и открытого подвижного мелководья эпиконтинентального морского бассейна. Аллювиальные озерно-болотные и болотные отложения хотя и встречаются, но они не характерны для разреза. Поэтому несколько иной разрез северо-запада Канско-Тасеевской впадины, связанный с дельтой Пра-Тунгуски, которая в это время отступила в глубь прогиба, обозначен как мурминская свита (J_2^2, северная часть Канско-Ачинского угольного бассейна).

В позднеюрское время трансгрессии эпиконтинентального бассейна были более обширными, наметилась некоторая аридизация гумидного климата, прекратилось торфонакопление, что в конечном итоге привело к образованию на северо-западе, юго-западе и в центре прогиба отложений верхней юры, мало отличающихся друг от друга. Это позволило нам существующее название тяжинской свиты (J_3) распространить на верхнеюрские отложения всех регионов, т. е. на всю западную половину Ангаро-Чулымского прогиба.

На юго-востоке прогиба (Иркутская впадина) в течение всего времени формирования юрской угленосной формации существовали условия аллювиально-дельтовой равнины, куда даже в верхней юре вряд ли проникали трансгрессии эпиконтинентального морского бассейна. Здесь в обширной долине Пра-Ангары и в смежных участках прогиба накапливался комплекс исключительно аллювиальных, делювиально-пролювиальных, озерных и озерно-болотных, болотных (гумусовые угли) и сапропелевых (сапропе-

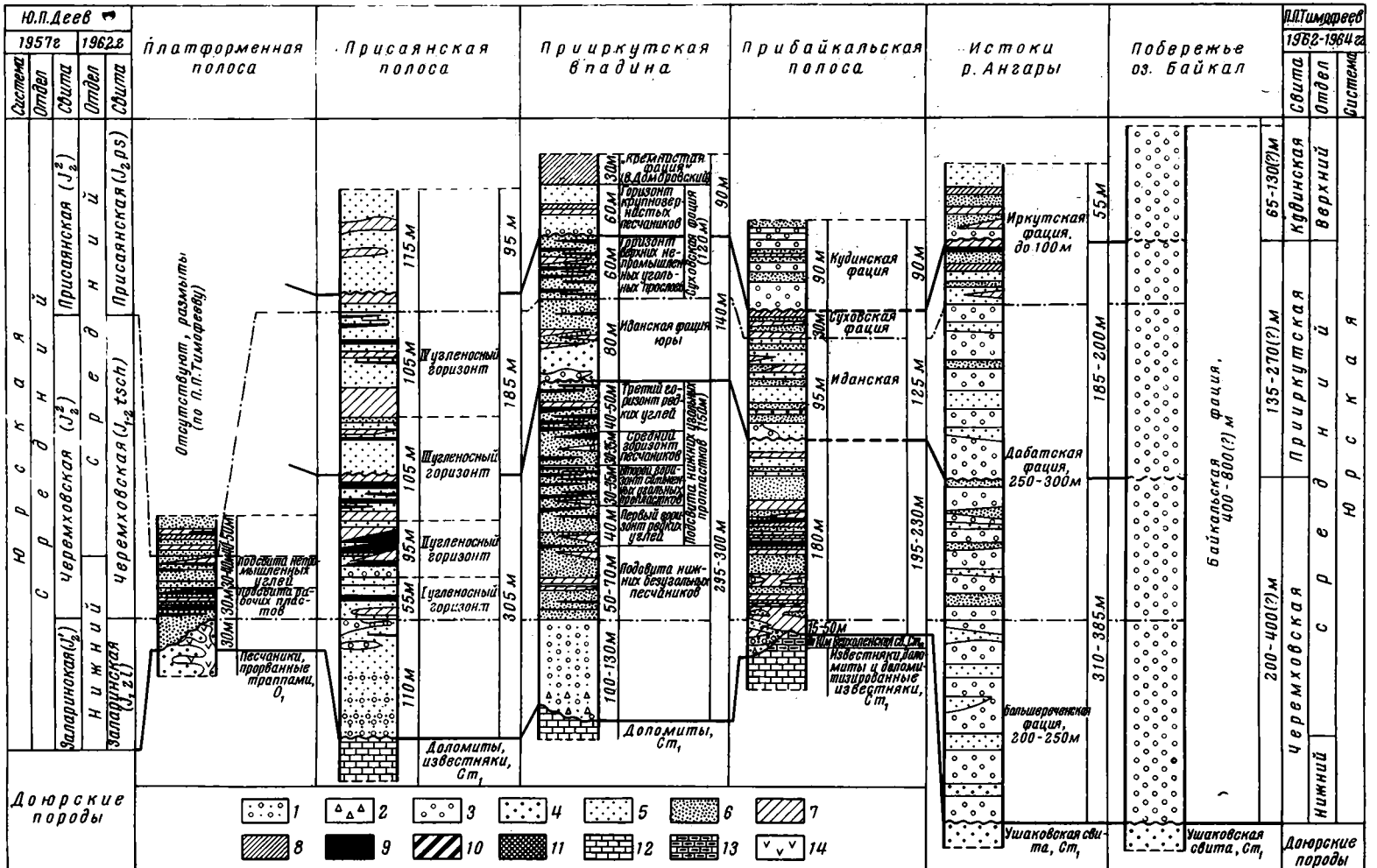
левые угли) отложений. Поэтому разрез угленосной формации в Иркутской впадине имеет совершенно иной, резко отличный облик по сравнению с разрезами остальных районов прогиба, и, естественно, его свиты получили другие названия — черемховской ($J_1^3 — J_2^1$), прииркутской (J_2^2) и кудинской (J_3^1).

На северо-востоке прогиба в настоящее время установлено значительно более широкое распространение юрских отложений, чем это было известно ранее. Однако автором непосредственно в поле они не изучены, а известны только по ограниченной литературе и устным сообщениям (Н. Н. Тазихин, Н. М. Благовещенская, С. М. Цейтлин, Э. И. Равский, Н. В. Кинд, Г. Х. Файнштейн, Н. В. Дренов и др.). Слабая изученность этих отложений пока не позволяет обоснованно подразделить на свиты и сопоставить их даже в пределах северо-востока прогиба (Карабуло-Мурская и Среднеангарско-Катангская впадины), не говоря уже о точной увязке с разрезами остальных его районов. По тем отрывочным, иногда противоречивым данным, которые имеются в литературе, они во многом, очевидно, напоминают отложения Иркутской впадины, поскольку накопление их происходило также в долине крупной реки — Пра-Тунгуски. В целом они, по описаниям М. М. Одинцова (1963), М. М. Одинцовой (1963), Н. Н. Тазихина (1961), С. Ф. Павлова (1963), сотрудников треста Аэрогеология и других исследователей, относятся в основном к нижней и средней юре и в какой-то мере могут быть увязаны с разрезами остальных частей прогиба (см. табл. 1). Не исключено присутствие здесь в ряде мест верхнеюрских и даже нижнемеловых отложений (Одинцова, 1963).

Если сравнивать существующее расчленение на свиты юрских угленосных отложений Канско-Ачинского (Григорьев, 1964в) и Иркутского (Деев, 1962) бассейнов с ранее предложенным автором (Тимофеев, 1962, 1963а,б) и в настоящее время уточненным (только в смысле названия свиты; Тимофеев, 1967, 1968) подразделением отложений угленосной формации для всей территории Ангаро-Чулымского прогиба, то они в основном совпадают со стратиграфической схемой Канско-Ачинского угольного бассейна и здесь расхождения частные и весьма незначительные (см. фиг. 13, 14). Это объясняется тем, что в основу разделения на свиты положены главным образом не спорово-пыльцевые комплексы, остатки листовой флоры и фауны, а правильно подмеченные еще первыми исследователями особенности литологического строения, отвечающие расчленению формации на подформации.

В противоположность этому схема Ю. П. Деева и все ее аналоги разрывают эти естественные элементы формации и включают в свиты разнородные части разреза отдельных подформаций. Так, присаянская свита (по Ю. П. Дееву) в нижней части сложена алеврито-песчаными угленосными отложениями (см. фиг. 15), а в верхней — конгломерато-гравийно-песчаной толщей, которая с эрозионным размывом залегает на первых, причем этот размыв является региональным и отвечает началу образования четвертой подформации. Черемховская свита (по Ю. П. Дееву) также неоднородна: в нижней части она представлена чередованием алевролитов, аргиллитов, мощных угольных пластов и, как правило, маломощных горизонтов песчаников; в средней — гравелитами и песчаниками с эрозионным повсеместным размывом в основании (начало третьей подформации); в верхней — чередованием алевролитов, аргиллитов, песчаников и маломощных угольных пластов. Заларинская песчано-гравийная свита (по Ю. П. Дееву) искусственно оторвана от нижней углесодержащей части черемховской свиты.

Из этого следует, что в угленосной толще Иркутского бассейна, так же как и в Канско-Ачинском бассейне, могут быть выделены аналогичные крупные части разреза с региональными эрозионными размывами в основании — макроциклы (в нижней части сложенные аллювиальными, делювиально-пролювиальными, вверху — озерными, озерно-болотными и болотными



Фиг. 15. Схема стратиграфии юрских отложений Иркутского угольного бассейна (по Ю. П. Дееву и П. П. Тимофееву)

1 — конгломераты и гравелиты, разнозернистые, песчанистые; *2* — конгломерато- и гравелитобрекчии; *3* — конгломераты; *4* — песчаники грубо- и крупнозернистые; *5* — песчаники среднезернистые; *6* — песчаники мелкозернистые; *7* — алевролиты; *8* — аргиллиты; *9* — уголь гумусовый; *10* — глинистый гумусовый уголь, углистые аргиллиты и мелкозернистые алевролиты; *11* — уголь сапропелевый; *12* — известняки и доломиты; *13* — мергели; *14* — траппы

отложениями), отвечающие подформациям. На этой основе автором в свое время и было предложено новое подразделение угленосных отложений Иркутского бассейна (Тимофеев, 1962).

При сопоставлении этих свит со свитами схем Ю. П. Деева (см. фиг. 15) оказывается, что черемховской свите автора соответствует заларинская и нижняя углесодержащая часть черемховской свиты; прииркутской свите — средняя безугольная и верхняя углесодержащая части черемховской свиты и нижняя углесодержащая часть присаянской свиты; кудинской — верхняя безугольная часть присаянской свиты. Что касается так называемой платформенной полосы (по Ю. П. Дееву), то там присутствует разрез только нижней и средней частей черемховской свиты, а остальные отложения последней, а также прииркутской и кудинской свит размыты в последующее время.

Таким образом, детальное литолого-фациальное изучение и формационный анализ на широкой генетической основе позволили внести значительные коррективы в расчленение и сопоставление юрских угленосных отложений для всей Южной Сибири. Предлагаемая корреляционная стратиграфическая схема отражает палеогеографические, палеотектонические и флористические особенности формирования этих отложений в Ангаро-Чулымском мезозойском прогибе.

Стратиграфия юрских отложений

Прежде чем перейти к изложению стратиграфии юрских отложений Ангаро-Чулымского прогиба, необходимо отметить, что мы сознательно почти не касались анализа спорово-пыльцевых комплексов и редких остатков фауны и их роли в расчленении юрских отложений Южной Сибири. В Канско-Ачинском угольном бассейне определения возраста юрских отложений по флоре, спорам, пыльце и фауне совпадают, и по ним дается довольно четкое и обоснованное подразделение разрезов на отделы — лейас, доггер и мальм. Это в полной мере согласуется с данными формационного расчленения, которое положено в основу стратиграфической схемы автора, хотя некоторые свиты имеют не только иной объем (средняя юра), но и в ряде случаев другие названия. На северо-востоке прогиба (Среднеангарский слабоугленосный бассейн) развиты, как известно, в основном только нижне- и отчасти среднеюрские отложения, и их датировка по спорам и пыльце пока может быть условно принята. Сложнее обстоит дело в Иркутском бассейне. Здесь, как было уже показано (см. табл. 2), возраст свит и угленосной толщи в целом устанавливается по-разному даже только на основании определения растительных остатков (Вахрамеев, 1964; Ермолаев, Тесленко, 1964). По спорово-пыльцевым комплексам построена схема Л. Н. Гутовой (1963). Находки фауны (Мартинсон, 1961; Колосницына, Мартынова, 1961; Колосницына, 1964, и др.) весьма редки и датировки по ним очень противоречивы и не сходятся с данными определения возраста по флоре, спорам и пыльце, поэтому они пока не могут оказывать существенного влияния на стратиграфию иркутской юрской толщи. С нашей точки зрения, только В. А. Вахрамеев (1964) дал правдоподобную историю становления иркутской флоры и обоснованно аргументировал отнесение продуктивных отложений Иркутского бассейна к средней юре. Его выводы совпадают с формационным расчленением угленосных отложений Иркутского бассейна и служат палеоботаническим обоснованием стратиграфической схемы автора для отложений юго-востока прогиба.

Описание стратиграфии юрских отложений Ангаро-Чулымского прогиба по схеме автора (см. табл. 3) иллюстрируется геологической картой (см. фиг. 10), сопоставлением стратиграфических разрезов юрских отложений Канско-Ачинского и Иркутского угольных бассейнов (см. фиг. 13—15), корреляционной стратиграфической схемой юрских угленосных отложений

(фиг. 16), а также схемой сопоставления разрезов юрских отложений Ангаро-Чулымского мезозойского прогиба (см. табл. 1). При изложении их характеристики мы не будем перечислять многочисленные списки флоры, спорово-пыльцевых комплексов и фауны. Они подробно освещены и рассмотрены в статьях и монографиях В. А. Вахрамеева (1964), В. Д. Принады (1962), Г. Г. Мартинсона (1961), А. В. Аксарина (1957, 1961), И. В. Лебедева (1961), Ю. П. Деева (1957, 1962), Н. С. Сахановой (1957, Григорьева-Саханова, 1960), А. А. Булынниковой и В. С. Суркова (1962), Л. Н. Гутовой (1963), М. М. Одинцовой (1963), Д. В. Ермолаева и Ю. В. Тесленко (1964), К. Н. Григорьева (1964в) и мн. др. Поэтому нет необходимости их повторять в нашей работе.

Рэт-лейас. Самыми древними отложениями формации являются породы омской, или чичкаюльской, свиты. Они известны только на самом северо-западе прогиба (Чулымская опорная скважина), где с размывом залегают на различных горизонтах каменноугольной системы (см. фиг. 16).

Разрез омской свиты, по данным З. Н. Поярковой (1961), начинается мелкогалечниковым конгломератом (1 *м*), который состоит из галек кремня, зеленых сланцев, изверженных и карбонатных пород, сцементированных разнозернистым карбонатно-песчанистым материалом. Конгломераты вверх по разрезу сменяются разнозернистыми гравелитами и песчаниками мелко- и крупнозернистыми, полимиктовыми, серыми и светло-серыми, местами с косой или неправильной горизонтальной слоистостью, иногда массивными. По всей толще встречаются обугленные растительные остатки, в том числе витренизированные обломки древесины, местами включения катунов аргиллитов и различных по составу галек. В средней части толщи залегают аргиллиты серые и черные (углистые), иногда алевритовые, участками сидеритизированные, с растительным детритом. Аргиллиты имеют, как правило, горизонтальную слоистость. В отложениях свиты установлен богатый спорово-пыльцевой комплекс (*Protoconiferae*, *Protopinus*, *Pseudopicea*, *Protopicea*, *Striatoconiferae*, Cordaitales), указывающий на их рэт-лейасовый возраст. Мощность свиты 51 *м*.

Нижняя юра. Нижнеюрские отложения известны на огромных пространствах прогиба, в том числе под меловыми отложениями Тегульдетской впадины. Контуры их распространения в значительной мере зависят от неровностей доюрского рельефа, которыми в основном определяются перепады мощностей. Кроме того, установлено много участков, представлявших собой возвышенности доюрского рельефа, где они отсутствуют или имеют резко сокращенную мощность за счет выпадения нижней части разреза.

На северо-западе прогиба (см. фиг. 16), в пределах Тегульдетской впадины, к нижней юре относятся отложения макаровской свиты, разрезы которой известны по Чулымской, Белогорской и Мариинской опорным скважинам.

В Максимоярской опорной скважине толща нижней юры пробурена не полностью. Здесь, по данным Ю. М. Шуменковой и А. К. Шилина (1961), вскрыты верхняя и средняя части тюменской свиты, относящиеся к средней юре, хотя А. А. Булынникова и В. С. Сурков (1962), ссылаясь на И. М. Покровскую, ее низы сопоставляют с верхними горизонтами нижней юры. Разрез Касской опорной скважины в этом отношении также не ясен. По данным А. А. Булынниковой и В. С. Суркова (1962), здесь нижняя юра отсутствует и отложения средней юры непосредственно покрывают породы среднего девона. М. А. Толстихина (1961) полагает, что к нижней юре здесь следует относить песчано-галечниковую толщу (334 *м*) с прослоями красноцветных алевролитов и аргиллитов. Правда, она отмечает, что установленные там отдельные споры типа Schizaeaceae, Hymenophyllaceae и единичные зерна пыльцы, напоминающие Ginkgoales и Bennettitales, не дают уверенности в этом.

По Белогорской опорной скважине разрез макаровской свиты начинается толщей крупно- и среднезернистых, а также разнозернистых гравийных песчаников (56 *м*), неравномерно обогащенных включением крупных гравийных зерен и мелких галек; последние местами образуют маломощные горизонты конгломератов [1]. Выше залегает аргиллит (12 *м*) серый, в средней части буровато-черный, с корешками растений, который с эрозионным размывом перекрывается толщей (30 *м*) среднезернистых песчаников с крупной косой слоистостью. Верхняя часть разреза представлена чередованием алевролитов, аргиллитов мелко- и среднезернистых, отчасти крупнозернистых песчаников и углей. Последние представлены одним пластом глинистого угля (4 *м*) и тремя пластами углистого аргиллита с линзами угля (2,4; 1; 1,5 *м*), которые в северо-западном направлении редуцируются и уже в районе Чулымской опорной скважины характеризуют внешнюю окраинную часть площади нижнеюрского угленакопления. В 10,8 *м* ниже угольного пласта встречен горизонт брекчии интрузивных пород (4,6 *м*), указывающий, очевидно, на соседство какой-то доюрской возвышенности. Общая мощность свиты 189 *м*.

По Чулымской опорной скважине разрез теряет четкое подразделение на две части, поскольку в седиментологическом отношении она здесь является продолжением разреза омской свиты, которую более правильно следует считать началом макаровской свиты. Здесь разрез последней, мощностью 207 *м*, представлен чередованием мелко-, средне- и крупнозернистых песчаников, аргиллитов, небольшого количества алевролитов и тонких невыдержанных прослоев углей и углистых аргиллитов. По всему разрезу встречаются включения обугленных растительных остатков и детрита.

На юго-западном борту Тегульдетской впадины к макаровской свите по Мариинской опорной скважине А. А. Булынникова и В. С. Сурков (1962) относят, очевидно ошибочно, мощную толщу (207 *м*) чередующихся прослоев зеленовато-серых и коричневатых глинистых алевролитов и алевритистых глин с прослоями мелкозернистых песчаников и пластами бурого угля. В. П. Казаринов (1958), ссылаясь на результаты спорово-пыльцевого анализа, также отмечает их присутствие, но они сложены, по его данным, полимиктовыми конгломератами с кальцитовым цементом. Мощность их в одном случае он оценивает в 23 *м*, в другом — 53 *м*. По материалам первичной документации и по данным Н. А. Лизалек и С. М. Фузеева (Григорьев, 1964в), отложения макаровской свиты перекрывают порфириты и базальты среднего девона, представляющие собой в самой верхней части кору выветривания фиолетово-серого цвета, имеющую брекчиевидное строение. Сама макаровская свита представлена только верхней частью и состоит в основном из аргиллитов и алевролитов с невыдержанными прослоями бурых углей. Ее мощность, очевидно, не превышает 60 *м*. Естественно предположить, как и ранее (Тимофеев, 1962, 1963а, б), существование на этом месте доюрской возвышенности, которая, видимо, только к концу нижнеюрского времени была покрыта осадками.

Мощность макаровской свиты на северо-западе прогиба колеблется от 23 (местами, возможно, от нуля) до 207 *м*; если считать омскую свиту

[1] Следует заметить, что очень часто сотрудники геологоразведочных партий при документации разрезов (обычно это делают коллекторы) по буровым скважинам ошибочно принимают слабо сцементированные песчаники, обогащенные 40—30 и даже 20% галек, за слои конгломератов. Более чем 20-летний опыт работы автора показывает, что при бурении слабо уплотненный песчаник разрыхляется и большей частью вымывается глинистым раствором в виде песка, а на поверхность поднимаются в основном гальки, причем, как правило, наиболее крупные, которые создают впечатление горизонтов конгломератов; выход керна в этом случае обычно составляет менее 50%. Может быть, поэтому К. В. Боголепов (1961) эту мощную толщу песчаников принимает за конгломераты с прослоями глинистых песчаников. Вопрос об отнесении подобных горизонтов к конгломератам имеет принципиальное значение, поскольку от этого во многом зависят выводы об особенностях формирования осадков и характере древнего рельефа того или иного региона.

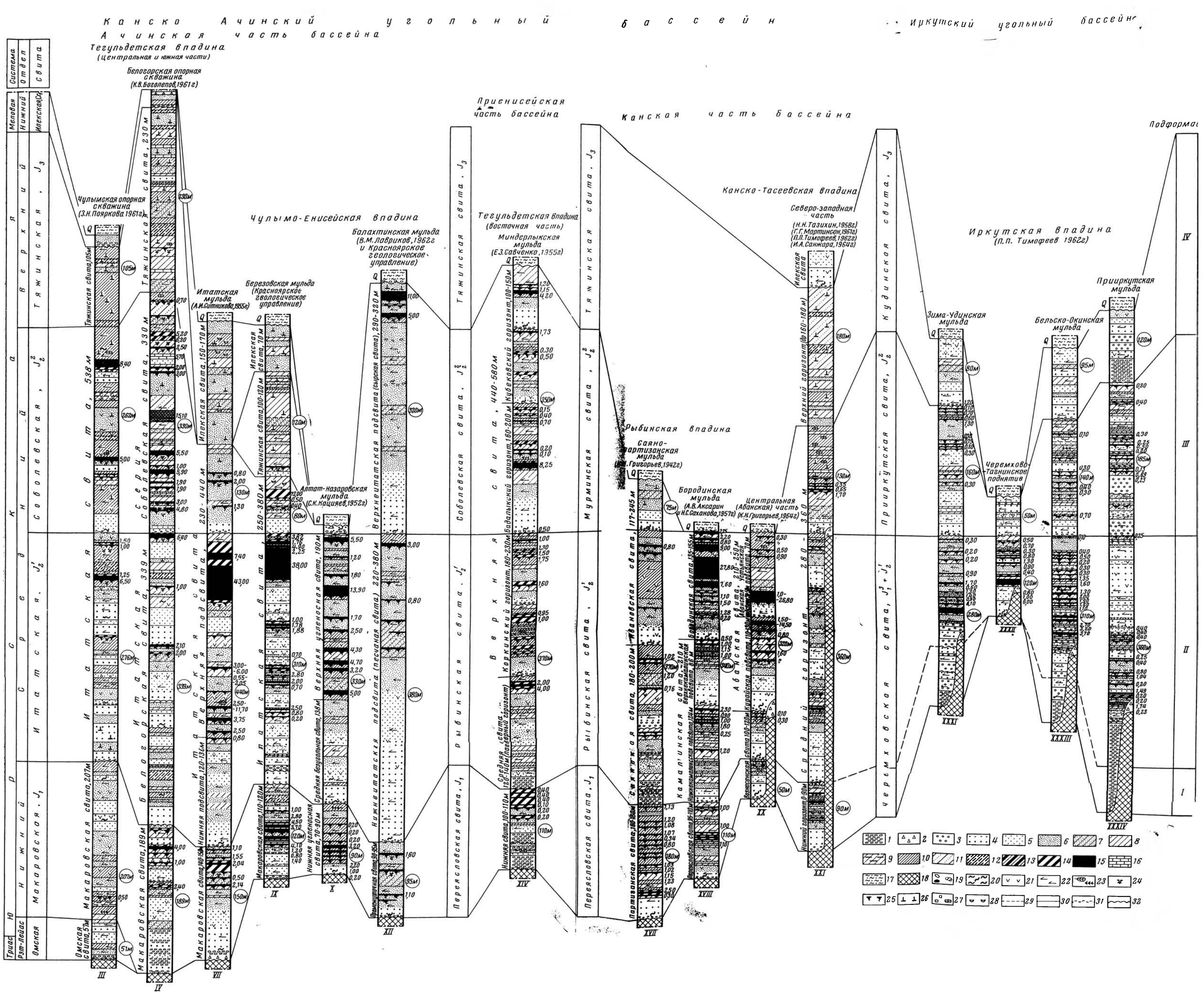
составной частью макаровской, то мощность отложений нижней юры достигнет 258 *м*.

На ю г о - з а п а д е п р о г и б а (см. фиг. 13, 16) к нижнеюрским отложениям относится также макаровская свита, которая здесь довольно четко подразделяется на две части: нижнюю, безугольную, и верхнюю, углесодержащую. Ее разрез повсеместно, за исключением возвышенных участков доюрского рельефа (склоны хр. Арга, Мариинская возвышенность, возможно районы, прилегающие к Кузнецкому Алатау, и некоторые другие места), начинается косослоистыми, с ритмической сортировкой зерен средне-, крупно- и разнозернистыми песчаниками, реже гравелитами, с включением в основании мелких галек, изредка щебенки, иногда конгломератами, сильно обогащенными песчаным и гравийным материалом. По всей толще встречаются крупные и мелкие витренизированные растительные остатки. В остальных участках нижняя часть разреза или отсутствует, или ее мощность резко сокращена. В последнем случае она представлена слабо отсортированными алеврито-глинистыми породами, содержащими то или иное количество щебенки различного состава, а иногда присутствуют линзы и прослои глинистых углей и углистых аргиллитов. Здесь же встречаются прослои глинисто-алевритовых песчаников. Мощность безугольной части разреза в значительной мере определяется неровностями доюрского рельефа и колеблется от нуля до 50—80 *м*.

Верхняя, угленосная, часть макаровской свиты представлена чередованием алевролитов, аргиллитов, песчаников, в основном мелкозернистых, бурых, часто сильно зольных углей, углистых аргиллитов и алевролитов. Мощность пластов угля и углистых пород в южном направлении, в сторону древней суши, уменьшается, сокращается их количество и, самое главное, выдержанность на площади. Так, в Итатской мульде присутствуют три пласта угля: Ивановский, Слоеный, Четвертый, причем пласт Слоеный состоит из 5—10 пачек (мощность отдельных пачек достигает 1—2 *м*), чередующихся с алеврито-глинистыми и песчаными породами. Мощность зоны пласта достигает 20—25 *м*, хотя общая мощность чистого угля, как правило, не превышает 12—15 *м*. Южнее, в Балахтинской мульде, промежуточная свита, являющаяся возрастным аналогом макаровской, содержит всего лишь пять тонких и невыдержанных, в значительной мере глинистых пластов угля, суммарная мощность которых не превышает 1—1,5 *м*. Одновременно здесь несколько увеличивается роль песчаных пород. Залегающую ниже балахтинскую свиту (154 *м*), содержащую до 15 большей частью невыдержанных пластов угля, И. Н. Звонарев (1962) также относит к нижней юре. Однако при анализе фаций выяснилось (Тимофеев, 1962, 1963а, б), что к нижней юре следует относить только промежуточную свиту, а балахтинская имеет более древний, верхнепалеозойский, возраст. Ее аналоги известны в районе оз. Белого (юго-западная часть Березовского района) и образуют там внешнюю окраинную зону пермского угленакопления, которое наиболее интенсивно проявилось в южной части Минусинского верхнепалеозойского прогиба, т. е. в его районах, непосредственно прилегавших к древней суше.

Мощность отложений макаровской свиты на юго-западе прогиба также сильно изменчива и колеблется от 50 до 150 *м*; возможно, в прибортовых частях прогиба она может сокращаться до нуля.

В ц е н т р а л ь н о й ч а с т и п р о г и б а (см. фиг. 13, 14, 16) нижнеюрские отложения относятся к переясловской свите и также имеют хорошо выраженное двучленное строение. В Приенисейском районе Канско-Ачинского бассейна (Миндерлыкская мульда) нижняя, безугольная, часть сложена разногалечниковыми, в основном мелкогалечниковыми конгломератами, обогащенными песчано-гравийным материалом, гравелитами и песчаниками с крупной косой однонаправленной слоистостью. Угленосная, верхняя, часть разреза состоит из чередования алевролитов, песчаников и двух угольных пластов. Верхний пласт имеет сложное строение (зона пласта



Фиг. 16. Корреляционная стратиграфическая схема угленосных отложений Ангаро-Чулымского мезозойского прогиба

1 — конгломераты крупно-, средне-, мелко- и разногалечниковые; *2* — брекчии крупно-, средне-, мелко- и разнощебенчатые и включения отдельных обломков щебенки; *3* — гравелиты от крупно- до мелкозернистых; *4* — песчаник крупнозернистый; *5* — песчаник среднезернистый; *6* — песчаник мелкозернистый, *7* — алевролит крупнозернистый; *8* — алевролит мелкозернистый; *9* — алевролит мелкозернистый, с линзами угля; *10* — аргиллит; *11* — чередование песчаников средне- и мелкозернистых с алевролитами; *12* — чередование алевролитов; *13* — алевролит мелкозернистый углистый; *14* — аргиллит углистый; *15* — уголь; *16* — известняк; *17* — суглинок; *18* — доюрские породы; *19* — галька; *а* — кварцевая и извержанных пород, *б* — аллевритово-глинистая, *в* — углистая; *20* — линзы витрена; *21* — растительный детрит; *22* — растительные остатки плохой сохранности; *23* — остатки стеблевой и листовой флоры хорошей сохранности; *24* — корневые остатки; *25* — комковатость породы — почвенные образования; *26* — известковистость пород; *27* — включения; *а* — кристаллов пирита, *б* — конкреций сидерита; *28* — фауна; *29* — постепенный переход; *30* — отчетливый контакт; *31* — резкий контакт; *32* — резкий контакт с размывом. Местоположение разрезов см. на фиг. 9

Л. П. Тимофеев

около 20 *м*) и представляет собой переслаивание углей (0,8 + 0,1 + 0,3 + + 0,4 + 0,5 + 0,4 + 0,4 *м*), углистых аргиллитов, аргиллитов и алевролитов. Местами он образует несколько самостоятельных угольных пластов. По всей толще встречается обилие обугленных растительных остатков. Мощность свиты 100—110 *м*.

Севернее, в Большемуртинском районе, нижнеюрские отложения изучены значительно слабее. В нижней части они представлены разнозернистыми песчаниками с мелкими гальками в основании, участками с прослоями алевролитов; в верхней — алевролитами, аргиллитами, песчаниками и редкими маломощными пластами угля. По данным А. А. Булынниковой и В. С. Суркова (1962), мощность переясловской свиты достигает 320 *м*, что, с нашей точки зрения, значительно завышено. Восточнее и северо-восточнее, в районе Казачинска и на западном погруженном склоне северной части Южно-Енисейского кряжа, отложения нижней юры отсутствуют, хотя, возможно, и не повсеместно, а только на возвышенностях доюрского рельефа, который здесь, очевидно, имел большой перепад высотных отметок. Не установлены они и в Зырянской мульде (Боголепов, 1961).

На севере (Бородинская мульда) и в центре (Балайская мульда) Рыбинской впадины переясловская свита в нижней части сложена косослоистыми средне- и крупнозернистыми, часто гравийными песчаниками, содержащими прослои алеврито-глинистых пород со следами заболачивания. Верхняя, глинисто-алеврито-песчаная толща содержит до пяти угольных пластов, мощность которых не превышает 1—1,2 *м*. Южнее, в Саяно-Партизанской мульде, в основании разреза залегает слой мелкогалечникового конгломерата (3—5 *м*), который вверх сменяется разнозернистыми средне- и крупно-зернистыми гравийными песчаниками с крупной косой однонаправленной слоистостью. Остальная часть свиты состоит из чередования аргиллитов, алевролитов и песчаников, и в ее разрезе значительная роль принадлежит угольным, часто весьма зольным пластам. Выделяется до 10 угольных пластов; один из нижних, пласт Рыбный, достигает рабочей мощности (2—2,5 *м*). Отложения переясловской свиты в Балайской мульде прослеживаются в северо-западном направлении и через Березовское месторождение в районе Красноярска соединяются с одновозрастными отложениями Миндерлыкской мульды, сохраняя при этом примерно одну и ту же мощность (около 100 *м*). Это нашло отражение на недавно изданной Геологической карте Енисейско-Саянской складчатой области в масштабе 1:1 000 000, составленной В. Е. Дибровым и Д. И. Мусатовым под главной редакцией академика А. Л. Яншина (Геологическая карта.., 1965). Мощность отложений нижней юры от 180 *м* в Саяно-Партизанской мульде уменьшается до 95—110 *м* в Бородинской мульде.

В Канско-Тасеевской впадине нижнеюрские отложения более или менее детально изучены только на отдельных участках; для большей же части ее территории имеются лишь ограниченные материалы. Так, еще неизвестны детали юрского палеорельефа, хотя из некоторых данных можно заключить, что он был очень сложным и сильно расчлененным; имеется ряд таких древних возвышенностей, как Панушинская, Тайнинская, Соколовская и другие, из которых первая не вовлекалась не только в нижнеюрское, но частично и в среднеюрское осадконакопление. Переясловская свита представлена песчаными, частично гравийными отложениями с крупной косой слоистостью. В основании разреза, особенно у подножия доюрских возвышенностей, иногда встречаются горизонты мелкогалечных конгломератов и конгломерато-брекчий, но чаще включения отдельных галек и крупных гравийных зерен. В верхней части разреза среди алеврито-глинистых и песчаных пород иногда имеются тонкие и невыдержанные прослои углей и углистых аргиллитов. На юго-востоке Канско-Тасеевской впадины, в пределах Урало-Ключевского месторождения угля, в средней части разреза присутствуют два сложно построенных пласта бурого угля, общей

мощностью около 10 *м*. В северо-западном направлении они вначале расщепляются на ряд самостоятельных пластов, а затем фациально замещаются углистыми аргиллитами и алевролитами. Мощность нижнеюрских отложений Канско-Тасеевской впадины непостоянна и колеблется от 20—30 *м*, иногда от нуля, до 80—90 *м*. Не исключено, что в отдельных понижениях древнего рельефа она может достигать 100 *м* и более. В пределах всей центральной части прогиба она изменяется от нуля до 160—185 *м*, возможно, возрастая иногда до 320 *м*.

Из районов Рыбинской и Канско-Тасеевской впадин юрские отложения распространяются двумя радиально расходящимися широкими полосами. Одна из них протягивается на юго-восток, по направлению к Байкалу, а другая — на северо-восток, в сторону Вилюйского прогиба.

На северо-востоке прогиба (см. табл. I) только за последнее время стало известно широкое распространение образований нижней юры, а на отдельных участках — средней и даже верхней юры (Мурская впадина, по М. М. Одинцову и др., 1961; Верхнечульский район, по М. М. Одинцовой, 1963). Однако еще не установлены их детальное строение и соотношение с подстилающими породами, отсутствуют достаточные палеогеографические и палеоботанические материалы для их расчленения и сопоставления с отложениями смежных регионов. Это усложняется тем, что на огромных пространствах северо-восточной части прогиба древний рельеф был в достаточной мере, хотя и не в такой, как в юго-восточной, расчленен, и наиболее низкие горизонты юры следует искать в понижениях рельефа, к которым была приурочена речная сеть системы Пра-Тунгуски. Вследствие этого лейасовые отложения изменчивы не только по мощности, но и по фациальному составу. Здесь наряду с русловым и пойменным аллювием значительная роль принадлежит старичным, озерным и, очевидно, озерно-болотным осадкам. Сходный генезис имеют и отложения доггера; поэтому мы еще порой не можем их уверенно отличать от нижележащих, тем более, что это не всегда удается сделать по спорово-пыльцевым комплексам и данным определения растительных остатков.

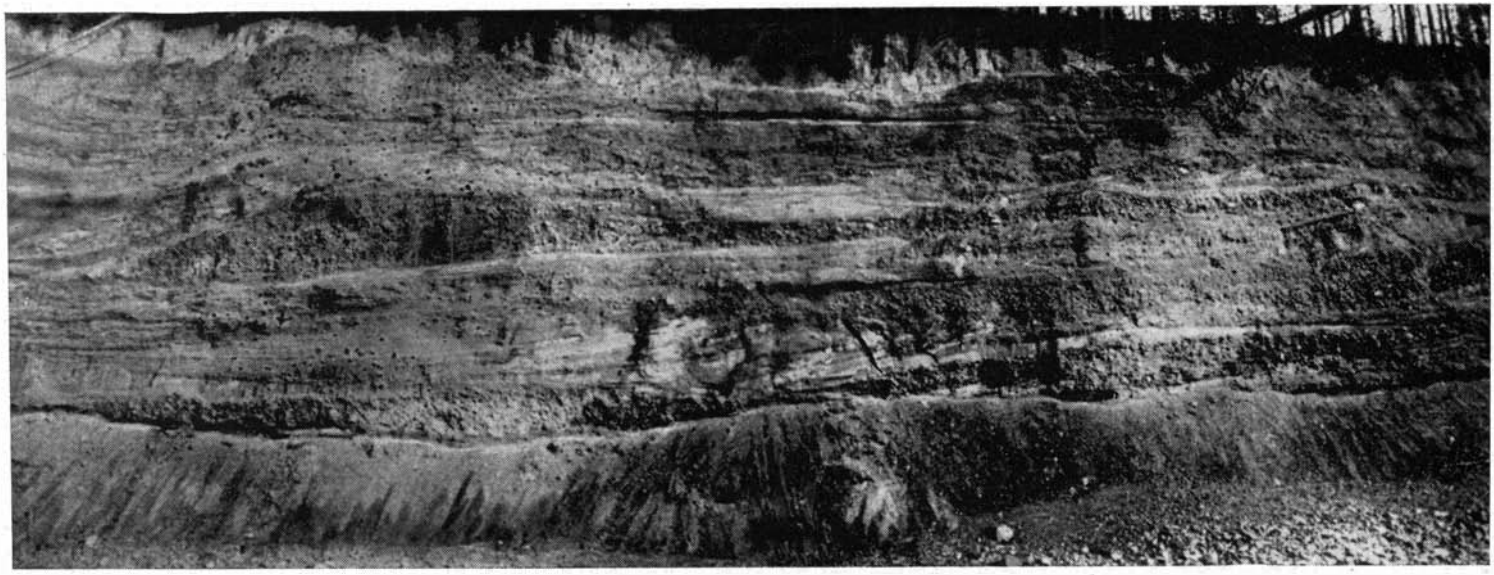
На востоке Карабуло-Мурской впадины толща нижней юры сложена песчаниками, в том числе кварцевыми, каолиновыми глинами и конгломератами с большим количеством песчано-гравийного материала (Одинцова, 1963). На западе впадины, в бассейне р. Карабулы, нижнеюрскими следует считать отложения только карабулинской свиты (мощность до 100 *м*), представленные конгломератами (по данным треста Аэрогеология, основная масса — более 50% в них состоит из песчаного материала, поэтому это не конгломераты, а песчаники с включением большого количества галек мелкого и отчасти среднего размера; гальки составляют 30—40%), разнозернистыми песчаниками, алевролитами, плотными глинами (аргиллитами) и тонкими прослоями сажистых углей. Участками разрез имеет в основном алеврито-глинистый состав, возникший при заполнении озерных водоемов. Сотрудники треста Аэрогеология относят к нижней юре также курайскую свиту. Автор считает, что ее следует сопоставлять со средним горизонтом восточной части впадины, который там имеет среднеюрский возраст; отложения курайской свиты залегают с размывом на нижележащих и свидетельствуют о новом этапе осадконакопления.

На левобережье среднего течения р. Ангары, в бассейне рек Ковы, Эдучанки, Тушамы, Едормы и их притоков, к лейасу относятся глины, алевролиты, песчаники и пески с прослоями конгломератов. Так, на правобережье р. Тушамы разрез (свыше 100 *м*) сложен почти наполовину мелко- и среднезернистыми косослоистыми песчаниками и песками, чередующимися с алевролитами, аргиллитами и тонкими прослоями угля. Возможно, верхи разреза имеют среднеюрский возраст. В северо-восточном направлении, на левобережье р. Тушамы, резко увеличивается роль песчаных пород, составляющих здесь около 90%. Мощность этой толщи сокращается до 53 *м*.

В бассейне нижнего течения р. Илим Н. Н. Тазихин (1961), В. Ф. Павлов (1963) и М. М. Одинцова (1963) к нижней юре относят толщу пород (40—45 *м*), представленную рыхлыми песками, галечниками, участками, сцементированными в конгломерат, разнозернистыми, с крупной косой слоистостью, песчаниками и редкими прослоями глин и алевролитов. На левобережье р. Чадобец мощность толщи сокращается до 15 *м* и одновременно уменьшается размерность пород; в разрезе преобладают глинисто-песчаные образования. В среднем течении р. Тэтэрэ Н. Н. Тазихин (1961) описал разрез (до 100 *м*) нижней юры, в основании которого залегает пачка (7—10 *м*) крупногалечного конгломерата, состоящего в нижней части из глыб и обломков местных пород (аргиллиты, песчаники), валунов и окатанных галек экзотических пород; здесь же встречаются включения крупных обломков ожелезненных стволов. В верхней части конгломерат становится средне- и мелкогалечниковым. Остальная часть разреза представлена чередованием песков различной размерности, разнозернистых, с крупной косой однонаправленной слоистостью; участками присутствуют маломощные горизонты галечников (фиг. 17). В верхней части наблюдается более или менее равномерное переслаивание песчаников, аргиллитов, алевролитов; последние включают прослои известковистых песчаников, конкреций сидерита и тонких невыдержанных пластов угля, часто алеврито-глинистых. Разрез этой толщи не выдержан на площади, и Н. Н. Тазихин наблюдал, как через 1—2 *км* песчано-галечниковые породы (русловый аллювий с горизонтами делювиально-пролювиальных осадков) фациально замещаются песчано-алеврито-глинистыми (пойменный и старичный аллювий). Южнее, в долине р. Чулакан, обнажаются рыхлые пески и суглинки с редкой, хорошо окатанной галькой, главным образом кварцевого состава. Еще южнее, в бассейне р. Чулы, к нижней юре относится толща, представленная слабо сцементированными песчаниками, конгломератами, глинами; первые очень часто обогащены тем или иным количеством галек различного состава (Павлов, 1963).

Далее на северо-восток, к верховьям древнего плато, разделявшего в юре Ангаро-Чулымский и Вилюйский прогибы, разрез юрских толщ резко изменяется. Здесь, по данным Н. Н. Тазихина (1961), выпадают конгломераты, которые вновь появляются на юго-востоке и, возможно, северо-востоке Чонского района. Нижняя юра здесь представлена толщей песков и песчаников с прослоями алевролитов, аргиллитов и тонких прослоев углей. Мощность разреза около 60 *м*. М. М. Одинцова (1963) для бассейна р. Нижней Тунгуски приводит разрез чайкинской свиты, которая объединяет осадки от верхов триаса до аалена включительно. Он составлен по отдельным разрозненным обнажениям, встреченным по Нижней Тунгуске, Еремакану, Большой и Малой Ереме, Тетеи, Пульваногны, Непы, Немуи и другим рекам. Здесь нет полной уверенности в том, что многие из них фациально замещают друг друга и поэтому не могут наращивать разрез. Не исключено, что верхние горизонты средней юры представляют собой самостоятельный разрез и непосредственно перекрывают возвышенности доюрского рельефа.

В целом следует отметить, что для северо-восточной части прогиба намечаются только первые контуры сопоставления юрских отложений. Последнее может быть осуществлено только с обязательным учетом результатов детального литолого-фациального изучения осадков и основанного на нем и на других данных общего развития Южной и Центральной Сибири в мезозое. Это нужно сделать еще и потому, что нельзя в полной мере полагаться на сопоставление данных юрских континентальных отложений с опорным разрезом на западном борту Вилюйской синеклизы, где континентальные осадки юры перекрываются морскими с фауной домера и тоара. Установленные М. М. Одинцовой и О. К. Смирновой (1960) для этого разреза эталонные спорово-пыльцевые комплексы, которые «выделены на основании присутствия некоторых «руководящих» родов и видов, а также на соотношении отдельных групп пыльцы и спор» (Тазихин, 1961, стр. 91),



Фиг. 17. Конгломерато-гравийно-песчаная толща горно-равнинного руслового аллювия. Нижняя часть первой подформации. Северо-восточная часть прогиба, правый берег среднего течения р. Тэтэрэ. Нижняя юра. Фото Н. Н. Тазихина

нельзя механически переносить на северо-восток Ангаро-Чулымского прогиба, где развиты исключительно континентальные осадки, а формирование так называемого опорного разреза протекало на морском побережье, что, несомненно, накладывало свои специфические черты. Поэтому не случайно до недавнего времени в пределах центральной части Сибири юрские отложения сопоставлялись только с ирелякской ($T_3^3 - J_1^1$) и укугутской (J_1^2) свитами (Одинцова, Смирнова, 1960; Тазихин, 1959а — в, 1961; Одинцова, 1962; Смирнова, 1962). Теперь возраст тех же отложений на большей части этой территории уже поднят до средней, местами до верхней юры (Чульская впадина, по В. Ф. Павлову) и даже нижнего мела (Мурская впадина, по М. М. Одинцову; Одинцова, 1963). Недостаточно еще изучены отложения, которые М. М. Одинцова (1963) и другие считают возрастным аналогом ирелякской свиты. В верховьях Тэтэрэ это угли и углистые глины, в бассейне р. Нижней Тунгуски — глинистые пески, каолинитовые глины, линзы углей (Одинцова, 1963). Вполне возможно, что некоторые из них могут иметь и более молодой возраст.

Восточная часть прогиба в значительной мере лишена юрских отложений и практически не вовлекалась в осадконакопление, за исключением своих окраин. Она представляла собой как область сноса обломочного материала, особенно в раннеюрское время, так и территорию, через которую он транспортировался из районов Патомского и Северо-Байкальского нагорий и Прибайкалья. Поэтому здесь по некоторым данным местами фиксируются маломощные осадки древних речных долин (водораздельные галечники) и отложения озерных и частично озерно-болотных водоемов. Каково их возрастное соотношение с юрскими отложениями смежных регионов — предмет дальнейших исследований. Не исключено, что в этой части прогиба могли сохраниться отложения нижней, средней, верхней юры и даже нижнего мела.

На юго-востоке прогиба (см. фиг. 15, 16), по мнению автора, известны только самые верхи лейаса [1], которым отвечают низы черемховской свиты, заполняющие пониженные участки доюрского рельефа. Граница между этими частями черемховской свиты весьма условна и практически не может быть установлена. На современном Чуно-Бирюсинском поднятии юрские отложения в виде отдельных пятен встречаются в понижениях рельефа на водоразделах между реками Ией и Удой, Удой и Бирюсой. Мощность их в связи с этим колеблется от 2—3 до 60 *м*, иногда и более, но, как правило, не превышает 30—40 *м*. По данным В. В. Сухановой, а также В. Е. Диброва и др. (1960), в основании разреза почти повсеместно залегают конгломераты разногалечниковые, с прослоями гравелитов и песчаников (иногда гравелиты преобладают, а конгломераты среди них образуют лишь прослои). Мощность грубых пород не превышает 5—8 *м*, иногда она даже меньше. Выше залегают песчаники, в основном мелкозернистые, полимиктовые, с прослоями разнозернистых песчаников и алевролитов с тонкими прослойками бурого угля. Все эти породы содержат большое количество обугленных растительных остатков. Иногда мощность прослоев алевролитов достигает 2—4 *м*; к ним приурочено наибольшее количество тонких и невыдержанных угольных прослойков. В целом вверх по разрезу наблюдается уменьшение размерности обломочного материала. В. В. Суханова и другие авторы сопоставляют юрские отложения этого района с заларинской свитой (по Ю. П. Дееву) Иркутского бассейна, что по нашей схеме отвечает низам черемховской свиты. Верхние горизонты здесь, очевидно, имеют уже среднеюрский возраст.

Юго-восточнее, в Иркутском угольном бассейне, нижнеюрские отложения характеризуются в основном непрерывным, но не сплошным распростра-

[1] Автор допускает, что отдельные линзы или участки этого горизонта могут иметь и более древний возраст, поскольку древняя речная сеть, в том числе и р. Пра-Ангара, существовала и до того момента, когда ее осадки стали в массовом количестве переходить в ископаемое состояние.

нением и в плане очерчивают контуры Пра-Ангары и ее притоков на ранней стадии их существования. Ими заполнялись также изолированные понижения в рельефе, к которым были приурочены мелкие озерные и озерно-болотные водоемы. Поэтому нижнечеремховских отложений нет на возвышенностях доюрского рельефа — Тулунской, Кирейской, Черемхово-Тагнинской и Заангарской; некоторые из них были полностью перекрыты только в среднечеремховское время. Отложения этого возраста отсутствуют и в некоторых прибортовых частях прогиба — Дабатском районе, юго-западнее Иркутска, западнее Икея и, возможно, в других местах. Низы черемховской свиты представлены разногалечниковыми конгломератами, конгломерато-брекчиями, разнозернистыми гравелитами и крупнозернистыми песчаниками (аллювиальные и делювиально-пролювиальные отложения). Их размерность в целом убывает по мере удаления от основной древней суши — Прибайкальского нагорья в северо-западном направлении, т. е. вниз по течению Пра-Ангары. Мощность нижней части черемховской свиты, относимой к нижней юре, не превышает 30—50 *м*.

В последнее время сотрудниками Иркутского геологического управления — П. А. Пекарец и С. М. Ткаличем (1964), Н. Н. Виниченко и Г. Х. Файнштейном (1967) и другими было высказано предположение, что юрские угленосные отложения с региональным эрозионным размывом в ряде районов перекрывают резко изменчивую по мощности и фациальному составу трошковскую свиту, которую следует сопоставлять с иреляхской свитой центральных районов Сибирской платформы. Трошковская свита представлена мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с маломощными прослоями и линзами алеврито-глинисто-углистых пород, гумусовых и сапропелевых углей. По их мнению, осадки этой свиты в основном являются продуктами переотложенной коры выветривания, остатки которой местами сохранились. Здесь следует отметить, что как те, так и другие имеют локальное распространение и встречены исключительно на склонах доюрских возвышенностей рельефа (Тулунской, Черемхово-Тагнинской, Заангарской), которые, как уже указывалось, еще существовали даже и в среднечеремховское время. Отложения так называемой трошковской свиты следует рассматривать как фациальные и стратиграфические аналоги нижней, реже средней частей черемховской свиты (Тимофеев, 1963б). В последнее время этой точки зрения придерживаются Л. Н. Гутова, Ю. П. Деев, М. М. Одинцова и Н. А. Попова (1967). Поскольку эти делювиально-пролювиальные отложения встречаются только на склонах доюрского рельефа, они чаще перекрываются углесодержащими горизонтами черемховской свиты. Поэтому по времени образования они отвечают нижне- и среднечеремховскому возрасту, а не дозаларинскому, как полагают Н. Н. Виниченко и Г. Х. Файнштейн (1967).

В 1960—1962 гг. сотрудники треста Аэрогеология — А. А. Ион, Ю. И. Пономарев, Б. Я. Пономарев, А. П. Степанов, М. М. Брызгалова, Г. Н. Садовников, В. П. Белозеров, Л. Л. Исаева, З. С. Бобкова и другие при проведении геологосъемочных работ в междуречье Чуни и Подкаменной Тунгуски (бассейн рек Тычаны, Корды, Муторай и др.) обнаружили нижнеюрские отложения. Они залегают в виде отдельных площадей и изолированных пятен на водоразделах рек, пологих склонах, в котловинах и слабо врезанных древних долинах, обнажаются вдоль современных рек. Это в основном плохо отсортированные конгломераты, галечники, гравелиты, разнозернистые пески то с плохо, то с хорошо выраженной косой слоистостью, алевролиты, глины, количественное соотношение которых в различных разрезах сильно изменчиво. Так, например, в верховьях р. Корды разрез начинается песками (до 10 *м*), участками с включением галек. Пески перекрываются глинами (до 10—12 *м*), обычно зелеными, реже синими и черными, однородными, с едва видимой слоистостью. Выше залегают песчано-гравийные отложения, обогащенные галечниковым материалом. Общая

мощность разреза 30—35 *м*. В бассейне р. Муторай разрез почти полностью представлен песками, местами содержащими включения галек и гравийных зерен экзотических пород, а также тонкие прослои гравелитов и конгломератов. Мощность разреза около 20 *м*.

Таким образом, нижнеюрские отложения в пределах Ангаро-Чулымского прогиба имеют весьма разнообразное строение и сложный литологический состав, а их мощность колеблется от нуля до 258, возможно до 320 *м*.

Средняя юра. Среднеюрские отложения повсеместно с эрозионным размывом залегают на различных горизонтах лейаса, и только на возвышенностях древнего рельефа, которые не были еще полностью перекрыты в раннеюрское время, они непосредственно лежат на более древних породах. Отложения доггера широко известны в северо-западной, юго-западной, центральной и юго-восточной частях прогиба, а в последнее время выявлены во многих местах на его северо-востоке. В дальнейшем следует ожидать, что здесь будет установлено еще более значительное их распространение. Они являются наиболее угленасыщенной промышленной частью юрской угленосной формации Ангаро-Чулымского прогиба. Мощность среднеюрских отложений изменчива и зависит не только от современного эрозионного среза, но и от особенностей осадконакопления (типы древних ландшафтов, характер тектонического режима и т. п.), а также в какой-то мере от доюрского рельефа, который в ряде участков прогиба еще продолжал существовать в начале среднеюрского времени.

На северо-западе прогиба (см. фиг. 16) в разрезах Чулымской, Белогорской и Мариинской опорных скважин среднеюрские отложения относятся к итатской (J_2^1) и соболевской (J_2^2) свитам; последняя вверх по разрезу постепенно сменяется отложениями тяжинской свиты (J_3). Итатская свита сложена в основном песчаниками и частично гравелитами (в нижней половине свиты) с редкими в ее средней и частыми в верхней частях прослоями алевролитов, аргиллитов и маломощных пластов угля. С юга на север и северо-запад их количество постепенно уменьшается, и в разрезе Максимоярской опорной скважины они отсутствуют (Шуменкова, Шилин, 1961). Возрастным аналогом итатской свиты здесь, очевидно, являются средние и нижние горизонты тюменьской свиты. Мощность отложений итатской свиты от 276 *м* по Чулымской опорной скважине увеличивается до 339 *м* по Белогорской опорной скважине.

Соболевская свита в полном объеме известна только по Белогорской и Чулымской опорным скважинам и с незначительными следами размыва залегает на отложениях итатской свиты. Она начинается маломощной (до 25—30 *м*) толщей крупно-, средне- и мелкозернистых дельтовых песчаников (макрофация отложений открытого подвижного мелководья эпиконтинентального морского бассейна) и выше состоит из чередования песчаников, алевролитов, аргиллитов и угольных пластов. В средней и верхней частях свиты по Чулымской и Касской опорным скважинам установлены прослои известняков мощностью до 2 *м* (Булынникова, Сурков, 1962). Кроме того, в северном и северо-западном направлениях происходит общее уменьшение размерности обломочного материала и сокращение, а затем и полное исчезновение угольных пластов (Максимоярская опорная скважина). Здесь, очевидно, возрастным аналогом соболевской свиты следует считать верхние горизонты тюменьской свиты и отложения татарской свиты. Мощность соболевской свиты по Чулымской опорной скважине составляет 262 *м*, а по Белогорской — 330 *м*. По Мариинской опорной скважине характеристика разреза средней юры, по данным Н. А. Лизалек и С. М. Фудзеева (Григорьев, 1964 г.), представлена очень схематично. В нижней части наблюдается чередование песчаников, алевролитов и аргиллитов, верхняя сложена алевролитами с пластами угля. Средняя юра здесь пока не может быть подразделена на свиты; общая мощность ее составляет 310 *м*.

На юго-западе прогиба (Ампалыкская, Итатская, Березовская, Алтат-Назаровская, Гляденская, Балахтинская и Козульская мульды, Боготольский район; см. фиг. 13, 16) среднеюрские отложения представлены в основном своей нижней половиной, т. е. итатской свитой (J_2^1) и нижними горизонтами соболевской (J_2^2) свиты. Исключением является Балахтинская мульда, где соболевская свита сохранилась от размыва, очевидно, в полном объеме. Итатская свита всегда более или менее четко подразделяется на три части, или мезоцикла (свита отвечает макроциклу): нижнюю, безугольную, среднюю и верхнюю, углесодержащие. Нижняя часть представлена в основном средне- и крупно-, реже мелкозернистыми песчаниками с крупной косой, обычно однонаправленной слоистостью; имеются редкие прослои алевролитов и аргиллитов. В основании разреза можно наблюдать обогащение песчаников гравийно-галечным материалом или их полное замещение мелкозернистыми гравелитами. Средний и верхний мезоциклы в нижних частях безугольные и представлены песчаниками с крупной косой одно- и разнонаправленной слоистостью, а верхние части состоят из чередования мелко-, редко среднезернистых песчаников, алевролитов, аргиллитов, углей и углистых пород. К верхнему мезоциклу приурочен мощный угольный пласт, который достигает наибольшей мощности (до 50, местами 70—85 *м*) в Итатской мульде (пласт Итатский). Южнее, в сторону Балахтинской мульды, кроме общего погрубения пород до конгломератов, в основании разреза наблюдается резкое сокращение угленосности. Уже на Назаровском месторождении и в Гляденской мульде второй снизу мезоцикл полностью становится безугольным и слагается в основном песчаниками и частично гравелитами. Мощность возрастного аналога пласта Итатского также уменьшается и в Балахтинской мульде не превышает 3—4 *м*. Остальные пласты угля не выдержаны на площади и содержат большое количество минеральной примеси. Кроме того, алевролиты и аргиллиты образуют уже только маломощные и невыдержанные горизонты. В Ампалыкской мульде известны верхние горизонты итатской свиты, среди которых установлены два угольных пласта (11,2 и 11,7 *м*), разделенных толщей безугольных отложений мощностью 15—17 *м* (Григорьев, 1964а). Их, очевидно, следует сопоставлять с угольным пластом Итатским остальных месторождений юго-западной части прогиба. Мощность итатской свиты на юго-западе прогиба довольно изменчива и составляет в Ампалыкской мульде около 80 *м*, Итатской мульде до 440 *м*, Боготольском районе 310—320 *м*, Березовской мульде 310 *м*, Алтат-Назаровской мульде 320—330 *м*, Гляденской мульде 360—370 *м*, Балахтинской мульде 220—380 *м* и Козульской мульде 360—370 *м*. В ряде случаев она может резко сокращаться не только из-за современного среза, но и за счет внутриформационных размывов в процессе накопления осадков. Этим, в частности, следует объяснять уменьшение мощности итатской свиты между Итатским и Боготольским месторождениями на 100 *м* и почти полное исчезновение мощного пласта угля Итатского.

На большей части территории юго-запада прогиба на отложениях итатской свиты с размывом залегают только самые нижние горизонты соболевской свиты. Они представлены чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитов и углей. Мощность их не превышает 100—130 *м*. В Балахтинской мульде присутствует, возможно, полный разрез соболевской свиты, и не исключено, что кое-где сохранились остатки самых низов тяжинской свиты. В отличие от остальных, известных частей разреза юго-запада прогиба соболевская свита здесь является более аллювиальной и в основном сложена песчаниками и частично гравелитами с прослоями маломощных горизонтов конгломератов. В верхней части они сменяются толщей, состоящей из чередования алевролитов, аргиллитов, песчаников и пластов углей. Мощность одного из них достигает 11 *м*. Общая мощность свиты здесь составляет 290—320 *м*.

В центральной части прогиба (см. фиг. 13, 14, 16) отложения средней юры лучше всего изучены в Рыбинской впадине, но их полные разрезы известны в Приенисейском районе (левобережье Енисея) и на северо-западе Канско-Тасеевской впадины. Они подразделяются также на две свиты: нижнюю, рыбинскую (J_2^1), и верхнюю, которая в Приенисейском районе обозначается как соболевская (J_2^2), а в Рыбинской и Канско-Тасеевской впадинах — как мурминская (J_2^2).

Рыбинская свита по сравнению с итатской имеет в целом более четкое подразделение на три части (мезоцикла), где каждая внизу безугольная, а вверху —углесодержащая. Поэтому не случайно в практике геологоразведочных работ среднеюрские отложения в Бородинской и Балайской мульдах Рыбинской впадины иногда подразделяются на три свиты — нижнекамалинскую, верхнекамалинскую и бородинскую. Каждый мезоцикл в нижней части сложен средне- и крупно-, реже мелкозернистыми песчаниками, иногда гравелитами; в Красноярском и Большемуртинском районах, а также в Саяно-Партизанской мульде Рыбинской впадины в основании первых двух мезоциклов встречаются горизонты конгломератов. В целом снизу вверх по разрезу наблюдается постепенное уменьшение размерности песчаных пород; в средней и верхней частях разреза гравелиты и крупнозернистые песчаники представляют исключение. Углесодержащие горизонты мезоциклов представлены чередованием мелко-, реже среднезернистых песчаников, алевролитов (преобладают), аргиллитов, углей и углистых пород. К верхней части рыбинской свиты (верхи третьего мезоцикла) приурочена наибольшая угленосность, выраженная в разрезе 8—10 угольными пластами, из которых мощность пласта Бородинского в Бородинской мульде достигает 43—49 *м* (Рябоконь и др., 1962), а по отдельным скважинам — 50—60 *м*. Южнее, за Уярским валом, в Балайской мульде верхние горизонты свиты уничтожены современной эрозией. Еще южнее, в Саяно-Партизанской мульде, этому пласту отвечают один или несколько угольных пластов третьего мезоцикла (верхнекамалинская свита, по К. Н. Григорьеву; см. фиг. 14). Одновременно в этом же направлении происходит общее сокращение угленосности разреза рыбинской свиты: пласты приобретают сложное и невыдержанное строение, мощность их уменьшается, угли становятся зольными, а некоторые исчезают совсем, т. е. наблюдается обычная картина фациального замещения болотных отложений озерными и аллювиальными в сторону древней суши и борта прогиба. Этим следует объяснить постепенное уменьшение в южном направлении мощности пласта угля Бородинского от 50—60 до 40—45 *м* в пределах Бородинской мульды и еще далее на юг до 3—4 *м* в Саяно-Партизанской мульде. Поэтому нельзя принять точку зрения Н. Ф. Рябоконя и др. (1962), считающих, что пласт Бородинский отсутствует в Саяно-Партизанской мульде в связи с якобы размытыми отложениями бородинской свиты, т. е. верхней части рыбинской свиты, по автору. Аналоги бородинской свиты имеются и в Саяно-Партизанской мульде, но в ином фациальном выражении. Менее значительно изменяется угленосность по направлению к Красноярскому и Большемуртинскому районам. Здесь также нет такого мощного пласта, но в пределах разреза встречается много пластов, мощность которых иногда достигает 3—5 *м*.

Сходное строение рыбинской свиты наблюдается и севернее, в Канско-Тасеевской впадине. На ее юго-востоке (Урало-Ключевское месторождение) из-за эрозионного среза сохранились только самые нижние (до 60 *м*) горизонты рыбинской свиты, которые здесь сложены крупно-, средне- и мелкозернистыми песчаниками, иногда гравийными, с включением отдельных галек; конгломераты являются исключением. Известны также невыдержанные прослои алевролитов. В центре впадины, в Абанском районе, отложения свиты, очевидно, полностью сохранились от размыва. Ей также соответствуют три мезоцикла с подобным строением и к верхнему из них

приурочен пласт угля, который, видимо, является возрастным аналогом пласта Бородинского в Рыбинской впадине. Он имеет сложное строение, не выдержан по площади и обладает сильно изменчивой мощностью, которая на западе района колеблется от 1 до 26,8 *м*. В восточном направлении пласт расщепляется на 2—4 пачки и уменьшается в мощности до 8,3—3,5 *м* (Санжара, 1964). В фациальном отношении, как увидим ниже, здесь наблюдается нечто подобное тому, что и на юге Рыбинской впадины, т. е. Абанский район, как и Балайская и Саяно-Партизанская мульды, представлял собой периферию крупной площади торфонакопления, располагавшейся на побережье эпиконтинентального бассейна в дельте р. Пра-Ангары. Однако есть и различия. Если на юге Рыбинской впадины фациальное замещение связано с близостью борта прогиба, то на востоке Абанского района это обусловлено изменением характера болота, которое в направлении на юго-восток и северо-восток из крупного прибрежного постепенно превращалось в менее мощные и локально ограниченные болота речных долин Пра-Ангары и Пра-Тунгуски. Трехчленное строение и низкую угленосность имеет рыбинская свита на северо-западе Канско-Тасеевской впадины. Здесь она в целом слагается более грубым материалом, и в основании каждого мезоцикла обычно присутствуют прослои гравелитов с включениями разнообразных галек пород.

Мощность рыбинской свиты в центральной части прогиба в среднем составляет около 300 *м*. В Бородинской мульде она равна 340 *м*, в Саяно-Партизанской мульде и Приенисейском районе увеличивается до 370 *м*. В Канско-Тасеевской впадине мощность несколько меньше: в Абанском районе она достигает 320 *м*, а на северо-западе, где юрские угленосные отложения изучены еще недостаточно, очевидно, не превышает 280—360 *м*. Известно также, что они, как и отложения переясловской свиты, могут отсутствовать даже в тех местах, где имеются более молодые горизонты юры. Так, на Панушинской возвышенности, являющейся останцом доюрского рельефа, отложения мурминской свиты непосредственно перекрывают породы карбона.

Соболевская свита, которой в Приенисейском районе соответствует остальная часть отложений средней юры, представлена двумя мезоциклами, которые имеют аналогичное строение с мезоциклами рыбинской свиты. Нижние части мезоциклов безугольные и сложены в основном песчаниками, а верхние — образованы чередованием алевролитов, аргиллитов и углей. Наиболее угленасыщенным является первый мезоцикл (бадалыкский горизонт, по Е. З. Савченко, 1955 г.), в котором присутствуют хотя и не выдержанные, но достигающие рабочей мощности угольные пласты. В северном и северо-западном направлениях разрез соболевской свиты постепенно теряет двучленное строение и приближается по общему облику, с одной стороны, к соболевской свите более внутренних районов Тегульдетской впадины, а с другой — к мурминской свите. Мощность соболевской свиты 260—350 *м*.

На востоке Канско-Ачинского бассейна верхняя часть средней юры в отличие от Приенисейского района имеет несколько иное строение и выделяется автором в мурминскую свиту. Ее наиболее полный и типичный разрез обнаружен на северо-западе Канско-Тасеевской впадины, в бассейне р. Мурмы. Она начинается 20—30-метровой толщей песчаников, а в остальной части представлена чередованием алевролитов и аргиллитов, маломощных и невыдержанных зольных пластов угля, мергелей и известняков мощностью до 5—7 *м*. Кроме того, разрез в целом приобретает повышенную карбонатность. Мощность свиты, по предварительным данным, не превышает 100—130 *м*. На остальной части Канско-Тасеевской впадины отложения мурминской свиты отсутствуют из-за современного эрозионного среза. Южнее, в пределах Рыбинской впадины, нижние горизонты мурминской свиты сохранились в наиболее погруженных участках Саяно-Партизанской

й, возможно, Бородинской мульд. Так, в Саяно-Партизанской мульде они состоят из крупно- и среднезернистых гравийных песчаников с прослоями алевролитов и аргиллитов, которые являются одновозрастным аналогом нижней части первого мезоцикла соболевской свиты Приенисейского района и основания мурминской свиты на северо-западе Канско-Тасеевской впадины. Мощность этого горизонта мурминской свиты в Саяно-Партизанской мульде не превышает 70—75 *м*.

В Зырянской мульде юрские отложения представлены монотонной толщей серых и зеленовато-серых полимиктовых глинистых, реже известковистых песчаников и алевролитов, среди которых присутствуют прослои пелитоморфных известняков и аргиллитов; известны также пласты угля мощностью до 5 *м*. По строению они напоминают верхнюю часть соболевской свиты. По мнению К. В. Боголепова (1961), разрез Зырянской мульды следует относить к верхней части средней и низам верхней юры. Мощность разреза около 100—120 *м*, возможно, несколько более.

На северо-востоке прогиба (см. табл. 1) среднеюрские отложения еще недостаточно четко обособлены, и по ним имеется сравнительно мало данных. До недавнего времени они все относились к нижней юре, тем более, что часто залегают непосредственно на доюрском рельефе, который здесь, очевидно, был более расчлененным, чем, например, в прилегающей Канско-Тасеевской впадине. Наиболее полный разрез средней юры известен в Карабуло-Мурской впадине. По р. Муре от устья руч. Кегома до руч. Кежма среднеюрские отложения представлены светло-серыми песчаниками со знаками ряби (Одинцов и др., 1961; Одинцова, 1963). Западнее, в бассейне р. Карабулы, автор к нижней части средней юры относит мурскую свиту, залегающую с эрозионным размывом то на отложениях катской свиты среднего и верхнего карбона, то на породах бургуклинской свиты нижней перми, то на туфогенных образованиях триаса, то непосредственно на осадках нижней юры. По данным сотрудников треста Аэрогеология, мурская свита представлена переслаиванием песчаников и алевролитов с подчиненными прослоями аргиллитов, углей и мергелей. Для пород в целом характерна пестрая окраска и обилие обугленных растительных остатков. Мощность свиты достигает 120—130 *м*.

Северо-восточнее, в Ковско-Ангарском районе, к средней юре относятся алевритистые пески, алевриты и глины зелиндинской свиты (Одинцова, 1963; Павлов, 1963), в Илимо-Катском районе — пески, алевриты и галечники (Тазихин, 1961; Одинцова, 1963), в Тэтэрэвском — пески и конгломераты верхних горизонтов накорской свиты (Тазихин, 1961; Одинцова, 1963). Встреченный у порога Ворон на р. Тэтэрэ в основании накорской свиты 3-метровый пласт угля, очевидно, указывает на то, что здесь обнажены более высокие горизонты средней юры. Среднеюрские отложения М. М. Одинцова отмечает в бассейне р. Чулы (Чульская впадина, по С. Ф. Павлову, 1963) и в некоторых других местах; они отвечают верхним горизонтам чайкинской свиты. Мощность среднеюрских отложений в различных районах Среднеангарско-Катангской впадины ориентировочно не превышает 50—70 *м*.

На юго-востоке прогиба (см. фиг. 15, 16), в Иркутском угольном бассейне, к средней юре относятся остальная, большая, часть черемховской (J_2^1) и прииркутская (J_2^2) свиты. Они имеют четко выраженное двучленное строение; нижние их части безугольные, верхние — углесодержащие. Черемховская свита там, где ее нижние горизонты условно относятся к нижней юре, продолжает разрез последних, а в остальных участках с эрозионным размывом непосредственно залегает на более древних породах. Ее безугольная часть состоит в основном из грубообломочных пород. В северо-западной части Иркутского бассейна преобладают песчаники, иногда гравелиты с включением отдельных галек и прослоев конгломератов. В юго-восточном направлении увеличивается роль гравелитов и конгло-

мератов, а мощность их отдельных прослоев достигает 5—15 *м*. Еще более грубыми породами она сложена в истоках р. Ангары и на побережье оз. Байкал. Здесь не только нижняя, но и верхняя части черемховской свиты представлены разногалечниковыми, от крупных до мелкогалечниковых, конгломератами, хотя в истоках Ангары они чередуются с прослоями разнозернистых гравелитов и песчаников («большереченская фация» юры, по Дееву, 1962), роль которых значительно увеличивается вверх по разрезу (нижняя часть «дабатской фации» юры, по Дееву, 1962). В ряде участков Иркутского бассейна, прилегающих к хр. Восточный Саян (бассейны рек Зимы, Оки, Киреи, Белой и др.), безугольная часть черемховской свиты также в значительной мере сложена конгломератами и гравелитами (отложения притоков Пра-Ангары).

На возвышенностях, склонах и у подножия склонов доюрского рельефа очень часто залегают конгломерато-брекчии. Они представлены остроугольными обломками осадочных пород, которые обычно сцементированы алевритово-глинистым материалом. В юго-восточной части Иркутского бассейна (Дабатский район) среди щебенки встречаются обломки сильно разложенных изверженных пород. На более высоких участках Черемхово-Тагнинской и Заангарской доюрских возвышенностей безугольная часть черемховской свиты выпадает полностью. Общая мощность этой безугольной части черемховской свиты, включая нижние горизонты, которые относятся к верхам нижней юры, сильно изменчива и колеблется от 10—15 *м*, даже нуля, до 100—130 *м*. В истоках Ангары и на побережье Байкала мощность ее увеличивается, очевидно, до 200—250 *м*.

Верхняя, углесодержащая, часть черемховской свиты (исключая истоки Ангары и побережье Байкала) представлена чередованием песчаников (от мелко- до крупнозернистых), алевролитов, аргиллитов и углей. Среди встречающихся здесь свыше 200 угольных пластов два-три нижних достигают рабочей мощности (иногда 10—15 *м*) и разрабатываются шахтами и карьерами Черемховского месторождения. Эти же пласты рабочей мощности установлены в Заангарье, на Новометелкинском, Каранцайском, Азейском и других месторождениях. Все они, как увидим ниже, закономерно приурочены к возвышенностям и склонам доюрского рельефа. Вверх по разрезу черемховской свиты уменьшается общая угленосность, пласты угля становятся менее выдержанными и утрачивают рабочую мощность; происходит некоторое уменьшение размерности обломочного материала. Угленосность черемховской свиты, начиная от района Иркутска, сперва уменьшается, а затем исчезает в северо-восточном, восточном и юго-восточном направлениях, т. е. в сторону Прибайкалья, где в юре была древняя суша.

Общая мощность черемховской свиты в среднем изменяется от 100 до 360 *м*; она несколько увеличивается в истоках Ангары (до 385 *м*) и на побережье Байкала (до 400 *м*).

Прииркутская свита в целом очень похожа на черемховскую. Отличие заключается в том, что она в общем сложена более тонкозернистыми породами и имеет значительно более низкую угленосность; здесь уже нет пластов угля рабочей мощности. Наблюдается та же закономерность в распределении терригенного материала — уменьшение размерности пород вверх по разрезу и ее увеличение с северо-запада на юго-восток. У побережья Байкала прииркутская свита полностью сложена разногалечниковыми конгломератами, которые в истоках Ангары переслаиваются с гравелитами и песчаниками, а в верхах разреза появляются даже алевролиты и линзы углей. Мощность прииркутской свиты в ряде случаев зависит от современного эрозионного среза и колеблется от 30—50 до 185 *м*. В истоках Ангары она увеличивается, очевидно, до 200, а на побережье Байкала до 270 *м*.

Верхняя юра. В противоположность среднеюрским отложениям, известным во всех частях прогиба, осадки верхней юры (см. фиг. 15, 16) в значительной мере эродированы и в более полном виде представлены на северо-

западе прогиба — в Тегульдетской впадине, где они с давних пор выделяются в тяжинскую свиту. Осадки последней или ее возрастные аналоги установлены также на ограниченных площадях юго-западной (Итатская, Березовская и Алтат-Назаровская мульды), центральной (левобережье Енисея, Зырянская мульда, северо-западная часть Канско-Тасеевской впадины) и юго-восточной (Иркутская впадина) частей прогиба, а также проблематично на его северо-востоке, в Карабуло-Мурской впадине (Одинцова, 1963) и Чульском районе Среднеангарско-Катангской впадины (Одинцова, 1963; Павлов, 1963). По схеме автора, верхнеюрские отложения на большей части территории прогиба объединены в тяжинскую свиту, а в Иркутском бассейне — в кудинскую свиту.

За пределами северо-западной окраины Ангаро-Чулымского прогиба А. А. Булынникова и В. С. Сурков (1962) к верхней юре относят максимоярскую свиту (86 *м*). Она сложена преимущественно мелкозернистыми сливными зеленовато-серыми известковистыми песчаниками с прослоями алевролитов, аргиллитов и мергелей серого, зеленовато-серого, реже красновато-коричневого цвета. В нижней части разреза, в песчаниках, встречена морская фауна пелеципод: *Pseudomonotis* ex gr. *echinata*, *P.* cf. *donetziana* Boriss., *Pseudomonotis* sp., *Modiola* sp., *Tancredia* sp., характерная для келловея. В западном направлении отложения максимоярской свиты фациально замещаются осадками нижней части марьяновской свиты, состоящей из песчаников и почти черных глин с прослоями алевролитов и мергелей. В них обнаружена морская фауна аммонитов, белемнитов, пелеципод и фораминифер.

Южнее, на северо-западе прогиба (см. фиг. 16), максимоярская свита фациально замещается прибрежно-мелководными отложениями эпиконтинентального морского бассейна, относимыми к тяжинской свите (105 *м*), которая, по данным З. Н. Поярковой (1961), без видимых следов размыва залегает на породах соболевской свиты (Чулымская опорная скважина). Представлена она в основном зеленовато-серыми и серыми, местами коричневатыми, бурыми и пятнистыми глинами и аргиллитами с прослоями песчаников и алевролитов. Вверх по разрезу увеличивается карбонатность пород: появляются прослои мергелей и включения известняков; угли отсутствуют. В основании свиты В. С. Малявкиной установлен комплекс спор и пыльцы (*Coniopteris onychioides* К.-М., *Bracteolina venloselliformis* Mal. и другие), указывающий, по ее мнению, на верхнеюрский возраст вмещающих его пород.

На юге Тегульдетской впадины (Белогорская опорная скважина) тяжинская свита (230 *м*) слагается почти исключительно алевролитами и аргиллитами, содержащими в верхней части прослои мелко- и среднезернистых желтовато-серых известковистых песчаников. Здесь же встречаются слои алеврито-глинистых известняков. Растительные остатки и их детрит наблюдаются в незначительном количестве; они исчезают вверх по разрезу. В этом же направлении увеличивается общая известковистость пород, которые участками имеют пеструю окраску В нижней части свиты встречены почвенные образования и три невыдержанных зольных угольных пласта общей мощностью до 4 *м*. Сходный разрез тяжинская свита имеет и по Мариинской опорной скважине, где в основании отмечены тонкие пропластки углистых пород. Ее мощность здесь, по одним данным, равна 53 *м* (Казаринов, 1958), а по другим — 109 *м* (Булынникова, Сурков, 1962).

Еще южнее, на юго-западе прогиба (см. фиг. 16), в Итатской, Березовской и Алтат-Назаровской мульдах отложения тяжинской свиты с эрозионным размывом залегают на различных горизонтах итатской и соболевской свит и в свою очередь также с аналогичным размывом перекрываются осадками илекской свиты нижнего мела. В основании разреза тяжинской свиты прослеживаются грубозернистые, участками гравийные песчаники с прослоями и линзами конгломератов, а выше она представлена

чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитов, многие горизонты которых сильно обогащены известковистым материалом. В целом вверх по разрезу происходит общее уменьшение размерности пород. Мощность свиты непостоянна и в зависимости от амплитуды наложенного эрозионного размыва и современного среза колеблется от 30 до 120 *м*.

В центральной части прогиба верхнеюрские отложения известны не повсеместно. Так, на востоке Тегульдетской впадины — в Красноярском, Большемуртинском и Енисейском районах — тяжинская свита установлена совсем недавно, и до сих пор еще неясен ее объем. По данным К. В. Боголепова (1961), в Кемь-Енисейском междуречье разрез тяжинской свиты начинается галечником, переходящим вверх по разрезу в разнозернистый полимиктовый песчаник с крупной косой слоистостью дельтового типа и прослоями гравийного материала. Выше песчаник перекрывается толщей (29 *м*), состоящей из чередования глинистых алевролитов, алевритовых и песчаных глин, мелкозернистых песчаников. В верхней части толщи глины имеют пеструю (красную, фиолетовую, бурую, зеленоватую) окраску и содержат тонкие мергелистые прослои. Разрез свиты заканчивается 10-метровой толщей мелко- и среднезернистого песчаника с горизонтальной слоистостью, подчеркнутой слюдой и обугленным растительным детритом. Общая мощность свиты около 70—100 *м*. Северо-западнее, в Касской опорной скважине, по данным Булынниковой и Суркова (1962), отложения тяжинской свиты отсутствуют, а по описанию М. А. Толстихиной (1961) они имеют мощность около 90 *м*. В последнем случае она сложена тонко переслаивающимися алевролитами, глинами, песчаниками и редкими пластами бурого угля. Верхняя их граница проводится условно по появлению прослоев красноцветных пород нижнего мела.

Далее на восток верхнеюрские отложения известны на северо-западе Канско-Тасеевской впадины. Здесь в различных местах они имеют неодинаковую мощность, которая определяется структурным положением и глубиной современного среза. Отложения верхней части угленосной толщи, относящиеся к верхней юре, сложены в основном голубовато-серыми аргиллитами с прослоями алевролитов и редко песчаников; породы сильно известковисты. Автором и одновременно Н. Н. Тазихиным в этих отложениях, лишенных растительных остатков и их детрита, была собрана многочисленная разнообразная фауна моллюсков: *Limnocyrena wiljuica* Martins., *L.* cf. *ovalis* (Ramm.), *Limnocyrena* sp., *Lioplax* sp., *Valvata* cf. *helicoides* Martins., *Valvata* sp. (определения Г. Г. Мартинсона), филлопод: *Pseudestheria* sp., *Brachyestheria* aff. *innocens* Nov., *Bairdestheria* sp. (определения В. С. Заспеловой), остракод: *Darwinula* sp., *Cypridea* sp. (определения М. М. Мандельштама). Весь этот комплекс фауны, по их мнению, дает основание отнести верхние горизонты некоторых разрезов бассейна р. Мурмы к верхней юре — нижнему мелу (Мартинсон, 1961). По нашему мнению, бóльшая часть разреза, мощностью до 160—180 *м*, по литологическим и многим другим признакам напоминает осадки тяжинской свиты Тегульдетской впадины, и их следует относить к верхней юре. Самые верхние горизонты, представленные пестроцветными мергелями, алевролитами и глинами с песчаниками в основании разреза, характеризуют низы илекской свиты нижнего мела.

На северо-востоке прогиба (табл. 1) проблематично к верхней юре относятся плотные серые песчаники с пластами и включениями сферосидеритов и линзами каолинитовых глин, обнажающиеся по р. Муре напротив устья руч. Кежма. М. М. Одинцова (1963) указывает, что самые верхние горизонты этого разреза могут иметь даже нижнемеловой возраст. Она же и С. Ф. Павлов (1963) отмечают и возможное присутствие верхнеюрских отложений в бассейне р. Чулы (правый приток р. Катанги).

На юго-востоке прогиба, в Иркутском угольном бассейне (см. фиг. 15, 16), к верхней юре мы предположительно относим кудинскую свиту

(верхняя безугольная часть присаянской свиты, по Ю. П. Дееву, 1962), мощность которой определяется глубиной эрозионного среза и достигает 100—130 *м*. На всей площади Иркутского бассейна кудинская свита имеет песчано-гравийно-конгломератовый состав. По данным Ю. П. Деева (1957, 1962), на берегу оз. Байкал она полностью слагается разногалечниковыми конгломератами (верхняя часть «байкальской фации»), в истоках Ангары — конгломератами и песчаниками (верхняя часть «иркутской фации»), в Прибайкальской полосе — также конгломератами и песчаниками («кудинская фация», фиг. 18, 19), в Прииркутской впадине — крупнозернистыми песчаниками с прослоями алевролитов (верхняя часть «суховской фации») и кремнистыми алевролитами («кремнистая фация» В. В. Домбровского) и в Присаянской полосе — мелко-, средне- и крупнозернистыми песчаниками с прослоями алевролитов. По последним сообщениям С. А. Гурулева (Бурятский комплексный научно-исследовательский институт СО АН СССР, 1965 г.), отложения кремнистой фации юры следует относить к неогену. В целом с северо-запада на юго-восток происходит общее погрубение материала пород: мелкозернистые песчаники постепенно сменяются разногалечниковыми конгломератами.

В заключение описания юрских угленосных отложений Южной Сибири следует отметить, что некоторые уточнения в возрастных соотношениях свит и горизонтов различных частей прогиба возникли не случайно. Как ни странно, юрские отложения этой огромной территории изучены очень плохо, особенно в литолого-фациальном и формационном отношениях. Между тем при изучении в основном континентальных угленосных отложений, оперируя только результатами немногочисленных и случайных определений фауны, флоры, спор и пыльцы, нельзя добиться более или менее точного сопоставления этих отложений, не говоря уже об установлении их возраста с точностью до яруса.

Известный исследователь мезозойских отложений Сибири И. В. Лебедев следующим образом характеризует состояние этого вопроса. «Слабая изученность юрских отложений затрудняет корреляцию стратиграфических разрезов юрских отложений различных районов края (Красноярского. — *П. Т.*). Для Рыбинской и Назаровской впадин и для юго-восточной окраины Западно-Сибирской низменности это можно сделать путем прослеживания отдельных или группы угольных пластов и осадочных циклов, но разрезы, удаленные от окраин Западно-Сибирской низменности, с периферическими разрезами и разрезы континентальных толщ с разрезами морских отложений могут быть сопоставлены только путем определения возраста отдельных подразделений по флоре и фауне. Однако на современной стадии изучения флоры и фауны континентальных отложений нельзя с полной уверенностью говорить даже об их принадлежности к определенным отделам (разрядка моя. — *П. Т.*), и поэтому эти толщи рассматриваются только как нерасчлененные отложения того или иного отдела юрской системы» (Лебедев, 1961, стр. 390).

Другой известный исследователь мезозойских угленосных отложений Иркутского бассейна и прилегающих регионов Ю. П. Деев придерживается аналогичного мнения. «Возраст континентальных угленосных отложений Иркутского амфитеатра,— пишет Ю. П. Деев,— определить очень трудно. Причинами этого являются, с одной стороны, полное отсутствие среди них морских осадков, а значит, и руководящей фауны, с другой — хорошо известная однотипность флоры мезофита начиная от рэта и до сеномана включительно. Возрастные определения в этих условиях заключались только в сравнительном сопоставлении ископаемой флоры отдельных районов, т. е. были предположительны и неоднозначны (разрядка моя. — *П. Т.*). Не внесло новых



Фиг. 18. Нижняя часть конгломерато-гравийно-песчаной толщи аллювиального генезиса. Основание четвертой подформации. Юго-восточная часть прогиба, правый берег р. Куды в районе с. Жердовки. Кудинская свита. Фото автора



Фиг. 19. Верхняя часть конгломерато-гравийно-песчаной толщи аллювиального генезиса. Основание четвертой подформации. Юго-восточная часть прогиба, правый берег р. Куды в районе с. Жердовки. Кудинская свита. Фото автора

данных в этот вопрос и массовое изучение спорово-пыльцевых комплексов, предпринятое в последние годы» (Деев, 1962, стр. 259).

Поэтому вполне закономерно, что как только начались работы по обобщению результатов детального литолого-фациального и минералогического изучения и формационного анализа юрских угленосных отложений в пределах всего Ангаро-Чулымского прогиба, были обнаружены «дефекты» в существующей схеме их сопоставления. Так, формационный анализ на широкой генетической основе позволил, в частности, высказать мнение о более значительном развитии на северо-востоке прогиба не только нижнеюрских, но и средне- и даже верхнеюрских отложений континентального генезиса, выявить особенности развития флоры мезофита в отдельных частях прогиба, установить присутствие верхних горизонтов средней юры в бассейне р. Мурмы, показать одновозрастность ивановской свиты Саяно-Партизанской мульды с бородинской свитой остальной части Рыбинской впадины и, самое главное, обосновать более молодой, чем нижнеюрский, возраст углесодержащей части юрских отложений Иркутского бассейна, а также предложить их новое подразделение на черемховскую, прииркутскую и кудинскую свиты. Эти свиты отвечают трем крупным этапам осадконакопления в истории развития Ангаро-Чулымского прогиба — макроциклам, имеющим региональное распространение. Подробное литолого-фациальное, минералогическое и формационное обоснование всех вопросов, связанных с сопоставлением юрских угленосных отложений в пределах прогиба, будет дано ниже в соответствующих разделах, а также во второй книге данной монографии.

Верхнемезозойские и кайнозойские отложения

Меловые, палеогеновые и неогеновые отложения в пределах изученного региона представлены осадочным комплексом пород и только на юго-востоке Восточного Саяна и в Западном Прибайкалье известны покровы базальтов и долеритов неоген-четвертичного возраста. Кроме того, в Западном Прибайкалье к средней юре — нижнему мелу условно относится комплекс экструзивно-интрузивных образований (дайки, штоки, пластовые залежи сиенитов, сиенито-диоритов, камптонитов, бостонитов и других пород), прорывающих гусиноозерскую свиту.

Четвертичные (антропогеновые) отложения

Отложения антропогена представлены разнообразным комплексом осадков, неодинаковых по литологическому составу и происхождению. Если добавить к этому, что они изучены еще весьма неравномерно и с различной детальностью, их сопоставление вызывает большие трудности, особенно если районы удалены друг от друга на значительные расстояния. Не ставя задачу описания разрезов четвертичных отложений Южной Сибири в целом, а также и отдельных ее районов, мы ограничимся лишь весьма краткой и общей их характеристикой.

Полифациальные четвертичные отложения образовывались в различных обстановках осадконакопления, которые существовали в специфических условиях выровненных пространств Западно-Сибирской низменности, крупных и мелких межгорных впадин, котловин и плоскогорий южной и центральной частей Сибирской платформы, нагорий Кузнецкого Алатау, Восточного Саяна, Енисейского кряжа и Байкальской горной страны. Орографические особенности рельефа и колебания климата в сочетании с геологическим строением и развитием этих регионов обусловили почти повсеместное образование неодинаковых по форме и размерам покровов аллювиальных, пролювиальных, озерных, озерно-болотных, элювиальных, делювиальных, солифлюкционных и ледниковых отложений. В их сложении участву-

ют валунники, галечники, гравийники, пески, супеси, суглинки, глины, торфяники, сапропели и другие типы осадков. Мощность этих отложений весьма разнообразная, определяемая в каждом отдельном случае местом положения зоны осадконакопления в общем орографическом плане; она колеблется от 0 до 50—100 *м*, иногда более. Незначительно развиты вулканогенные породы, известные в Восточном Саяне и представленные лавами базальтового и долеритового состава.

В современную, голоценовую, эпоху с различной интенсивностью продолжается накопление разнообразных континентальных осадков, среди которых ведущая роль принадлежит аллювиальным, озерным и озерно-болотным отложениям.

ТЕКТОНИКА

Общий структурный план

Наиболее крупной и одной из самых древних тектонических структур Сибири является архейско-протерозойская (дорифейская) Сибирская платформа, которая своими юго-западной и южной частями располагается на территории Южной Сибири (фиг. 20). В пределах последней она оконтуривается структурными элементами позднедокембрийской байкальской (рифейской) складчатости. Так, на западе, юго-западе и юге к ней примыкает узкий бордюр горных цепей, образованных Енисейским кряжем, Восточным Саяном (без юго-западного склона) и Хамар-Дабаном, а на юго-востоке и востоке она ограничивается горными сооружениями Прибайкалья, Станового, Северо-Байкальского и Патомского нагорий, которые глубинным разломом отделяются от Алданского щита. Юго-восточнее, южнее и юго-западнее байкалид располагаются раннекаледонские, позднекаледонские и герцинские структуры Саяно-Алтайской складчатой области. На западе байкалиды Енисейского кряжа и северо-западного окончания Восточного Саяна входят в состав юго-восточной окраины Западно-Сибирской эпипалеозойской платформы, где они перекрыты мощным (до 2000—3000 *м*) чехлом мезозойско-кайнозойских отложений.

Эти структуры имеют весьма сложное и неоднородное глыбово-складчатое строение. Они различаются не только временем возникновения, но и характером и длительностью своего превращения в платформенные области. Так, если на Сибирской платформе геосинклинальный режим уже в начале рифея сменился платформенным с соответствующим типом седиментации, то на значительной территории Саяно-Алтайской области он еще долгое время господствовал. Для большей части каледонид последней, в отличие от Сибирской платформы, как считает большинство исследователей (Шатский, 1951; Зайцев, Покровская, 1950; Белостоцкий и др., 1959, и мн. др.), было весьма характерным существование длительного переходного этапа между концом ее геосинклинального развития (конец силура — начало девона) и собственно платформенной стадией (начало мезозоя). Только в триасе и юре образовался типичный платформенный чехол, представленный в основном континентальными, слабо дислоцированными осадочными формациями, практически лишенными эффузивного и интрузивного магматизма.

В последнее время Н. С. Зайцев (1963, 1964) на основе обобщения новых материалов в наиболее четкой форме, чем это делалось ранее, сформулировал основные черты строения и развития Саяно-Алтайской складчатой области. Одной из ее особенностей, по его мнению, является то, что «...Саяно-Алтайскую область, обладающую столь резко выраженной контрастностью новейших тектонических движений, молодым вулканизмом и подверженную сейсмическим проявлениям, даже и в настоящее время собственно платформой, в полном смысле этого слова, назвать нельзя. И тем

Фиг. 20. Схематическая тектоническая карта Южной Сибири. Составлена по тектонической карте Евразии, масштаб 1 : 5 000 000, 1966 г., под редакцией акад. А. Л. Яншина, с изменениями и дополнениями П. П. Тимофеева, касающимися мезозойской истории Южной Сибири

Сибирская дорифейская платформа. *1* — кристаллический комплекс фундамента. Платформенный чехол (частично на байкалидах); *2* — преимущественно нижнепалеозойский, местами включая отложения силура; *3* — верхнепалеозойско-нижнемезозойский, местами включая отложения среднего палеозоя (мощность: *а* — более 500 *м*, *б* — менее 500 *м*); *4* — средне-, местами верхнемезозойский (J_1—Cr_1), выполняющий наложенные впадины (*а*), и маломощный прерывистого распространения за пределами впадин (*б*); *5* — мезозойский чехол в Вилюйской синеклизе.

Зоны байкальской (рифейской) складчатости: *6* — выступы древних структур в ядрах антиклинориев (А); *7* — нижний структурный ярус (Pt); *8* — верхний структурный ярус (R); *9* — окраинные прогибы и внутренние впадины (R^b + Cm), местами перекрытые отложениями платформенного чехла; *10* — гранитоиды (синорогенные и позднеорогенные); *11* — мезозойско-кайнозойский чехол на байкалидах.

Зоны раннекаледонской (кембрийской) складчатости: *12* — нижний структурный ярус (Pt—R); *13* — верхний структурный ярус (Cm_{1-2}); *15* — гранитоиды (позднеорогенные и посторогенные).

Зоны герцинской складчатости: *15* — нижний структурный ярус (O—D_2). *16* — верхний структурный ярус (D_2—C_1); *17* — орогенная впадина (C_2—T_1); *18* — мезозойско-кайнозойский чехол на палеозоидах.

Средне- и верхнепалеозойские наложенные впадины в байкалидах и каледонидах, частично на дорифеидах: *19* — выполненные отложениями S—D_2; *20* — выполненные отложениями D_2—P_1.

Мезозойские и кайнозойские наложенные впадины: *21* — выполненные мезозойскими отложениями (J_1—Cr_1) — Кузнецкая, Томь-Усинская, Чулымо-Енисейская, Рыбинская, Канско-Тасеевская, Иркутская, Карабулр-Мурская, Среднеангарско-Катангская, Чонская; *22* — тихоокеанская типа (J—Cr_2, местами Tr); *23* — неотектонические.

Магматические породы: *24* — ультрабазиты и местами основные породы; *25* — герцинские гранитоиды; *26* — щелочные породы; *27* — мезозойские гранитоиды; *28* — покровы кайнозойских платобазальтов.

Стратоизогипсы: *29* — по кровле фундамента Сибирской платформы, а на левобережье р. Енисея — по подошве мезозойской части платформенного чехла.

Складчатые и разрывные нарушения: *30* — брахиантиклинали (*а*) и брахисинклинали (*б*); *31* — флексуры; *32* — разломы; *33* — надвиги; *34* — главнейшие глубинные разломы, выявленные (*а*) и предполагаемые (*б*); *35* — глубинные разломы погребенные.

Прочие обозначения. Контуры впадины: *36* — выполненных мезозойскими и мезозойско-кайнозойскими отложениями: *а* — установленные, *б* — предполагаемые; *37* — тихоокеанского типа; *38* — неотектонических.

П. П. Тимофеев

ТУНГУССКАЯ СИНЕКЛИЗА

КАТАНГСКАЯ АНТЕКЛИЗА

ЧОНСКАЯ ВПАДИНА

ПРОГИБ

ВИЛЮЙСКАЯ СИНЕКЛИЗА

БЕРЕЗОВСКИЙ ПРОГИБ

МЕГАНТИНСКИЙ ЕНИСЕЙСКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ

СРЕДНЕАНГАРСКО-КАТАНГСКАЯ ВПАДИНА

КАРАБУЛО-МУРСКАЯ ВПАДИНА

КАНСКО-ТАСЕЕВСКАЯ ВПАДИНА

РЫБИНСКАЯ ВПАДИНА

ТЕГУЛЬДЕТСКАЯ ВПАДИНА

ЕНИСЕЙСКАЯ ВПАДИНА

МИНУСИНСКАЯ ВПАДИНА

АНГАРО-КАНСКИЙ ГОРСТ

БИРЮСИНСКИЙ ПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ГОРСТ

ИРКУТСКИЙ ПРОТЕРОЗОЙСКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ

ИРКУТСКАЯ ВПАДИНА

ВЕРХНЕЛЕНСКАЯ ВПАДИНА

АНГАРО-ЛЕНСКИЙ ПРОГИБ

БОДАЙБИНСКИЙ СИНКЛИНОРИЙ

НЕЧЕРСКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ

ВИТИМСКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ

БАРГУЗИНО-ВИТИМСКИЙ СИНКЛИНОРИЙ

БАЙКАЛО-ОНИНСКИЙ ГОРСТ

ХАМАР-ДАБАНСКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ

ДЖИДИНСКО-ПРИБАЙКАЛЬСКИЙ СИНКЛИНОРИЙ

ОЗ. БАЙКАЛ

КРАСНОЯРСК

ИРКУТСК

Нижняя Тунгуска, Подкаменная Тунгуска, Чуня, Тетея, Б. Ерема, Татэрэ, Чадобец, Катанга, Непа, Ангара, Бирюса, Чуна, Илим, Иркут, Ока, Амбра, Вилюй, Чона, Лена, Витим, Енисей, Елогуй, Сым, Кеть, Чулым, Енисей, Кемчуг, Минусинская впадина, Сельга

-3,5 -3,0 -2,5 -2,0 -1,5 -1,0 -0,5 -0,1 0

2,5 3,0 4,0 5,0

50 0 50 100 150 км

1 2 а б 3 а б 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 -5,0 29 а б 30 31 32 33 34 35 36 37 38

более не представляли собой платформу сибирские каледониды в среднем и верхнем палеозое» (Зайцев, 1963, стр. 91). За этот длительный период, начавшийся для ранних каледонид с верхнего кембрия, участками с ордовика, а для поздних — с верхнего силура, местами с девона, и продолжавшийся до конца палеозоя, каледониды в целом претерпели сложные и разнообразные превращения, которые привели к возникновению различных новых структур уже более молодого, герцинского, возраста.

В средне- и верхнепалеозойское время некоторые районы развития каледонской складчатости испытали поднятия (Кузнецкий Алатау, юго-западный склон Восточного Саяна и др.), и с различной интенсивностью подвергались разрушению. Значительная же часть их была вовлечена в опускания с образованием двух типов структур — унаследованных геосинклинальных прогибов (Кузнецкий, Тувинский и др.) и наложенных постгеосинклинальных впадин (Рыбинская, Чулымо-Енисейская, Минусинская и др.), принципиальные различия между которыми и их строение детально разобраны Н. С. Зайцевым (1963, 1964). Унаследованные прогибы, имеющие тесную связь со складчатым основанием и выполненные относительно мощной толщей осадков (остаточные геосинклинали), несомненно, являются структурами, продолжавшими геосинклинальный этап развития каледонид; по времени завершения этого этапа они принадлежат к складчатым структурам герцинского возраста.

Наложенные герцинские впадины характеризуются наличием значительного стратиграфического перерыва и резко выраженного несогласия с породами фундамента. Они не являются продолжением геосинклинального развития каледонид, поскольку в этих районах основная складчатость закончилась задолго до возникновения впадин. Так, например, Чулымо-Енисейская и Рыбинская впадины заложились в начале девона; первая — на породах нижнего и среднего кембрия, вторая — в значительной части на породах докембрия. Подобный взгляд на строение каледонид Сибири в целом вносит значительную ясность и стройность во многие спорные вопросы происхождения, развития и систематики структур Саяно-Алтайской области.

Значительно сложнее решаются эти вопросы для приенисейской части Западно-Сибирской эпипалеозойской платформы (как и всей в целом), поскольку здесь докембрийские и палеозойские образования перекрыты мощной (до 3000 *м*) толщей мезозойско-кайнозойских отложений и пока были доступны для достоверного изучения лишь в окраинных частях платформы по естественным обнажениям и ограниченному числу буровых скважин. Огромные же геофизические материалы также не дают пока их однозначного решения. Так, Н. Н. Ростовцев (1958) на основании одних и тех же исходных данных предложил сразу три варианта тектонических схем фундамента Западно-Сибирской платформы.

На особенность строения Западно-Сибирской платформы указывали еще А. Д. Архангельский, Н. С. Шатский, а вслед за ними и многие другие исследователи. Так, Н. С. Шатский (1932) отнес ее к типу молодых платформ, для которых характерен палеозойский гетерогенный фундамент и слабо дислоцированный мезозойско-кайнозойский чехол. Эти представления получили широкое распространение и нашли свое обоснование и дальнейшее развитие в работах большинства исследователей Западной Сибири. Ф. Г. Гурари, В. П. Казаринов и другие показали, что «специфической особенностью строения Западно-Сибирской плиты является чрезвычайно широкий диапазон отложений, участвующих в формировании складчатого фундамента — от докембрия до рэт-лейаса включительно» (Геология и нефтегазоносность Западно-Сибирской низменности..., 1963, стр. 48). Все это объясняется тем, что окраинные части Западно-Сибирской платформы представляют собой не что иное, как продолжение окружающих ее разновозрастных складчатых сооружений. В частности, ее юго-восточная

часть с юга окаймляется ранними каледонидами Кузнецкого Алатау, вдоль Енисея под мезозойские отложения погружаются байкалиды Енисейского кряжа и северо-западного окончания Восточного Саяна, а также породы палеозойского чехла Сибирской платформы.

Иную точку зрения на возраст и структуру фундамента Западно-Сибирской платформы высказал В. П. Маркевич (1964), согласно которой породы ее фундамента древнее, чем в основании не только Сибирской, но и Русской платформы. В. П. Маркевич считает, что это подтверждается следующими фактами. Во-первых, по многочисленным скважинам, особенно в центральных районах Западно-Сибирской платформы, под мезозоем вскрыты допалеозойские кристаллические породы фундамента, и только по ее периферии встречены палеозойские платформенные образования. Во-вторых, анализ фаций палеозойских отложений приенисейской части Сибирской платформы указывает на постоянный источник обломочного материала в пределах Западно-Сибирской платформы. Обобщение материалов геологических и геофизических исследований позволяет В. П. Маркевичу, по его мнению, «...в достаточной степени уверенно говорить о том, что значительная часть Западно-Сибирской низменности в течение всего палеозоя составляла положительный структурный элемент грандиозной Урало-Сибирской платформы и территория Сибирской платформы представляла в основном отрицательную структуру, т. е. плиту этой платформы, в пределах которой выделялись Анабарский и Алданский массивы» (Маркевич, 1964, стр. 21). Подобная весьма оригинальная гипотеза требует дальнейшего обоснования. Если это будет доказано, то многие вопросы тектонического строения и развития Западно-Сибирской платформы, особенно ее нефтегазоносности, получат иное, отличное от принятого истолкование.

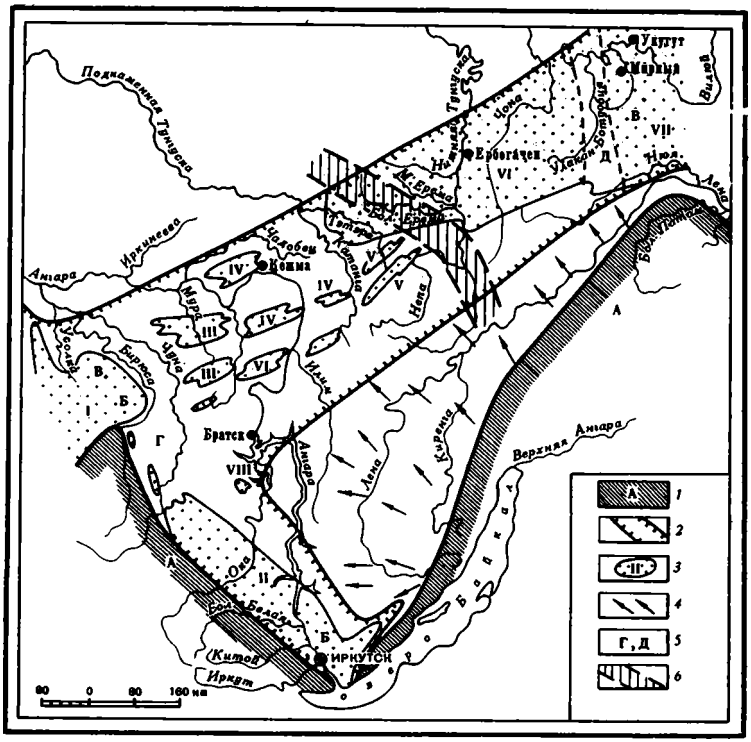
Таким образом, в процессе длительного и неодинакового развития в докембрии и палеозое территория Южной Сибири к началу мезозоя превратилась в сложно построенную гетерогенную глыбово-складчатую, в отдельных частях не совсем типичную (некоторые районы распространения каледонид) платформенную область. В дальнейшем на ее территории под влиянием яньшанского тектогенеза и в значительной мере независимо от предыдущего структурного плана заложилась крупная впадина типа синеклизы, названная нами Ангаро-Чулымским мезозойским прогибом. Большая его часть располагается в пределах юга Сибирской платформы. На востоке, юго-востоке, юге и частично на севере он захватывает непосредственно примыкающие к Сибирской платформе окраинные части байкалид Прибайкалья, Восточного Саяна и Северо-Енисейского мегантиклинория. В прогиб включаются также байкалиды Ангаро-Канского горста, который большую часть среднеюрского и в верхнеюрском времени был перекрыт отложениями. В опускание был вовлечен северный край ранних каледонид и заключенная в нем герцинская Чулымо-Енисейская впадина; на этом месте образовалась юго-западная ветвь прогиба, вклинившаяся между горными сооружениями Кузнецкого Алатау и западными (Батеневский кряж) и северо-западными отрогами Восточного Саяна. На западе и северо-западе в состав Ангаро-Чулымского прогиба входит юго-восточная часть Западно-Сибирской платформы (Тегульдетская впадина), где образовались первые осадки прогиба и откуда осадконакопление постепенно распространялось в его внутренние районы.

Границы Ангаро-Чулымского прогиба указаны в начале данной главы, и в большей части они не оспоримы; отдельные уточнения, которые, конечно, могут быть, не внесут ничего принципиально нового и не изменят соотношения между двумя крупными мезозойскими палеоструктурами, какими являются Ангаро-Чулымский и Вилюйский (Чонская впадина + Вилюйская синеклиза) прогибы. На первый взгляд может вызвать некоторые сомнения граница, вернее, зона раздела этих прогибов, поскольку имеются несколько иные представления о мезозойских структурах этой части Сибирской плат-

формы. Однако детальное рассмотрение этого вопроса полностью подтверждает наличие такой зоны раздела, а следовательно, и двух крупных самостоятельных структур мезозойского времени.

Ранее работами автора (Тимофеев, 1962, 1963а, б, 1967; Тимофеев, Еремеев, 1964) на основании детального литолого-фациального и минералогического изучения, а также формационного анализа юрских угленосных отложений Ангаро-Чулымского прогиба и ознакомления с аналогичными материалами по Вилюйскому прогибу (Коссовская и др., 1960; Коссовская, 1962) было показано (более полно этот вопрос будет обоснован во второй книге данной монографии (Труды ГИН АН СССР, вып. 198), что при движении как от северо-западной окраины Ангаро-Чулымского прогиба на северо-восток, к Вилюйскому прогибу, так и от внутренних частей Вилюйского прогиба на юго-запад, к Ангаро-Чулымскому прогибу, наблюдается постепенное соответствующее замещение типично морских осадков сперва прибрежными, в том числе лагунно-заливными и дельтовыми, а затем континентальными, в основном аллювиальными — приустьевых, средних и верхних частей речных долин. Все это указывает на то, что так называемый Ангаро-Вилюйский прогиб «Главной мезозойской депрессии Сибирской платформы» (Одинцов, 1953), или, как его именует В. Л. Масайтис (1955), Вилюйско-Ангарский мезозойский прогиб, который протягивается от Вилюйской синеклизы на северо-востоке до среднего течения р. Ангары на юго-западе, не является полностью периферической, т. е. юго-западной частью Вилюйского прогиба. На самом деле, Ангаро-Вилюйского прогиба как самостоятельной мезозойской палеоструктуры не существовало и где-то между Катангой и Нижней Тунгуской эта депрессия имела плоский перегиб, который разделял ее на две части: юго-западную и северо-восточную. Первая входила в состав Ангаро-Чулымского, а вторая — Вилюйского прогибов. После того, как было установлено более широкое распространение юрских отложений, М. М. Одинцов (Одинцов, Одинцова и др., 1961) выделил Мурскую впадину, являющуюся, по его мнению, связующим звеном между Ангаро-Вилюйским и Иркутско-Канским прогибами. Это позволило М. М. Одинцову (1963) продолжить Ангаро-Вилюйский прогиб на юго-запад — до Канско-Тасеевской впадины и называть его теперь Канско-Вилюйским прогибом (фиг. 21).

В последнее время М. М. Одинцов (1963) по существу подтвердил выводы автора (Тимофеев, 1962) о том, что обломочный материал из районов центральной части Сибирской платформы транспортировался как в северо-восточном, так и, что особенно важно, в юго-западном направлениях. «В том же направлении (т.е. в сторону Западно-Сибирской плиты. — *П. Т.*),— пишет М. М. Одинцов,— вероятно, имела сток и юго-западная часть Канско-Вилюйской депрессии — Мурская и Приангарские впадины. Северо-восточная часть депрессии — Чульская и Чулаканская, Тунгусско-Чонская и впадины современного бассейна р. Непы — вероятно, дренировались в северо-восточном направлении, имея сток в лейасовое море Вилюйской впадины» (Одинцов, 1963, стр. 10). Из этого следует, что М. М. Одинцов фактически признает существование зоны перегиба — раздела между Ангаро-Чулымским и Вилюйским прогибами. А где же должна быть граница между прогибами? Автор считает, что Чульская и Чулаканская впадины и впадины современного бассейна р. Непы являются северо-восточной частью Ангаро-Чулымского прогиба, т. е. транспортировка обломочного материала шла через них в юго-западном направлении. Этой же точки зрения придерживается и С. Ф. Павлов (1963). В этом же сборнике опубликована статья М. М. Одинцовой, которая допускает подобное направление выноса материала только для средней и верхней юры, а в нижнеюрское время на юге платформы «общее направление течения рек было северным, и нам представляется, что для центральной части платформы оно было северо-восточным» (Одинцова, 1963, стр. 74).

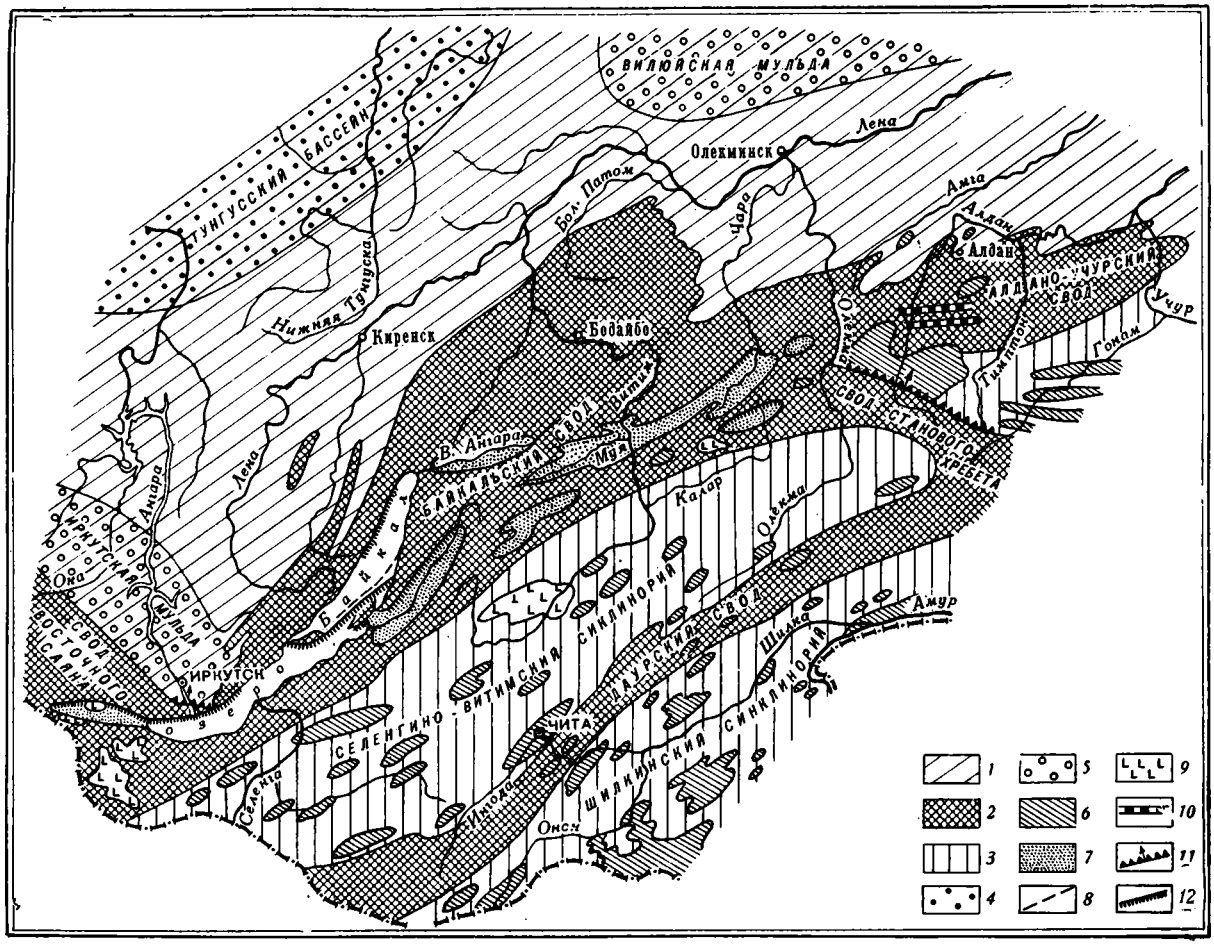


Фиг. 21. Схематическая карта Канско-Вилюйского прогиба (по М. М. Одинцову, 1963)

1 — сводовые поднятия (А) — области питания юрских впадин; *2* — главные юрские депрессии: Канско-Иркутская (Б—Б) и Канско-Вилюйская (В—В)— области накопления осадков; *3* — сохранившиеся наложенные впадины: I — Канская, II — Иркутская, III — Мурская, IV — Приангарская, V — Чульская и Чулаканская, VI — Тунгусско-Чонская, VII — Вилюйская, VIII — Хахарейская; *4* — зона транспортировки обломочного материала; *5* — послеюрские поднятия: Чуно-Бирюсинское (Г) и Ботуобинский вал (Д); *6* — примерная зона раздела между Ангаро-Чулымским на юго-западе и Вилюйским на северо-востоке мезозойскими прогибами (по П. П. Тимофееву)

Несмотря на то, что М. М. Одинцов и признает теперь юго-западный вынос обломочного материала, он все же не указывает, в какой бассейн седиментации последний поступал и каковы соотношения его Канско-Вилюйского прогиба (см. фиг. 21) с расположенными западнее мезозойскими структурами. Те мелкие и разобщенные озерные водоемы, отложения которых установлены А. В. Ильюхиной (1963) в Канско-Тасеевской впадине, являются озерами аллювиально-дельтовой равнины, и они не могли быть базисом эрозии для таких крупных рек, как Пра-Ангара и Пра-Тунгуска, стекавших с Северо-Байкальского и Патомского нагорий и Катангской антеклизы. Поэтому, очевидно, Канско-Вилюйский прогиб М. М. Одинцовым «предусмотрительно» обрывается на западе и включает лишь Канско-Тасеевскую и частично Рыбинскую впадины. А что же в это время было западнее и юго-западнее и каково соотношение Канско-Вилюйского прогиба с юго-восточной окраиной Западно-Сибирской эпипалеозойской платформы — из работ М. М. Одинцова остается неясным.

Наличие зоны раздела между Ангаро-Чулымским и Вилюйским прогибами также подтверждается анализом особенностей строения Саяно-Байкальского сводового поднятия, непосредственно окаймляющего с юга и юго-востока Сибирскую платформу (фиг. 22). Е. В. Павловский (1948 б) считает, что Саяно-Байкальское сводовое поднятие возникло в результате особого



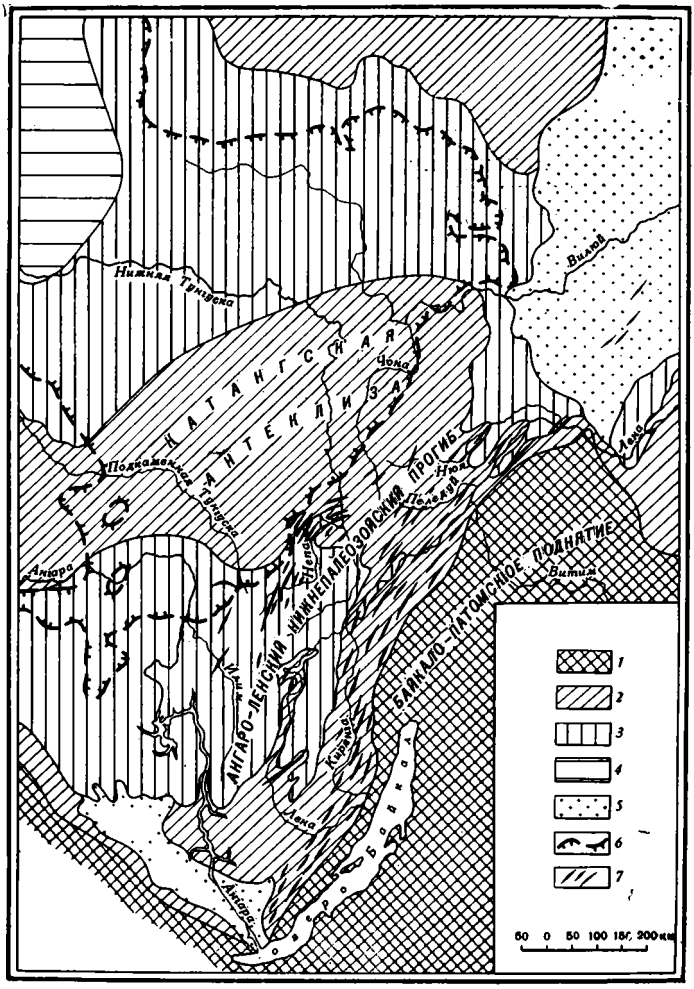
Фиг. 22. Схема мезозойско-кайнозойской тектоники Юго-Восточной Сибири (по Е. В. Павловскому, 1948б)

1 — каледонская Сибирская платформа; *2* — сводовые поднятия; *3* — синклинории, сложенные палеозойскими и мезозойскими образованиями; *4* — Тунгусская синеклиза; *5* — мульды, выполненные мезозойскими отложениями; *6* — синклинали, выполненные мезозойско-кайнозойскими отложениями; *7* — впадины байкальского типа; *8* — подводные части антиклинальных гребней на Байкале; *9* — базальты (кайнозой); *10* — дайки диабаза; *11* — надвиги; *12* — сбросы

типа развития земной коры — аркогенеза, представлявшего собой геоморфологически выраженное длительное складкообразование в условиях окраины платформы. «Длительное развитие выраженной в рельефе структуры Байкальского антиклинория началось, как мы видели, в юре в переходной зоне мезозойской геосинклинали Восточного Забайкалья, к ее платформе (Сибирская платформа). В юрский период в этой переходной зоне начала развиваться сложная система геоморфологически выраженных линейных складчатых структур, ориентированных с юго-запада на северо-восток, согласно с простиранием мезозойской геосинклинальной области Восточного Забайкалья (Монголо-Охотский пояс). Главнейшие из этих линейных структур — Байкальский антиклинорий (ближайший к платформе), Селенгино-Витимский синклинорий и Даурский антиклинорий, непосредственно примыкавший к геосинклинальному прогибу. На прилегающих участках платформы в то же время (юра) начали формироваться крупные, очень пологие прогибы — Иркутская и Вилюйская мульды (синеклизы)» (Павловский, 1948б, стр. 35, 36). Именно во время аркогенеза протекал сложный процесс поднятия Саяно-Байкальского свода с одновременным заложением в ранней юре и дальнейшим оформлением самостоятельного, четко выраженного структурного элемента Южной Сибири в среднеюрское время — Ангаро-Чулымского прогиба. Параллельно под воздействием тех же причин протекал процесс становления Вилюйского прогиба.

Саяно-Байкальское поднятие, включающее Восточно-Саянский, Байкальский и Алдано-Учурский своды, представляет собой в рельефе высокогорное сооружение, имеющее в плане S-образную форму, а в поперечном разрезе — вид пологого свода. Имея вначале северо-западное, т. е. саянское, простирание, это сводовое поднятие в районе южной оконечности Байкала резко поворачивает на северо-восток и в сторону Сибирской платформы образует внутренний острый угол. Здесь наблюдается погружение свода и сокращение в плане его ширины до 100—125 *км*. В этом месте Е. В. Павловский (1948 а) предполагает наличие поперечного синклинала, на что, по его мнению, указывают грубообломочные юрские отложения в истоках р. Ангары и в долине р. Селенги. Отсюда поднятие в виде Байкальского свода протягивается в северо-восточном направлении и в районе Северо-Байкальского нагорья этот свод претерпевает наибольшее поднятие, что приводит к увеличению его ширины до 375—400 *км*, т. е. почти в четыре раза. Далее он относительно плавно поворачивает на восток-северо-восток и вновь постепенно погружается с одновременным уменьшением ширины свода. Северо-восточная ветвь Байкальского свода (Патомское нагорье) довольно энергично уходит под отложения Вилюйской синеклизы. «Это явление,— пишет Е. В. Павловский,— можно рассматривать как показатель ондуляции шарнира мегантиклинала: расширение полосы свода в плане свидетельствует о восставании шарнира складки, сужение полосы говорит о погружении шарнира» (Павловский, 1948а, стр. 122).

Наибольшие погружения свода, естественно, вызывали и наиболее сильные, особенно во внутренних углах, опускания прилегающих регионов, что и наблюдается в истоках Ангары и на побережье Байкала, где из всех районов Иркутского бассейна здесь сохранилась самая большая мощность юры, достигающая 800 *м*, а по некоторым данным и 1000 *м*. В свою очередь наибольшие воздымания всегда приводят к поднятиям смежных территорий, причем они наиболее значительны со стороны внешнего угла, что в данном случае выражается в резком одностороннем выпучивании свода в направлении центральных районов Сибирской платформы, в выполаживании и расширении зоны развития кембрийских отложений. Последние на северо-западе участвуют в строении обширной Катангской синеклизы, а в стороны Ангаро-Чулымского и Вилюйского прогибов довольно резко погружаются под ордовикские отложения, образуя между ними седловину. Все это хорошо видно на геологической карте (см. фиг. 10) и на карте со снятым



Фиг. 23. Схематическая геологическая карта юго-восточной и центральной частей Сибирской платформы со снятыми тунгусскими отложениями (по Д. А. Туголесову, 1952)

1 — докембрий; *2* — кембрий; *3* — силур; *4* — девон; *5* — мезозой; *6* — граница распространения отложений тунгусской серии; *7* — антиклинали Ленской и Непской полос складок

тунгусским комплексом отложений (фиг. 23), составленной Д. А. Туголесовым (1952).

Таким образом, из краткого анализа как распределения фаций и палеогеографических зон осадконакопления, так и тектонического строения и развития Саяно-Байкальского сводового поднятия и его сопряжения со смежными структурами следует, что в мезозое не существовало единого («сквозного») Канско-Вилюйского прогиба, предполагаемого М. М. Одинцовым (1963). В теле гетерогенной Сибирской платформы в раннеюрское время асинхронно заложились Ангаро-Чулымский и Вилюйский прогибы (последний несколько древнее), разделенные между собой перемычкой где-то в районе междуречья Большой Еремы, Тэтэрэ, Непы и верховьев Нижней Тунгуски. В настоящее время трудно говорить о том, где она точно должна быть проведена; она, несомненно, имела причудливые контуры, которые на протяжении юрского времени, безусловно, менялись,

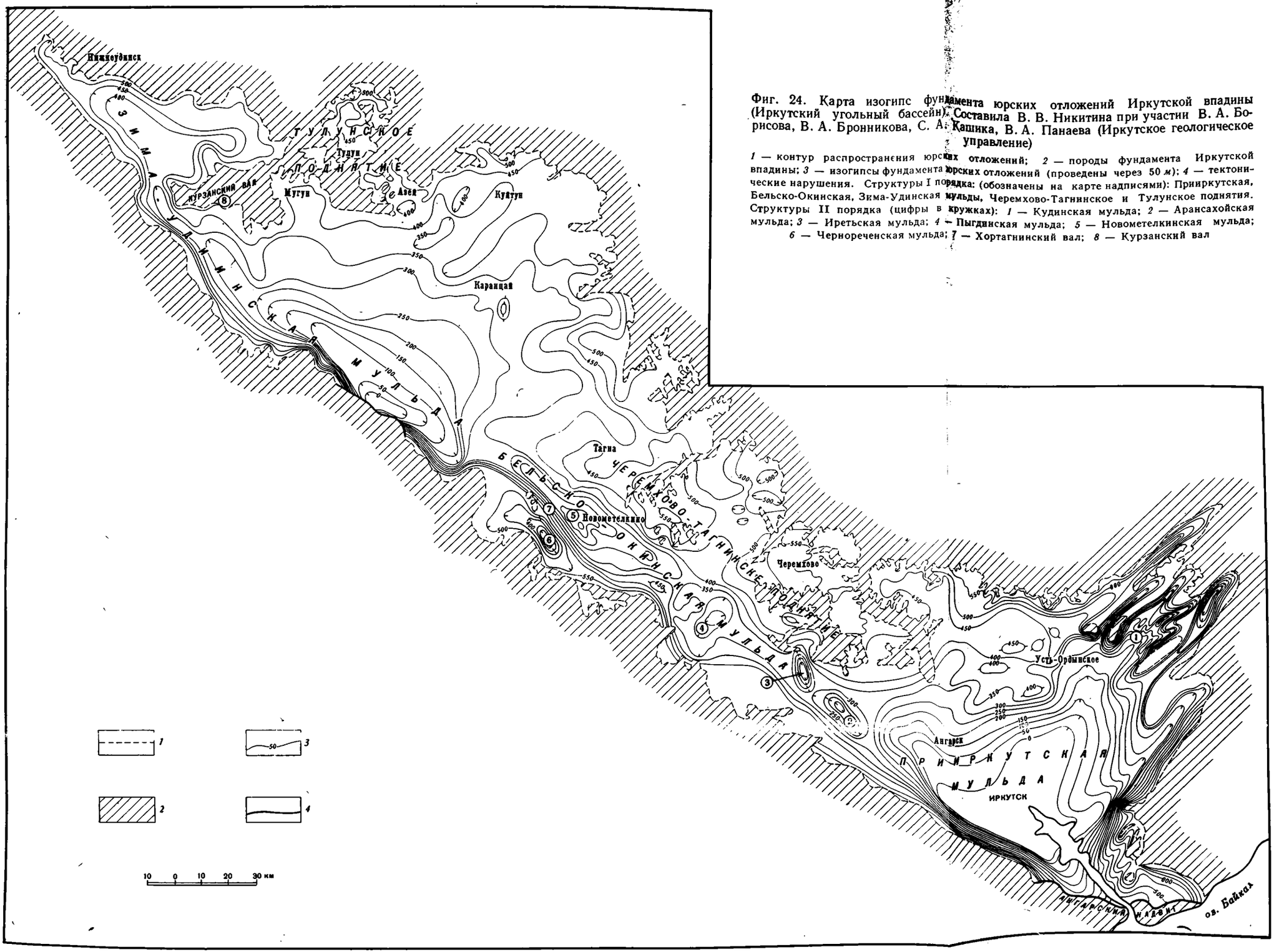
а сама граница, возможно, смешалась в ту или другую сторону. Ее уточнение — задача будущего, поскольку юрские отложения в этом районе изучены весьма плохо. Если для Иркутского и Канско-Ачинского бассейнов еще многие вопросы не могут быть решены однозначно, то здесь это сделать значительно труднее.

Строение и история развития Ангаро-Чулымского и Вилюйского прогибов резко различны, что также является косвенным доказательством существования между ними зоны раздела. Вилюйский прогиб был связан с Верхоянской геосинклинальной областью и в течение длительного времени испытывал устойчивое опускание, перемежавшееся с поднятиями, в результате чего накопились относительно мощные толщи юрских и меловых отложений, которые на значительной территории прогиба сохранились до настоящего времени. К иной тектонической зоне был приурочен Ангаро-Чулымский прогиб. Бóльшая его часть располагалась в тех регионах Сибирской платформы, которые после длительного континентального перерыва претерпели в юре также неоднократные (периодические) опускания, причем менее интенсивные и более дифференцированные, связанные в значительной мере со сводовыми поднятиями Саяно-Байкальского свода. К концу верхнеюрского времени на большей части Ангаро-Чулымского прогиба начали преобладать процессы разрушения ранее образовавшихся пород, и обломочный материал в значительной мере выносился в западные и северо-западные районы прогиба, где еще сохранялись лагунные и прибрежно-морские условия седиментации. На юго-западе прогиба (Чулымо-Енисейская впадина) эти процессы проявились несколько раньше, поскольку здесь внутриформационные размывы были более значительными по амплитуде, что привело в ряде мест к сокращению мощностей итатской (J^1_2), а иногда и к полному размыву соболевской (J^2_2) свит; поэтому тяжинская (J_3) свита на юго-западе прогиба часто залегает на различных горизонтах средней юры.

Широкое развитие юрского осадко- и угленакопления в Ангаро-Чулымском прогибе привело к образованию обширного чехла, который в верхнем мезозое и кайнозое начал постепенно разрушаться и распадаться на ряд структурных элементов второго порядка — впадин, в которых юрские отложения наиболее полно сохранились до наших дней. Исключение представляет северо-западная часть прогиба, располагавшаяся на юго-восточной окраине Западно-Сибирской платформы, где накопление осадков продолжалось в верхнем мезозое и кайнозое. На остальной территории прогиба они (в основном нижние горизонты) сохранились в отдельных изолированных участках, которые представляют собой или мелкие структурные элементы — мульды, или эрозионные понижения в рельефе— древние речные долины и т. п. Эти особенности мезозойского чехла нашли отражение на схематической тектонической карте Южной Сибири (см. фиг. 20), где, помимо крупных впадин, в пределах южной и центральной частей Сибирской платформы показаны контуры площади, на которой чехол имеет прерывистое распространение.

Структура Ангаро-Чулымского мезозойского прогиба

В современной структуре Ангаро-Чулымского прогиба можно различать несколько наложенных (весь прогиб в целом также является наложенным) впадин, которые в зависимости от места их положения в общем палеогеографическом плане особенностей развития Южной Сибири в мезозое и в последующее время различаются не только строением разреза и его угленосностью, но и своей морфологией. Автор выделяет Иркутскую, Рыбинскую, Канско-Тасеевскую, Чулымо-Енисейскую, Тегульдетскую, Карабуло-Мурскую и менее четко выраженную Среднеангарско-Катангскую впадины. Все они обладают относительно сложным строением, и большинство из них подразделяется на более мелкие структурные элементы — мульды, имеющие эрозионное и эрозионно-тектоническое происхождение. Северо-восточнее



Фиг. 24. Карта изогипс фундамента юрских отложений Иркутской впадины (Иркутский угольный бассейн). Составила В. В. Никитина при участии В. А. Борисова, В. А. Бронникова, С. А. Кашика, В. А. Панаева (Иркутское геологическое управление)

1 — контур распространения юрских отложений; *2* — породы фундамента Иркутской впадины; *3* — изогипсы фундамента юрских отложений (проведены через 50 *м*); *4* — тектонические нарушения. Структуры I порядка: (обозначены на карте надписями): Прииркутская, Бельско-Окинская, Зима-Удинская мульды, Черемхово-Тагнинское и Тулунское поднятия. Структуры II порядка (цифры в кружках): *1* — Кудинская мульда; *2* — Арансахойская мульда; *3* — Иретьская мульда; *4* — Пыгдинская мульда; *5* — Новометелкинская мульда; *6* — Чернореченская мульда; *7* — Хортагнинский вал; *8* — Курзанский вал

П. П. Тимофеев

Среднеангарско-Катангской впадины, уже за пределами Нижней Тунгуски, располагается Чонская впадина, которая входит в состав Вилюйского прогиба. Между ними находится поле развития юрских отложений, тектоническое и палеогеографическое положение которых, к сожалению, остается пока неясным. М. М. Одинцов (1963) объединяет их в Тунгусско-Чонскую впадину, но каких-либо доказательств этому не приводит. Отсутствие детального литолого-фациального изучения этих отложений не позволяет пока достаточно точно определить границы Среднеангарско-Катангской впадины.

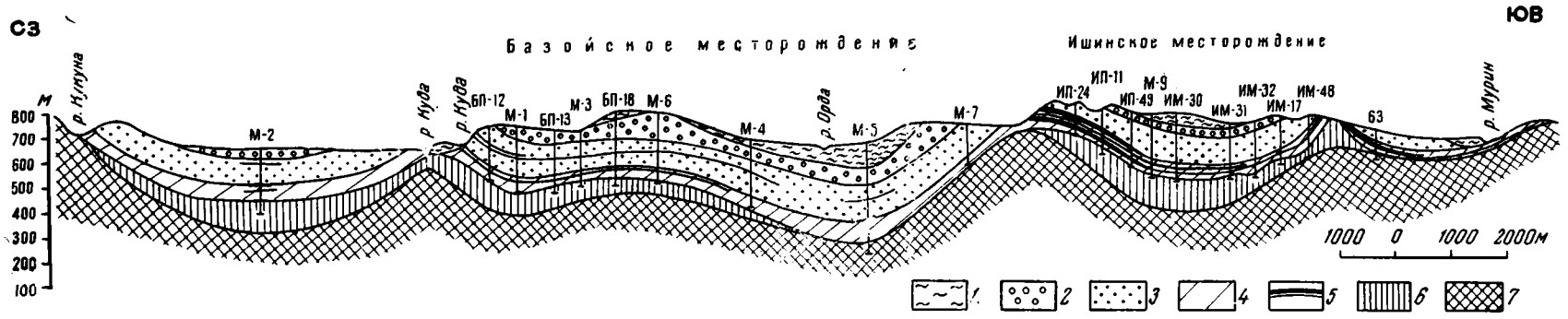
Ниже приведена краткая характеристика указанных выше впадин Ангаро-Чулымского прогиба и условий залегания в них юрских отложений.

Иркутская впадина (фиг. 24) расположена на юго-востоке Ангаро-Чулымского прогиба. С юго-запада она ограничивается Восточным Саяном, на северо-западе — южным окончанием современного Чуно-Бирюсинского поднятия, на северо-востоке — Верхнеленским наклонным плоскогорьем, а на юго-востоке впадина обрывается Байкалом. Не исключено, что ее продолжением на восточном берегу Байкала является впадина, занятая устьем р. Селенги. Иркутская впадина имеет асимметричное строение и в современной структуре представляет собой предгорный прогиб Восточного Саяна; юго-западный его борт крутой (до 70—80°), а северо-восточный — большей частью пологий.

Иркутская впадина имеет весьма сложное строение. Молодыми продольными и поперечными валообразными поднятиями, унаследовавшими байкальский структурный план, она подразделяется на три крупные мульды — Прииркутскую, Бельско-Окинскую и Зима-Удинскую и два поднятия — Черемхово-Тагнинское и Тулунское, которые в значительной мере повторяют древние возвышенности в доюрском рельефе.

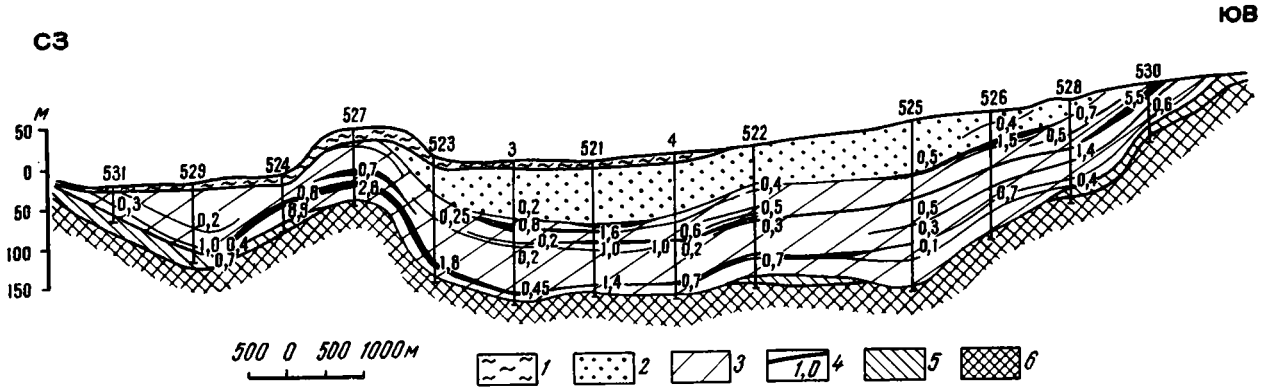
Прииркутская мульда расположена в зоне сочленения восточно-саянских и байкальских древних структур. Ее основанием на самом юго-востоке служат докембрийские отложения, а на остальной части — породы нижнего кембрия (ленский ярус), которые в северо-восточном направлении перекрываются породами верхнего кембрия. В плане мульда имеет форму равнобедренного треугольника, обращенного своим основанием в сторону Восточного Саяна. Здесь ее борт крутой; юрские отложения залегают под углом 70—85°, а нижние горизонты в ряде мест непосредственно примыкают к борту. На юго-востоке отложения юры перекрыты Ангарским надвигом, вследствие чего в этом районе неизвестны соотношения мульды с ее обрамлением. На большей части мульды юра залегает почти горизонтально; ее отложения полого поднимаются в северном и северо-западном направлениях, несколько более круто — на восток, а на северо-востоке участвуют в строении системы четырех пологих синклинальных складок (Сухокуядская, Ордынская, Ишимская и Прионотская) байкальского простирания (фиг. 25, 26), возникших в послеюрское время. Углы падения юрских пород здесь колеблются от 1—2 до 25—30° на бортах, иногда несколько увеличиваясь при выходе на дневную поверхность. Интенсивность складчатости в целом уменьшается в сторону платформы. Иногда эту систему складок рассматривают как самостоятельную Кудинскую мульду (Жемчужников, 1927а), ось которой постепенно погружается по направлению к центральной части Прииркутской мульды.

В центральной части Иркутской впадины, непосредственно примыкая к Восточному Саяну, располагается линейно вытянутая узкая Бельско-Окинская мульда. Она имеет северо-западное простирание и асимметричное строение: юго-западный, саянский, борт крутой и в ряде участков, возможно, осложнен тектоническими нарушениями, а северо-западный — относительно пологий, является одновременно юго-западным склоном Черемхово-Тагнинского поднятия. Бельско-Окинская мульда приурочена к южному окончанию Ангаро-Илимского вала, и поэтому она по сравнению с



Фиг. 25. Геологический профиль северо-восточной части Прииркутской мульды. Составила Е. К. Васильева (расчленение юры по П. П. Тимофееву)

1 — неогеновые отложения (ользочская свита), *2—5* — юрские отложения; *2* — кудинская свита, *3* — прииркутская свита, *4* — черемховская свита; *5* — пласты угля; *6* — верхний кембрий; *7* — нижний кембрий

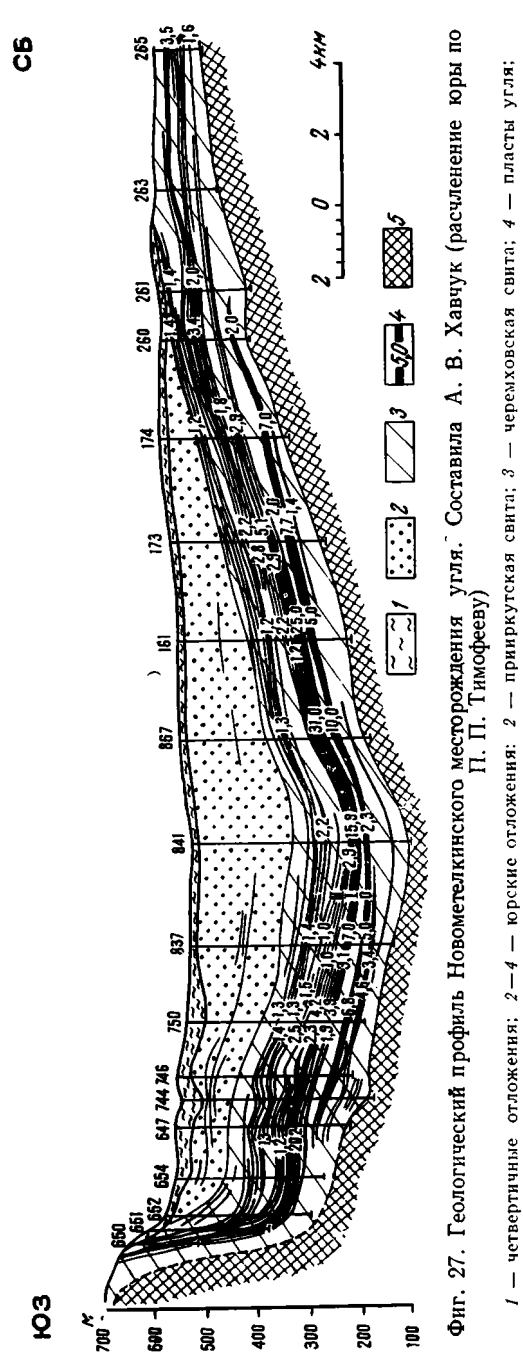


Фиг. 26. Геологический профиль Прионотской угленосной площади. Составила Е. К. Васильева (расчленение юры по П. П. Тимофееву)

1 — четвертичные отложения; *2—4* — юрские отложения: *2* — прииркутская свита, *3* — черемховская свита, *4* — пласты угля; *5* — верхний кембрий; *6* — нижний кембрий

Прииркутской и расположенной северо-западнее Зима-Удинской мульдами несколько приподнята. Бельско-Окинская мульда осложнена мульдами второго порядка: с юго-востока на северо-запад выделяются: Арансахойская, Иретьская, Ныгдинская, Новометелкинская; параллельно последней за Хортагнинским валом находится подобная Чернореченская мульда. Перепад высот между разделяющими их валообразными поднятиями и днищами достигает 150—250 *м*.

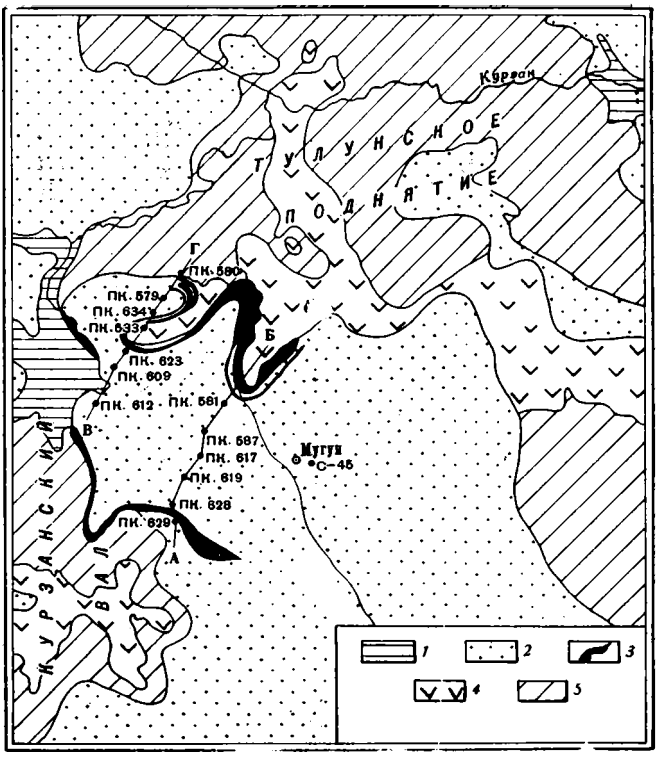
Основанием Бельско-Окинской мульды служат различные горизонты известняков ленского яруса (Cm_1). Они несогласно перекрываются юрскими отложениями, которые в значительной части повторяют морфологию ложа мульды, за исключением самых нижних слоев, примыкающих в основном к мелким возвышенностям доюрского рельефа (фиг. 27). В наиболее резкой форме это проявляется при сочленении нижних безугольных (песчано-гравийных) горизонтов (до 100 *м*) черемховской свиты с Черемхово-Тагнинским поднятием. Углы падения пород в соответствии с этим колеблются от 1—5 до 10°, и только у восточносаянского борта они увеличиваются до 35—40°.



Фиг. 27. Геологический профиль Новометелкинского месторождения угля. Составила А. В. Хавчук (расчленение юры по П. П. Тимофееву)

1 — четвертичные отложения; *2—4* — юрские отложения: *2* — прииркутская свита; *3* — черемховская свита; *4* — пласты угля; *5* — нижний кембрий

Северо-западнее Бельско-Окинской мульды отчетливо выделяется крупная Зима-Удинская мульда, ориентированная с юго-востока на северо-запад. Она резко асимметрична как вдоль оси, так и вкрест простирания. Наиболее глубокая часть мульды расположена в верховьях рек Кирейской Тагны и Зимы, где ее юго-западный борт образован флексурообразным перегибом древних пород, осложненным крупным разломом. Относительно крутым является также юго-восточный борт, а в остальных направлениях с различной интенсивностью дно мульды, осложненное мелкими эрозионными и эрозионно-тектоническими неровностями, поднимается в сторону внутренних частей



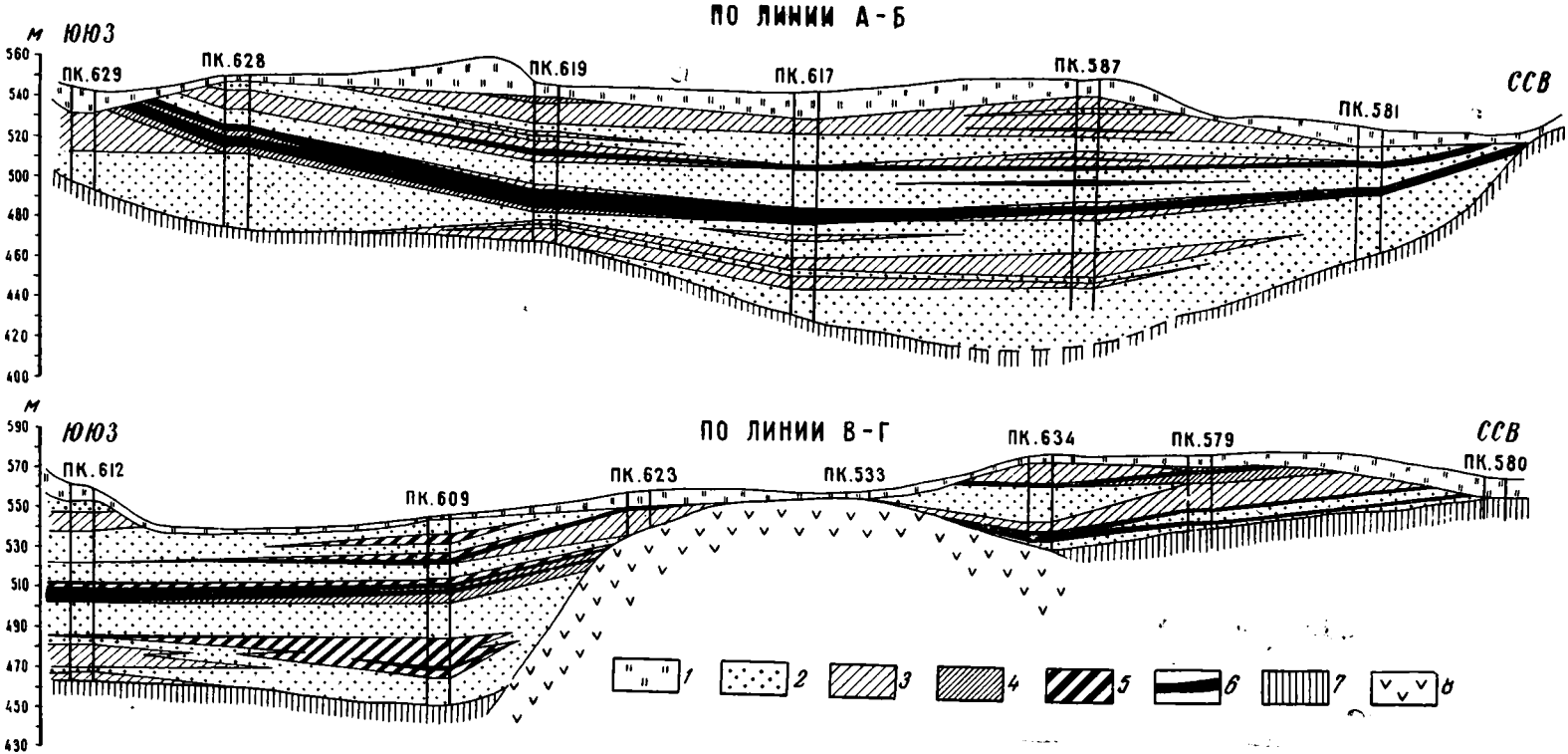
Фиг. 28. Схематическая геологическая карта Мугунского месторождения угля (по Н. А. Скрипко и А. В. Новорожденных, 1961 г.)

1 — четвертичные отложения речных террас; *2* — юрские отложения; *3* — пласты угля; *4* — траппы; *5* — ордовикские отложения. А—Б и В—Г — линии профилей

Сибирской платформы и южного окончания Чуно-Бирюсинского поднятия. На северо-востоке мульда осложнена Тулунским поднятием, которое своей южной частью в виде Курзанского вала глубоко вдается внутрь, не нарушая при этом общего постепенного подъема ее дна.

По условиям залегания юрские отложения, подстилаемые кембрийскими и ордовикскими породами, мало отличаются от тех, которые были характерны для Бельско-Окинской и Прииркутской мульд. На большей части они имеют пологое, слабоволнистое залегание, которое осложняется на участках, прилегающих или к крутому восточносаянскому борту, или к древним поднятиям. Так, к южному борту крупного Тулунского поднятия прислонены безугольные и угленосные горизонты черемховской свиты (фиг. 28, 29) с одновременным увеличением угла их падения. Незначительно отличается залегание толщ юры и на пологом борту мульды восточнее Тулунского поднятия. Подобное соотношение пород юры с более древними показывает, что становление Иркутской впадины в целом и ее отдельных структурных элементов происходило не только во время осадконакопления, но и в последующее время.

Черемхово-Тагнинское и Тулунское поднятия расположены вдоль северо-восточной окраины Иркутской впадины и образуют ее пологий борт. Одна из характерных черт их строения и развития заключается в том, что они унаследовали доюрские поднятия и существенным образом повлияли на все осадко- и особенно угленакопление. К этим поднятиям, прежде всего к их склонам, как увидим ниже, приурочено основное промышленное угленакопление. На приподнятых участках доюрского рельефа, их склонах и у подножия встречаются отложения так называемых трошковской и тулунской свит, которые представляют собой остатки коры выветривания



Фиг. 29. Геологические профили Мугунского месторождения угля (по Н. А. Скрипко и А. В. Новорожденных, 1961 г., с дополнениями П. П. Тимофеева)

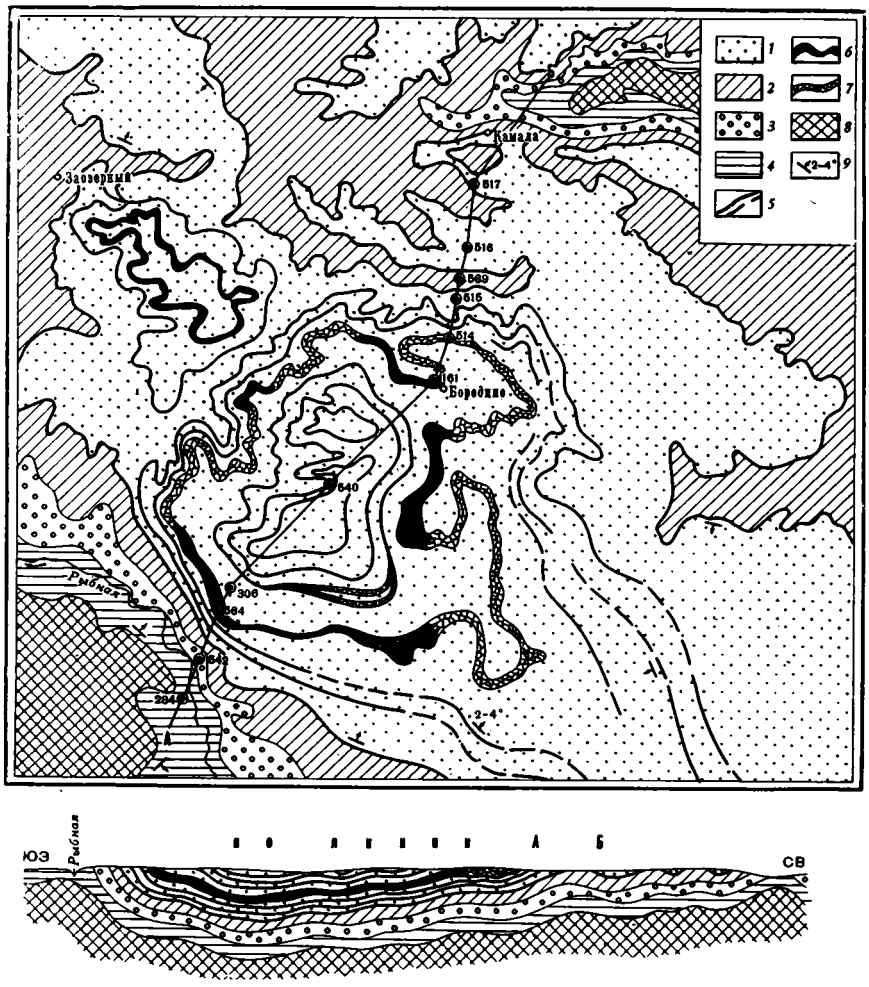
1 — четвертичные отложения; *2—5* — юрские отложения: *2* — песчаники, *3* — алевролиты, *4* — аргиллиты, *5* — алевролиты и аргиллиты, углистые, *6* — пласты угля; *7* — палеозойские отложения; *8* — траппы

и продукты их переотложения, т. е. делювиально-пролювиальные образования.

Иркутская впадина, имея в общем асимметричную форму, в свою очередь осложнена многочисленными мелкими брахиантиклинальными и брахисинклинальными складками, имеющими восточносаянское и байкальское простирания. Они возникли в значительной мере уже в послеюрское время под воздействием последующих тектонических движений. Дизъюнктивные нарушения в породах юрской угленосной толщи выражены весьма слабо. Они в основном фиксируются горными разведочными и эксплуатационными выработками, причем амплитуда смещения пород не превышает 2—5 *м*, а простирание сбросов согласуется с общим тектоническим планом впадины.

Рыбинская впадина занимает юг центральной части Ангаро-Чулымского прогиба. Ее основанием служат погруженные байкальские структуры Бирюсинского и Ангаро-Канского горстов и частично юго-западного края дорифейской Сибирской платформы. В структурном отношении она подразделяется на три мульды — Бородинскую (северную, фиг. 30), Балайскую (центральную) и Саяно-Партизанскую (южную, фиг. 31) и два валообразных поднятия— Уярское и Ассафьевско-Привольненское. Первые две мульды в современном рельефе объединены общим юрским чехлом, хотя Уярский вал глубоко вдается во внутренние районы впадины. На северо-востоке Бородинская мульда, как и вся Рыбинская впадина, отделяется от Канско-Тасеевской впадины Канским валом. Последний, сложенный девонскими и частично карбоновыми отложениями, имеет вид антиклинального поднятия, осложненного с юго-запада крупным взбросом с амплитудой 980 *м*; плоскость взброса наклонена на юго-запад под углом 45—70°. Ассафьевско-Привольненский вал представляет собой также высоко приподнятый горст северо-западного простирания с амплитудой смещения более 1000 *м*, благодаря чему в его ядре обнажаются только девонские отложения, а более молодые, в том числе и юрские, уничтожены последующей эрозией. В северо-западном направлении Рыбинская впадина открывается в пределы юго-восточной окраины Западно-Сибирской эпипалеозойской платформы. В Бородинской и Балайской мульдах юрские отложения имеют почти горизонтальное (до 3—5°), иногда слабое волнистое залегание со слабо выраженны и брахиантиклинальными и брахисинклинальными структурами. Разделяющий их Уярский вал характеризуется асимметричным строением; его северо-восточный склон более крутой, чем юго-западный; в свою очередь последний несколько круче, чем юго-западный борт Балайской мульды, т. е. северо-восточный склон Ассафьевско-Привольненского вала. Саяно-Партизанская мульда представляет собой резко асимметричную синклинальную складку. Юго-западное крыло мульды пологое (8—12°), северо-восточное — крутое, с углами падения от 30 до 90°, местами наблюдается опрокинутое залегание. Синклинальная структура мульды осложнена также мелкими флексурами, располагающимися примерно под углом 30—45° к ее продольной оси.

Канско-Тасеевская впадина располагается главным образом на юго-западной окраине дорифейской Сибирской платформы, и лишь на западе и северо-западе она захватывает байкалиды Канско-Ангарского горста. Доюрский рельеф и структура впадины еще слабо изучены. По некоторым данным можно полагать, что наиболее расчлененным древний рельеф был на северо-западе и западе, на участках, прилегающих к Канско-Ангарскому горсту, который в раннеюрское и частично в среднеюрское время оставался положительным структурным элементом Ангаро-Чулымского прогиба. Здесь установлена система широтных и меридиональных нарушений, обусловившая поднятие одних и опускание других блоков на различную величину. Таким, в частности, является относительно крупное Панушинское поднятие, которое существовало и в доюрское время, поднимаясь в

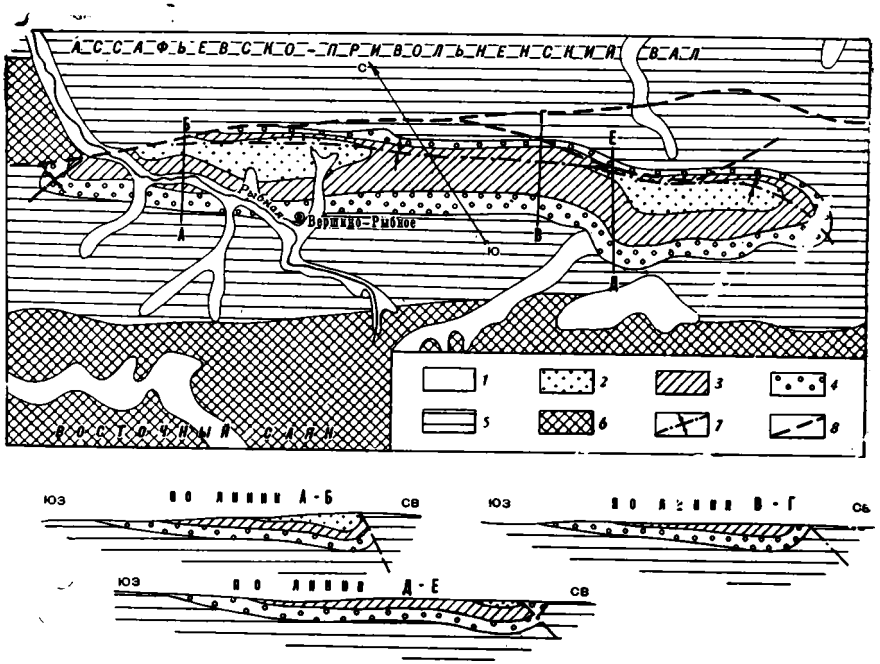


Фиг. 30. Схематическая геологическая карта и геологический профиль Бородинской мульды Рыбинской впадины (по К. Н. Григорьеву, 1964б)

1 — 5 — юрские отложения: *1* — бородинская свита, *2* — верхнекамалинская подсвита, *3* — нижнекамалинская подсвита, *4* — переясловская свита, *5* — выходы угольных пластов; *6* — выход пласта Бородинского, *7* — выгоревший пласт Бородинский; *8* — верхнедевонские отложения; *9* — направления падения пород. А—Б — линия профиля

рельефе над окружавшими его пространствами на 180—250 *м*. Поэтому оно (очевидно, с остатками коры выветривания) непосредственно с эрозионным размывом перекрывается верхними горизонтами средней юры (отложения третьей подформации); вниз по склонам во всех направлениях появляются более древние горизонты юрских отложений. Вполне возможно, что Панушинское поднятие разделяет Канско-Тасеевскую впадину на две мульды — Мурминскую и Абанскую. Последняя также имеет сложное строение; в ее пределах выделяются Тайнинская, Соколовская и Урало-Ключевская доюрские возвышенности.

Юрские угленосные отложения залегают несогласно и по резкой границе перекрывают различные горизонты более древних образований. Они залегают в основном горизонтально; углы падения пород в 3—5° представляют исключение; только на северо-западе, западе и юго-западе наблюдаются слабо выраженные пологоволнистые складки с углами падения крыльев до 15—20°.



Фиг. 31. Схематическая структурно-геологическая карта и геологические профили Саяно-Партизанской мульды Рыбинской впадины (по Н. Ф. Рябоконю, К. Л. Кохан-чику и З. Ф. Лейбовичу, 1962)

1 — четвертичные отложения; *2* — *4* — юрские отложения: *2* — верхнекамалинская подсвита, *3* — нижнекамалинская подсвита, *4* — переясловская свита; *5* — верхний девон; *6* — протерозой; *7* — ось мульды; *8* — линии тектонических нарушений. А—Б, В—Г, Д—Е — линии профилей

Направление осей складок согласуется с южноенисейскими и восточносаянскими простираниями. На востоке и северо-востоке юрские отложения характеризуются спокойным залеганием пород.

Карабуло-Мурская впадина выделена автором на юго-западе Сибирской платформы, в зоне грабенообразного глубокого погружения палеозойских пород; наиболее погружена ее западная часть. В связи с тем что в последнее время установлено более широкое развитие юрских отложений, автор уточнил контуры выделенной ранее М. М. Одинцовым и др. (Одинцов и др., 1961; Одинцов, 1963) Мурской впадины и назвал ее Карабуло-Мурской, что более отвечает современным представлениям о тектоническом строении этого региона. Карабуло-Мурская впадина с юга ограничена Чуно-Бирюсинским валом, представляющим собой приподнятый край нижнепалеозойских отложений, являющийся, очевидно, отражением погребенного глубинного разлома запад-северо-западного простирания; на северо-западе — глубинным разломом, одновременно обрезающим с юга Северо-Енисейский мегантиклинорий; на севере — системой мелких сбросов, осложняющих зону ангарских складок; на востоке — флексурообразным перегибом, разделяющим Карабуло-Мурскую и Среднеангарско-Катангскую впадины.

Структура впадины не выяснена, и можно высказывать лишь самые общие соображения. Доюрский рельеф, несомненно, был сильно расчленен эрозионным и эрозионно-тектоническим факторами. На это указывает как широкое развитие грубозернистых аллювиальных отложений Пра-Тунгуски и ее многочисленных притоков, так и залегание более высоких горизонтов юры на различных горизонтах палеозойского чехла Сибирской платформы. Кроме того, выходящие на дневную поверхность в виде валообразного поднятия в среднем течении р. Муры туфогенные породы триаса

говорят о сложной структуре впадины и, возможно, о ее доюрском рельефе. В целом, очевидно, юрские отложения характеризуются спокойным и горизонтальным залеганием пород, которое лишь несколько осложняется в местах развития тектонических нарушений.

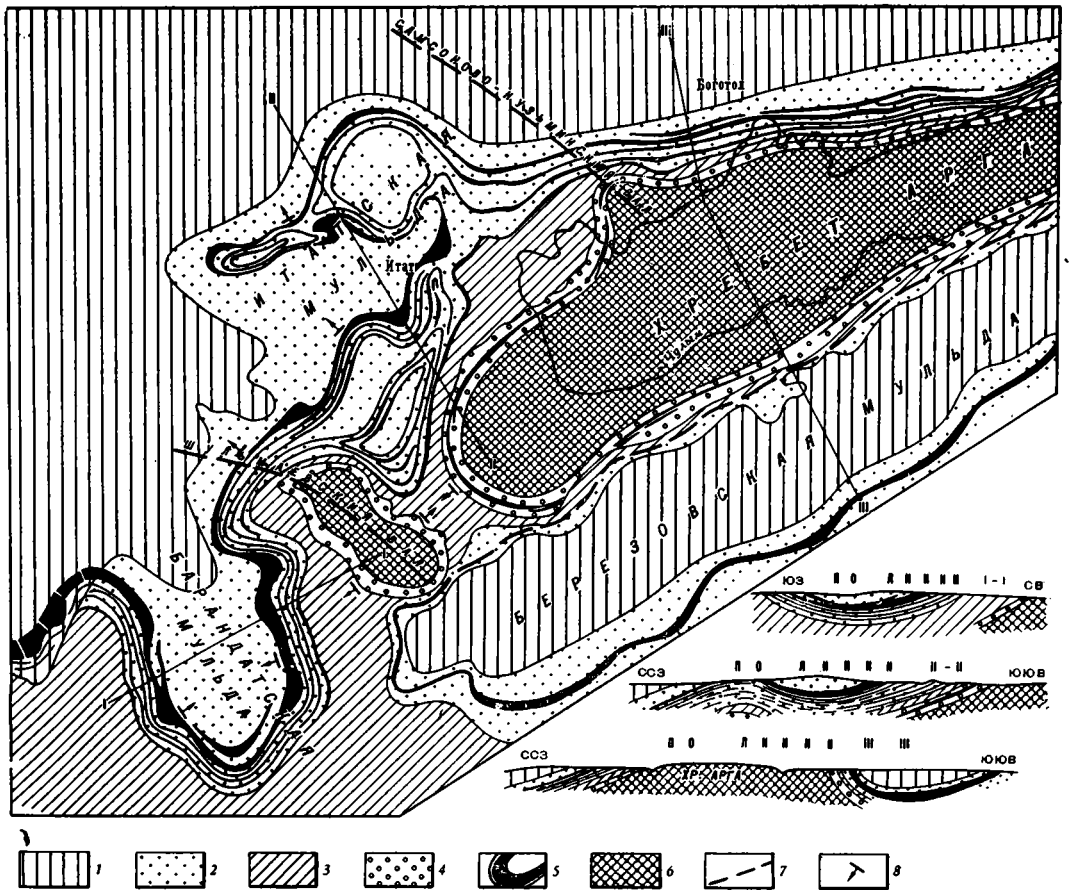
Среднеангарско-Катангская впадина как единое целое изучена значительно хуже, чем соседняя Карабуло-Мурская, поэтому она выделяется нами до некоторой степени условно, поскольку, как мы уже указывали выше, пока еще неясно ее структурное соотношение с юрскими отложениями, расположенными северо-восточнее р. Тэтэрэ. Юрские отложения в пределах впадины не имеют сплошного развития и залегают несогласно то на различных горизонтах песчано-алеврито-глинистых образований карбона, то на траппах триаса, а частично — на породах ордовика. Сохранились они от последующего эрозионного размыва в основном в понижениях современного рельефа. Можно предполагать, что последние в какой-то мере унаследовали особенности доюрского рельефа, который, очевидно, в целом был более расчлененным, нежели в Карабуло-Мурской впадине, так как Среднеангарско-Катангская впадина располагалась ближе к зоне разграничения Ангаро-Чулымского и Вилюйского прогибов.

С. Ф. Павлов (1963) для раннеюрского времени на юго-востоке впадины выделяет ограниченные тектоническими нарушениями семь линейно вытянутых (с северо-востока на юго-запад) мелких мульд — Эдучанскую, Поливскую, Катангскую, Чульскую, Тушамскую, Хаталангскую и Чулаканскую. Несколько севернее Тушамской, на левобережье р. Ангары, намечается Едорминская, а еще севернее, на правобережье р. Ангары — Чадобецко-Кежминская, которая на карте М. М. Одинцова (см. фиг. 21) отвечает самой северной из трех впадин, называемых им Приангарскими. Юрские отложения в пределах впадины известны только по небольшим разрозненным обнажениям. Залегают они горизонтально и представлены широкой гаммой литологических типов пород, имеющих делювиально-пролювиальный, аллювиальный (русловый, пойменный, старичный) и в какой-то мере озерный (мелкие водоемы разделяющих речные долины пространств) генезис. Их накопление происходило на обширной аллювиальной равнине, которая дренировалась Пра-Тунгуской с многочисленными притоками, стекавшими с Байкало-Патомского нагорья и Центрально-Тунгусского плато. Пестрый литологический и фациальный состав отложений не дает пока возможности получить полное представление об их разрезе в целом и сопоставить между собой разрезы отдельных мульд.

Чулымо-Енисейская впадина занимает северную окраину Саяно-Алтайской складчатой области. Она в значительной мере унаследовала в плане северную часть герцинского Минусинского межгорного прогиба. Ее основанием служат в основном девонские и карбоновые отложения. В современном рельефе она почти со всех сторон окружена горными сооружениями и только через погруженные юго-западный и восточный участки хр. Арга открывается в Западно-Сибирскую низменность. На западе впадина обрамлена восточным склоном Кузнецкого Алатау, на юге и юго-востоке — Батеневским кряжем, а на востоке — отрогами Восточного Саяна.

Чулымо-Енисейская наложенная впадина в силу своего положения между горными сооружениями, т. е. в области их сочленения, имеет весьма сложное строение. Отроги Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна расчленяют впадину на ряд более мелких структур — мульд, из которых Балахтинская в настоящее время полностью отделена Солгонским кряжем от остального поля развития юрских отложений. Кроме того, выделяются наиболее крупные Березовская, Алтат-Назаровская и Гляденская мульды.

У юго-восточного подножия хр. Арга и его погруженного юго-западного продолжения располагается глубокая линейно вытянутая Березовская мульда (фиг. 32), в которой среднеюрские отложения перекрыты породами

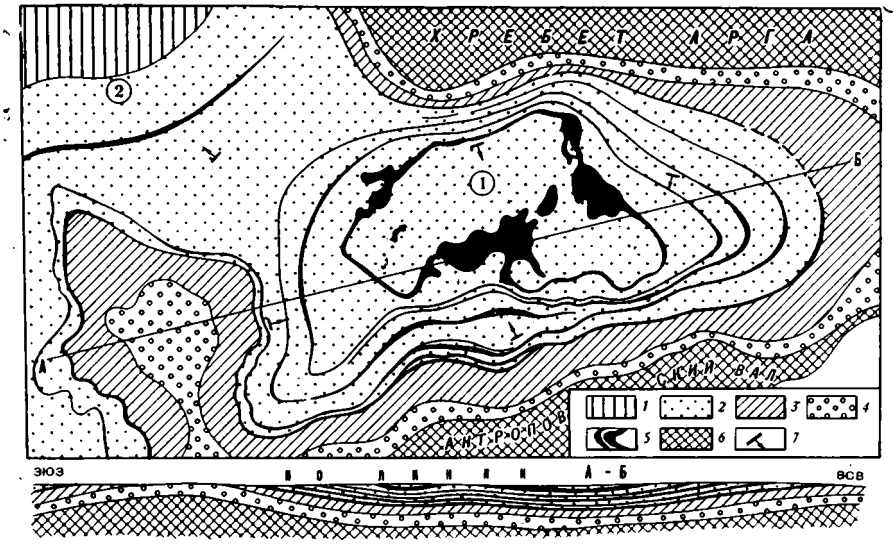


Фиг. 32. Схематическая структурно-геологическая карта и геологические профили северо-западной окраины Чулымо-Енисейской и юга Тегульдетской впадин (по В. В. Пономареву и Г. Г. Позднякову, 1964, с дополнениями П. П. Тимофеева)

1 — илекская свита нижнего мела; *2—5* — юрские отложения: *2* — верхняя, углесодержащая часть итатской свиты; *3* — нижняя, безугольная часть итатской свиты, *4* — макаровская свита, *5* — выходы пластов угля под четвертичные отложения; *6* — палеозойские отложения; *7* — оси валообразных поднятий; *8* — направления падения пород, I—I, II—II, III—III — линии профилей

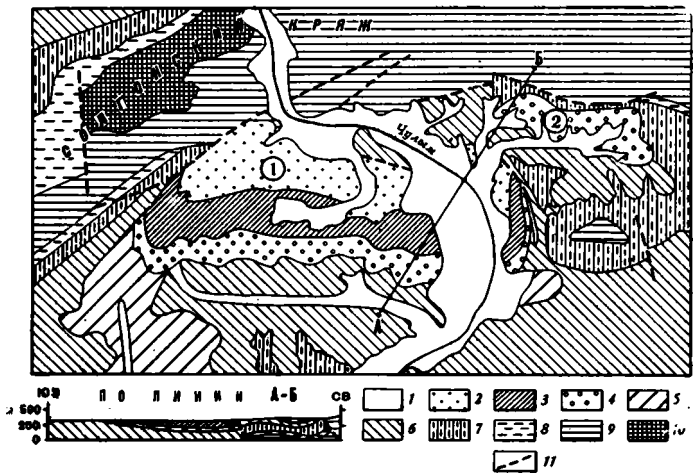
илекской (Cr_1) свиты. С юго-востока она ограничивается структурами Кузнецкого Алатау и Антроповского вала. В структурном отношении Березовская мульда представляет собой асимметричную синклинальную складку с крутым (до 60—70°) северо-западным и пологим (до 10°) юго-восточным крыльями (см. фиг. 32, разрез по линии III—III). Юрские отложения также постепенно выполаживаются вдоль продольной оси мульды. Пологоволнистое залегание юрских отложений на ее юго-восточном борту создает участки со слабо выраженными поперечными синклинальными структурами. Одну из них, обращенную в сторону Гляденской мульды, некоторые исследователи обозначают Кибитеньской мульдой; автор рассматривает ее как составную часть Березовской мульды.

С востока к Березовской мульде примыкает Алтат-Назаровская мульда (фиг. 33), зажатая между хр. Арга на севере и Антроповским валом на юге; на востоке она замыкается на левобережье р. Чулым. Мульда имеет сложное и асимметричное строение; ее восточная часть более приподнята, чем западная, а северное крыло в целом значительно круче (до 40°), нежели южное (2—4°). Кроме того, юрские породы вдоль северного крыла мульды,



Фиг. 33. Схематическая геологическая карта и геологический профиль центральной части Алтат-Назаровской мульды (по К. Н. Григорьеву и Н. Ф. Рябоконю, 1964)

1—5 — юрские отложения: *1* — тяжинская свита, *2* — верхняя, углесодержащая часть итатской свиты, *3* — нижняя, безугольная часть итатской свиты, *4* — макаровская свита, *5* — выходы пластов угля под четвертичные отложения; *6* — палеозойские отложения; *7* — направления падения пород. А—Б — линия профиля



Фиг. 34. Схематическая геологическая карта и геологический профиль Балахтинской мульды (по Н. Ф. Рябоконю, 1964; расчленение юры по П. П. Тимофееву)

1 — четвертичные отложения; *2—4* — юрские отложения: *2* — соболевская свита, *3* — итатская свита, *4* — макаровская свита; *5* — карбон нерасчлененный; *6* — нижний карбон; *7* — верхний девон; *8* — средний девон; *9* — девон нерасчлененный; *10* — кембрий; *11* — линии тектонических нарушений. А—Б — линия профиля

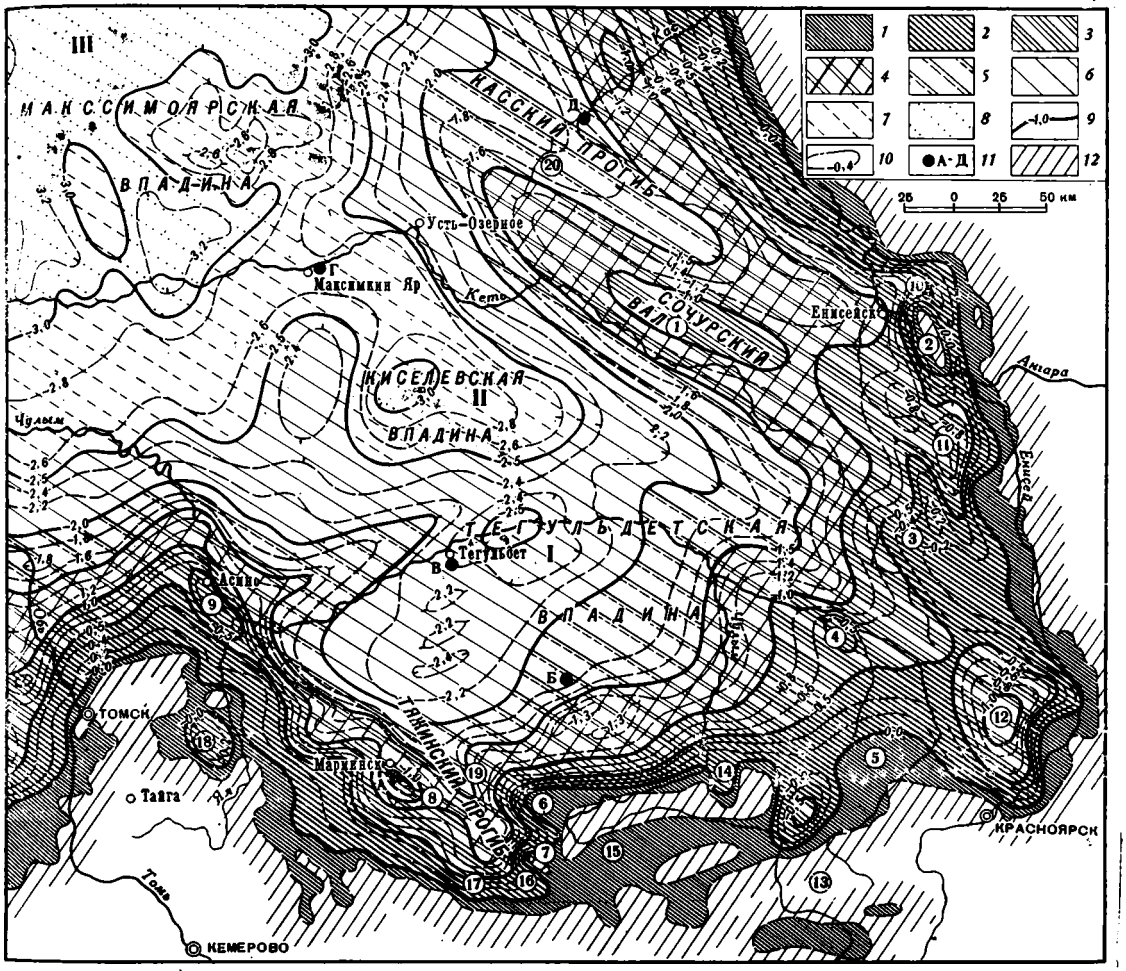
Цифры в кружках: *1* — собственно Балахтинская мульда; *2* — Пашенская мульда

примыкающие к хр. Арга, сильнее дислоцированы и, несомненно, имеют с ним тектонический контакт. Западная и восточная части мульды осложнены валообразными поднятиями, отходящими от Антроповского вала. Западным валом разрывается единое поле распространения мощного угольного пласта Назаровского на две части с образованием двух месторождений угля — Алтатского и Назаровского. Восточный вал, совпадающий с нижним течением р. Сереж, более приподнят, нежели западный, и поэтому на дневную поверхность в его ядре выходят породы макаровской свиты. В этой части мульды, иногда называемой Сережской, самыми молодыми являются отложения нижней (безугольной) части итатской свиты. На остальной площади Алтат-Назаровской мульды юрские отложения имеют полого-волнистое, участками горизонтальное залегание.

Южнее Алтат-Назаровской мульды, между Антроповским валом и Солгонским кряжем, располагается Гляденская мульда, в которой верхние углепромышленные горизонты итатской свиты уничтожены современной эрозией. Юрские отложения залегают в основном горизонтально, и только на бортах мульды падение пород достигает 2—5°, хотя у Антроповского вала оно увеличивается до 10—15°.

Совершенно изолированно за Солгонским кряжем сохранилась в современном рельефе Балахтинская мульда (фиг. 34), юрские отложения которой некогда представляли единое целое с остальным полем развития юры. С севера мульда ограничивается Курбатово-Сырским белогорьем, с северо-запада и запада — Солгонским кряжем, а на юге — Батеневским кряжем. Основанием мульды служат средне- и верхнепалеозойские образования. В структурном отношении Балахтинская мульда представляет собой резко асимметричную брахисинклинальную складку, ось которой смещена к ее северному борту. Последний характеризуется крутым (до 80—85°) падением и повышенной дислокацией юрских пород, которые на северо-западе и севере обрезаны тектоническими нарушениями, в результате чего породы девона и карбона оказались надвинутыми на юрские отложения Балахтинской мульды. Кроме того, фиксируются еще более мелкие нарушения типа сброса-взброса, которыми в ряде случаев объясняются столь своеобразные контуры мульды. Нарушения эти, встреченные горными выработками, имеют небольшую амплитуду. Северо-восточная окраина мульды приподнята и осложнена валообразным поднятием северо-западного простирания, за которым сохранились нижние горизонты макаровской свиты. Эту площадь распространения юрских отложений иногда рассматривают в качестве самостоятельной Пашенской мульды.

Тегульдетская впадина представляет собой юго-восточную часть крупной, сложно построенной Кеть-Чулымской синеклизы, открывающейся во внутренние районы Западно-Сибирской эпипалеозойской платформы (фиг. 35). В этом направлении Тегульдетская впадина, являющаяся внешней периферической частью Ангаро-Чулымского мезозойского прогиба, через небольшое Средне-Чулымское валообразное поднятие переходит в более глубокую Киселевскую впадину, а последняя широким плоским Улу-Юльским поднятием отделяется от расположенной северо-западнее Максимоярской впадины. В целом Кеть-Чулымская синеклиза полого погружается в северо-западном направлении. Со всех остальных сторон она ограничена горными сооружениями. Так, с запада и юго-запада она обрамляется Томским выступом, в строении которого «принимают участие складчатые сооружения Томь-Колыванской геосинклинальной зоны, северное продолжение Кузнецкого передового прогиба, а также северо-западные отроги Кузнецкого Алатау» (Булынникова, Сурков, 1962, стр. 60). Южным бортом Кеть-Чулымской синеклизы служат погребенные продолжения на север структур Кузнецкого Алатау, хр. Арга и Восточного Саяна. На востоке ее граница проходит вдоль Канско-Ангарского горста и Северо-Енисейского мегантиклинория.



Фиг. 35 Схематическая структурная карта юго-восточной окраины Западно-Сибирской низменности по подошве платформенных мезозойско-кайнозойских отложений (по Н. Н. Ростовцеву, 1961)

1—8 — глубина залегания мезозойско-кайнозойских отложений; *1* — выше нуля, *2* — от 0 до —0,5 *км*, *3* — от —0,5 до —1,0 *км*, *4* — от —1,0 до —1,5 *км*, *5* — от —1,5 до —2,0 *км*, *6* — от —2,0 до —2,5 *км*, *7* — от —2,5 до —3,0 *км*, *8* — от —3,0 до —3,5 *км*, *9* — изогипсы основные; *10* — изогипсы промежуточные; *11* — опорные скважины: А — Мариинская, Б — Белогорская, В — Чулымская, Г — Максимоярская, Д — Касская; *12* — палеозойские породы. Впадины: I — Тегульдетская; II — Киселевская; III — Максимоярская.

Цифры в кружках: Поднятия: 1 — Сочурский вал; 2 — Рудиковское поднятие; 3 — Пировское валообразное поднятие; 4 — Давидовское поднятие; 5 — Кемчугское поднятие; 6 — Самсоновско-Кузьминский вал; 7 — Шульмаевский вал; 8 — Мариинское поднятие; 9 — Асинское поднятие. Мульды: 10 — Зарянская; 11 — Кетьская; 12 — Миндерлыкская; 13 — Козульская; 14 — Ачинская; 15 — Итатская; 16 — Барандатская; 17 — Тисульская; 18 — Улановская. Прогибы: 19 — Тяжинский; 20 — Касский

Тегульдетская впадина, согласно данным бурения и геофизических исследований, имеет резко асимметричное строение; ее западный и юго-западный борта относительно крутые, что, очевидно, обусловлено предполагаемым здесь тектоническим разломом (Боголепов, 1961), а южный и особенно восточный—очень пологие. В этих двух последних направлениях подошва фундамента, осложняясь отдельными эрозионными и эрозионно-тектоническими валами и мульдами, а также тектоническими нарушениями,

полого поднимается и постепенно переходит в окружающие впадину горные сооружения.

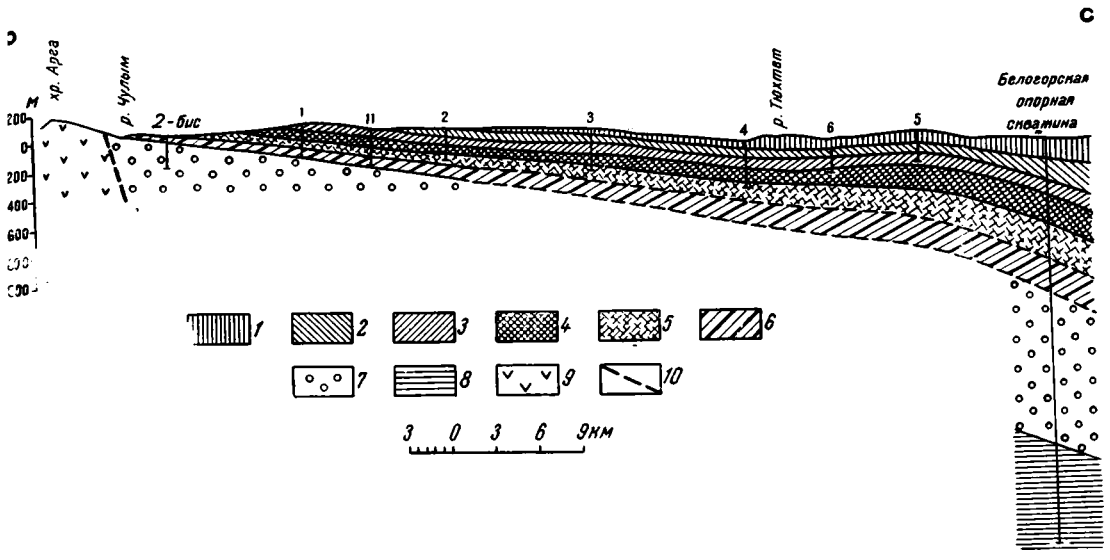
Юрские и залегающие выше более молодые отложения резко и несогласно перекрывают породы фундамента Западно-Сибирской платформы и в большинстве своем имеют пологоволнистое залегание и в какой-то мере повторяют ее структурные элементы. По юго-западному, южному, юго-восточному, восточному и северо-восточному бортам Тегульдетской впадины, ближе к ее периферии, располагается ряд структурных элементов второго порядка, к которым относятся валообразные и изометричные поднятия, мульды и прогибы. Восточный борт по сравнению с южным не только более пологий, но имеет и сравнительно простое строение.

На юго-западном борту впадины среди северо-восточных отрогов Кузнецкого Алатау находится небольшая Ампалыкская мульда, которая в структурном отношении, как и вообще геологически, изучена очень слабо. Разведочными работами здесь были вскрыты меловые (до 160 *м*) и юрские (80 *м*) отложения. Среди последних, отвечающих скорее всего верхней части итатской свиты, встречены два относительно мощных (примерно по 12 *м*) угольных пласта. Отложения юры слабо дислоцированы и несогласно покрывают древние эффузивно-осадочные породы.

Северо-восточнее вниз по склону возвышается Мариинское поднятие, образованное порфиритами и базальтами среднего девона, которые покрываются самыми верхними горизонтами отложений макаровской свиты (до 60 *м*, а по некоторым данным и менее). Оно ориентировано в юго-восточном направлении, по которому его размеры составляют около 20 *км*, а вкрест простирания всего лишь 10—12 *км*. Восточнее, примерно в зоне погруженного сочленения северо-восточных отрогов Кузнецкого Алатау и западного окончания хр. Арга, расположен узкий, линейно вытянутый с северо-запада на юго-восток Тяжинский прогиб, представляющий собой залив Тегульдетской впадины. С юга он ограничен Кайчатским поднятием, образованным подземным продолжением хр. Арга. Здесь в верховьях этого прогиба имеется три мульды—Тисульская, Барандатская и Итатская (см. фиг. 32), которые, особенно последняя, более или менее хорошо изучены в связи с разведочными работами на уголь. Между собой они разделяются поперечными валообразными возвышенностями (ундуляция шарнира) Кайчатского поднятия, которые в целом усложняют строения этих мульд и условия залегания мощного Итатского угольного пласта — будущего объекта промышленной разработки.

В Итатской мульде юрские отложения характеризуются пологоволнистым залеганием; углы падения пород колеблются от 2—5 до 30°. Исключение составляет ее северо-восточная окраина, ограниченная Самсоново-Кузьминским валом, близ которого юрские отложения залегают под углом 45—55°. В Барандатской мульде, отделенной от Итатской Шульмаевским валом, юра имеет горизонтальное залегание, которое на ее крыльях становится слабо пологим и не превышает 2—5°. То же самое наблюдается на большей части Тисульской мульды; лишь в местах, прилегающих к Кузнецкому Алатау, падение увеличивается до 15—20°, возможно и несколько более.

Вдоль северного склона хр. Арга наблюдается более или менее пологое погружение юрских отложений по направлению к Белогорской (фиг. 36) и Чулымской опорным скважинам. Незначительные по размерам и амплитуде Даниловская мульда и Аскарово-Тюхтетское поднятие лишь незначительно осложняют их залегание. Далее на восток, на северо-северо-западных погружениях хребтов Арга и Восточного Саяна, располагается ряд слабо изученных синклинальных структур, из которых наиболее крупными являются Ачинская и Козульская мульды. Первая глубоко вдается в палеозойские образования хр. Арга и имеет северо-восточное простирание. Она, с запада и востока обрезана тектоническими нарушениями. Юрские отложе-



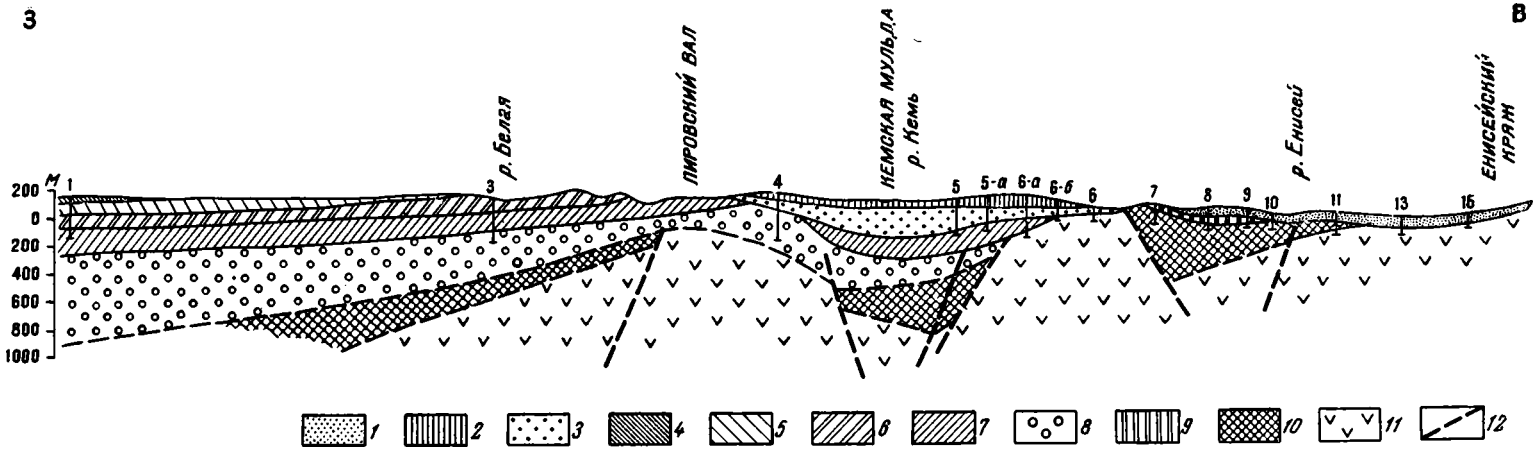
Фиг. 36. Геологический профиль южного борта Тегульдетской впадины (по К. В. Боголепову, 1961)

1 — большекетская свита (сенон); *2* — симоновская свита (сеноман-турон); *3* — кийская свита, (апт-альб; *4—6*— илекская свита (неоком): *4* — сертинский горизонт, *5* — шестаковский горизонт *6* — алташский горизонт; *7* — юрские отложения; *8* — девонские отложения; *9* — протерозойско-кембрийские отложения, нерасчлененные; *10* — линия предполагаемого разлома

ния в ней сильно дислоцированы; углы падения пород у бортов достигают 60—75°, в северном направлении они полого погружаются под меловые отложения. Восточнее хр. Арга находится более крупная Козульская мульда, которая в южном направлении простирается до северо-восточной окраины Солгонского кряжа, а на юго-западе граничит с Алтат-Назаровской мульдой. На север она открывается в сторону Западно-Сибирской низменности. Юрские отложения несогласно перекрывают различные горизонты девона, возможно, и карбона, а сами характеризуются довольно пологим залеганием.

В зоне сочленения Восточного Саяна и Ангаро-Канского горста на байкалидах располагается Миндерлыкская мульда. Ее размеры по длинной оси, простирающейся в северо-западном направлении, составляют примерно 60 *км*, а ширина не превышает 40 *км*. В ее пределах разведаны Березовское, Кубековское и Бадалыко-Коркинское угольные месторождения. Мульда отличается более крутыми южным и восточным бортами. На западе она ограничивается пологим Кемчугским поднятием, которое представляет собой погруженное продолжение Солгонского кряжа. Севернее в структуре фундамента выявляется относительно крупное Пировское валообразное поднятие, фундамент которого осложнен системой тектонических разломов, что сказалось также и на структуре мезозойско-кайнозойского чехла. Так, в частности, Кемская мульда (фиг. 37) унаследовала грабенообразное опускание палеозойского фундамента; на западе она ограничена Пировским валом, а на востоке — Казачинским выступом Канско-Ангарского горста.

Севернее, уже за пределами Тегульдетской впадины, непосредственно у подножия Северо-Енисейского мегантиклинория находится Зырянская мульда. Расположенная на породах протерозоя, она вытянута в меридиональном направлении; ее длина составляет свыше 50 *км*, а ширина —



Фиг. 37. Геологический профиль восточного борта Тегульдетской впадины (по К. В. Боголепову, 1961)

1 — четвертичные отложения; *2* — четвертичные и неогеновые отложения; *3* — бельская свита (средний и верхний олигоцен); *4* — большекетская свита (сенон); *5* — симоновская свита (сеноман-турон); *6* — кийская свита (апт-альб); *7* — илекская свита (неоком); *8* — юрские отложения, нерасчлененные; *9* — пермо-карбоновые отложения; *10* — девонские отложения; *11* — докембрийские отложения; *12* — линии предполагаемых разломов

около 20 *км*. С запада и юго-запада мульда отграничивается Рудиковским поднятием, а в северо-западном направлении открывается в Касский прогиб (по Н. Н. Ростовцеву, 1958), или в Касскую впадину (по А. А. Булынниковой и В. С. Суркову, 1962).

Заключение

Таким образом, краткое ознакомление с тектоническим строением Южной Сибири показывает, что юрские угленосные отложения в пределах Ангаро-Чулымского прогиба в целом характеризуются довольно спокойным, часто горизонтальным залеганием; в более редких случаях они смяты в пологие складки с углами наклона от долей градуса до 5—10°, редко больше. Лишь в прибортовых частях прогиба, в местах их сочленения с горными сооружениями, а также с внутренними крупными поднятиями, углы падения пород увеличиваются до 70—80°; имеются случаи опрокинутого залегания юрских пород (Саяно-Партизанская мульда). Иногда эти складки осложнены тектоническими нарушениями типа сбросов, взбросов и надвигов (юго-восток Иркутской впадины, северная и южная окраины Рыбинской впадины, Алтат-Назаровская и Балахтинская мульды Чулымо-Енисейской впадины и др.).

Следует также отметить, что в данной главе кратко рассматривался общий структурный план Южной Сибири и современные структуры мезозойско-кайнозойского чехла. Здесь совершенно не затрагивались вопросы соотношения структур фундамента и чехла не только в их современном виде, но и в предъюрское и раннеюрское время, т. е. тогда, когда первые могли оказывать то или иное влияние на накопление осадков угленосной формации в пределах Ангаро-Чулымского мезозойского прогиба. Здесь также не анализировалась и история последующего развития прогиба. Все эти вопросы, которые могут быть решены только на основе детального литолого-фациального изучения и формационного анализа отложений, проанализированы после изложения результатов подробного исследования во второй книге монографии автора (см. Труды ГИН АН СССР, вып. 198).

Глава IV

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ. ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПОРОД, ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ГРУППЫ, МАКРОФАЦИИ, ФАЦИИ И ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОТЛОЖЕНИЙ, ПРИНЦИПЫ ИХ ВЫДЕЛЕНИЯ И ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРИЗНАКОВ

ПРИНЦИПЫ ВЫДЕЛЕНИЯ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ТИПОВ ПОРОД, ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ОТЛОЖЕНИЙ, ФАЦИЙ И МАКРОФАЦИЙ

Основной составной частью метода литолого-фациального изучения осадков, в частности угленосных, является их фациальный анализ. Последнему предшествует детальное литологическое описание пород, которое заключается во всестороннем рассмотрении как первичных (генетических), так и вторичных (приобретенных в процессе преобразования осадка в современную породу) признаков. По этому комплексу признаков выделяются литологические типы пород, в основу наименования которых положена структура и прежде всего гранулометрия. Таким образом, литологический тип пород — это тот или иной (в зависимости от детальности их выделения) гранулометрический тип пород, обладающий комплексом как первичных, так и вторичных признаков.

Литологические типы пород являются весьма существенными критериями при решении вопросов о генезисе осадков. Однако эти типы не могут служить единственной основой для восстановления среды осадконакопления, поскольку они включают все признаки — и осадка, и породы. Для этого необходимо разобраться во многообразии различных признаков и выделить среди них генетические, т. е. первичные, присущие осадку, и сконцентрировать внимание на тех из них, которые наиболее полно и всесторонне позволяют судить об условиях формирования (образования, накопления и захоронения) осадков. Следовательно, генетические признаки связаны с первичным происхождением осадка, из которого в дальнейшем, в результате диагенетических и последующих преобразований, сформировалась горная порода. Одна часть этих признаков относится непосредственно к самим осадкам, а другая — к соотношениям между их различными типами. Различные сочетания генетических признаков, определяющие облик и специфику осадка, положены в основу выделения элементарной генетической единицы разреза — литогенетического типа отложений. Под литогенетическим (генетическим) типом отложений (осадка) автор понимает один или несколько литологических типов

пород, обладающих совокупностью определенных генетических признаков, которые отражают общность условий накопления осадков.

От литогенетических типов отложений, характеризующихся комплексом основных генетических признаков, путем различного рода приемов и методов переходим к более или менее достоверным (насколько это вообще возможно) палеогеографическим построениям, прежде всего к реконструкции среды осадконакопления. Таким элементарным палеогеографическим понятием, отвечающим одному или нескольким родственным литогенетическим типам отложений, является фация. Под ф а ц и е й подразумевается не только комплекс физико-географических условий среды осадконакопления, в результате существования которых сформировались осадки, но и сами осадки, обладающие определенным сочетанием первичных признаков (условия + осадок).

В определении фаций большую помощь оказывал метод актуализма, основанный на повторяемости (хотя и не абсолютной) условий осадконакопления в истории развития Земли, благодаря которым осадки геологического прошлого и настоящего имеют некоторые общие и в то же время характерные признаки. Так, вне всякого сомнения, динамика водной среды в речных долинах, озерах и морях не отличалась от современной, что дает возможность по характеру типов слоистости в сочетании с другими генетическими признаками строить достаточно обоснованные представления о генезисе тех или иных древних пород. Однако метод актуализма применялся с учетом идей «неповторимости осадков и фаций в абсолютном смысле этого слова» (Жемчужников, 1948а, стр. 63), а также с учетом поступательного хода развития Земли, когда «... переходит земля в состоянье одно из другого: то, что давала, не даст, а дает, чего не было раньше» (Лукреций, 1945, стр. 331, стих 835).

При определении фациальной природы отложений применялся также «метод исключения», согласно которому были изъяты из общего комплекса фации, не являющиеся типичными для угленосных формаций. Так, в результате сосуществования в юрское время в Ангаро-Чулымском прогибе нескольких взаимно не исключающих друг друга ландшафтов произошло накопление отложений аллювиального, делювиально-пролювиального, озерного и озерно-болотного, болотного (торфяные болота), сапропелевого (сапропелевые озера) и бассейнового генезиса. Детальное изучение литогенетических типов отложений и их фаций уже на первом этапе позволило исключить из рассмотрения ряд комплексов фаций — ледниковые (из-за наличия в юрских угольных пластах и во вмещающих их отложениях большого количества растительных остатков, характеризующих гумидный тип литогенеза), водоемов с повышенной соленостью (из-за отсутствия отложений различного рода солей), эоловые (если они и могут быть обнаружены, то их следует считать редким исключением) и некоторые другие.

Уточнению диагностики фаций и отнесению осадков к той или иной фации способствовала выявленная общая парагенетическая (парагенез в смысле накопления осадков в смежных фациях, т. е. сообразование) связь различных литогенетических типов отложений как в разрезе, так и на площади, а также установленное циклическое строение угленосных отложений, представленных чередованием различных типов циклов. Изучая циклы, состоящие из определенного набора литогенетических типов отложений, которым отвечают соответствующие фации, всегда со значительной долей вероятности можно высказывать предположения о генезисе третьего типа отложений, зная происхождение двух смежных[1].

---

[1] В случае нормального разреза, т. е. разреза, характеризующегося непрерывным осадконакоплением.

После выявления условий накопления осадков (фаций) следует переходить к анализу их площадного распространения и в первую очередь к особенностям их сопряжения со смежными фациями. Так, например, в озерных водоемах аллювиально-дельтовых и прибрежно-бассейновых равнин накапливались осадки пяти литогенетических типов (см. гл. VII), сходные комплексы которых отвечают двум фациям, т. е. двум комплексам физико-географических условий среды осадконакопления, которые существовали в различных частях озера. В свою очередь, комплекс этих фаций характеризует условия осадконакопления не отдельных мелких, а уже более обширных участков ландшафта с определенным тектоническим режимом, в данном случае озерных водоемов или их крупных частей. Этот комплекс сопряженных фаций, отвечающих крупным участкам ландшафтов, называется макрофацией (макрофации русловых отложений, отложений озерных водоемов, отложений подвижных торфяных болот, прибрежного мелководья морского бассейна и т. п.).

Сочетание родственных макрофаций, занимающих определенное положение в общей палеогеографической схеме формирования осадков и отвечающих соответствующим моментам развития той или иной территории (в нашем случае Ангаро-Чулымского прогиба), характеризует особенности гидродинамического и иного режима ландшафтов или ландшафтных зон. Так, например, в речных долинах образуются осадки макрофации русла и макрофации поймы, возникновение которых обусловлено существованием ландшафта речной долины. Осадки пяти макрофаций торфяных болот, в которых с различной интенсивностью происходило разложение исходного растительного материала, являются следствием развития болотного ландшафта. Из этого видно, что осадки, которые накапливались в тех или иных ландшафтных зонах, составляют генетические группы отложений (аллювиальных, болотных и др.). Группы эти, следовательно, представляют собой наиболее крупные таксономические генетические единицы, сочетание которых определяет облик формаций [1].

Таким образом, всесторонний анализ комплекса признаков, относящихся как к самим породам, так и к соотношениям их различных типов, и выделение среди них тех, которые характеризуют осадки, т.е. первичных, генетических признаков дает возможность подойти к решению весьма важных вопросов, связанных с происхождением осадков. В свою очередь, только посредством литолого-фациального изучения и последующего формационного анализа, опирающегося на широкие генетические построения, можно выявить закономерности накопления угленосных отложений и проследить историю геологического развития Ангаро-Чулымского прогиба в юрское время. Это имеет огромное значение для исследования их вещественного состава: распределение терригенно-минеральных ассоциаций и последующее преобразование пород во многом определялись теми фациями и палеогеографическими обстановками, в которых формировались различные генетические типы отложений. Поэтому детальный литолого-фациальный анализ является тем единственно верным и надежным научным методом, которым обязательно должно начинаться всякое изучение осадочных образований.

ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ [ПРИЗНАКОВ]

К числу признаков, характеризующих непосредственно сами породы, прежде всего относятся макро- и микроструктура (гранулометрический состав, характер сортировки и окатанности зерен и т. п.), минеральный состав, цвет, текстура (тип слоистости, размеры) серий и слоев, углы наклона слоев и серий, чем обусловлена слоистость и т. п.), органические остатки

[1] Эти методические построения можно видеть в нижней части схемы литолого-фациального и формационного изучения угленосных отложений (см. II книгу монографии, Труды ГИН, АН СССР, вып. 198).

(флора и фауна, их типы, степень сохранности, распределение в породе и т. п.), включения обломков пород,. минеральные выделения (конкреции, сферолиты, оолиты, включения новообразованных минералов, их форма, распределение в породе и по разрезу), степень карбонатности (известковистость) осадков, мощность слоев. Такие признаки, как изменение слоев по разрезу и на площади, характер контактов и переходов между слоями, место пород в разрезе (в частности, в седиментационном цикле и т. п.) и на площади, относятся уже к соотношению различных типов пород.

Значение и роль каждого из этих признаков, а также их характеристика с разной степенью детальности освещены в работах М. С. Швецова (1958), Д. В. Наливкина (1955—1956), Л. В. Пустовалова (1940), Л. Б. Рухина (1953), Ю. А. Жемчужникова (1926 г, 1940, 1948а,б,г, 1951), У. Х. Твенхофела (1936), Р. Р. Шрока (1950) и др. Кроме того, подробная и наиболее полная интерпретация генетических признаков на примере изучения угленосной толщи Донбасса дана Ю. А. Жемчужниковым, Л. Н. Ботвинкиной, П. П. Тимофеевым, А. П. Феофиловой, В. С. Яблоковым и другими в «Атласе литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна» (1956), в сборнике «Аллювиальные отложения в угленосной толще среднего карбона Донбасса» (1954) и в монографии «Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна» (1959—1960). Довольно подробно они также освещены в «Методах изучения осадочных пород» (1957). В той или иной мере эти вопросы нашли отражение в работах сотрудников бывшей Лаборатории геологии угля АН СССР — И. И. Горского и Н. И. Леоненок (1958), Е. А. Слатвинской (1954, 1961, 1962), М. И. Ритенберг (1958; Ритенберг, Фаддеева, 1961), Т. А. Ишиной (1954, 1955, 1961), Е. П. Бутовой (1963), И. И. Шарудо (1957, 1960), Н. В. Иванова (1963), Н. В. Ренгартен (1954), В. В. Воронцова (1965; Воронцов, Сальников, 1961), А. М. Мудрова (1960), Л. Ф. Белянкина (1961; Белянкин и др., 1963), А. А. Семерикова (1960) и др. Слоистым текстурам посвящены многочисленные сатьи Л. Н. Ботвинкиной (1950, 1953, 1959а,б, 1960) и особенно ее монографии «Слоистость осадочных пород» (1962) и «Методическое руководство по изучению слоистости» (1965), в которых приводится не только морфологическая классификация слоистых и неслоистых текстур с подробным их описанием, но и дается генетическая интерпретация. В последнее время относительно краткая характеристика основных генетических признаков была изложена в монографии автора по юрской угленосной формации Тувинского прогиба (Тимофеев, 1964), которая здесь приводится в несколько уточненном и дополненном виде.

Структура, минеральный состав и сортировка пород

Под структурой осадка понимаются те элементы его строения, которые определяются величиной и формой составных частиц, а также количественным соотношением частиц различной размерности. При макро- и микроскопическом изучении пород обращается внимание на величину зерен и изменение их крупности, форму и сохранность обломочных зерен, сортировку и окатанность зерен, особенности минерального состава, характер и генезис породообразующих компонентов — кварца, полевых шпатов, обломков пород, их количественные соотношения, состав и количество акцессорных минералов тяжелой фракции, тип цемента и его вещественный состав, соотношение зерен и цемента, характер галек и щебенки — их размеры, форму, состав и текстурные особенности.

Различная структура осадков уже в первом приближении дает некоторые существенные представления об особенностях той среды, в которой происходило их накопление. В частности, она указывает на динамику среды, ее интенсивность и характер, продолжительность и способы транспортиров-

ки материала и т. п. Поэтому подобная зависимость приводит к тому, что с определенными условиями среды всегда связаны определенные структурные типы осадков. Например, в юрское время на юге Сибири грубый гравийный и песчаный материал накапливался как в разных типах русла, так и в озерных водоемах и прибрежном мелководье эпиконтинентального морского бассейна. Однако он различается не только по ряду текстурных и других признаков, но и по неодинаковому характеру сортировки и окатанности зерен, по соотношению количества зерен и цемента, хотя эти различия и не всегда бывают отчетливыми.

Более резкие структурные различия наблюдаются у песчано-алевритовых осадков озерного и прибрежно-бассейнового происхождения. Так, озерные алевролиты и мелкозернистые песчаники в целом характеризуются значительной неоднородностью состава за счет примеси глинистого материала, минеральных и органических включений, плохой сортировкой, неравномерным расположением зерен и цемента, тогда как прибрежно-бассейновые имеют бо́льшую мощность, лучшую сортировку материала, незначительную примесь зерен другой размерности, повышенную однородность и равномерность в распределении зерен и цемента. Иногда же наблюдаются различия между одноименными структурными типами осадков. Например, в озерах с застойным режимом, имеющих небольшие размеры и расположенных на пойме или вблизи возвышенностей рельефа, осадки всегда плохо отсортированы, а в более крупных открытых озерных водоемах они, хотя и имеют незначительную мощность, но по структуре во многом приближаются к осадкам прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна.

Различная размерность обломочного материала отражает различия в скорости движения водной среды водоема или потока. Степень окатанности и неодинаковая сортировка зерен являются производными времени пребывания обломочного материала в процессе переноса, а также характера этого переноса. От этих же причин в значительной мере зависит содержание цемента в породе. При палеогеографических построениях необходимо также учитывать, за счет размыва каких пород идет накопление осадка — осадочных, изверженных или метаморфических. Недооценка этого может привести к неверному выводу о длительности транспортировки и характере сортированности материала. Так, например, при размыве осадочных пород всегда возникают осадки со значительно лучшей сортировкой, даже при коротких путях миграции (кварцевые песчаники в районе г. Тулуна).

Изучение размера, вещественного состава, формы и окатанности галек и их распределения в породе позволяет высказывать некоторые суждения о характере водной среды, ее направленности и интенсивности, о продолжительности переноса и расположении области сноса, глубине размыва и т. п. Наличие в разрезе юрской угленосной формации на северо-востоке и особенно на юго-востоке Ангаро-Чулымского прогиба большого количества конгломератов, а также увеличение степени их окатанности и уменьшение размеров галек в сторону северо-западной части прогиба указывают на то, что основной областью сноса была Байкальская горная страна, о чем свидетельствует также и состав галек. В этом отношении очень полезным оказывается изучение минерального состава песчаных и гравийных пород и выделение их терригенно-минеральных ассоциаций (см. гл. V). Анализ распределения ассоциаций на площади прогиба и соотношения их друг с другом, а также последовательности их смены по разрезу позволяет говорить не только об областях сноса и палеогеографии накопления осадков, но и помогает в расшифровке особенностей образования угленосной формации и истории геологического развития Ангаро-Чулымского прогиба в целом.

На непродолжительную транспортировку материала указывают включения своеобразных неокатанных обломков песчано-алевритовых пород с первичной ненарушенной текстурой. Если текстура обломков нарушена

(изгибание первичной слоистой текстуры и т. п.), то это неопровержимо свидетельствует о том, что осадок был размыт до того, как он превратился в твердую породу, и захоронен поблизости от места своего первичного залегания. Такие обломки чаще всего встречаются среди русловых отложений; своим происхождением они обязаны обрушению берегов в процессе миграции русла. Они же обнаруживаются и в песчаных осадках (бары, подводные валы) прибрежного мелководья бассейна, которые попадали сюда в результате подмыва еще недостаточно литифицированных пород берегов. Значительно реже обломки пород, но уже со следами окатанности, фиксируются в дельтовых осадках и приурочены к наиболее грубозернистым их разностям.

Цвет (окраска) пород

При использовании окраски пород для изучения генезиса последних необходимо учитывать причины ее появления. Она может быть, во-первых, обусловлена обломочными частицами материнских пород — унаследованная, или прегенетическая окраска (светло-серые кварцевые песчаники, белые известняки и т. п.), во-вторых, появиться одновременно с отложением осадка—сингенетическая (черный цвет углистой глины, серый или бурый цвет известняков и мергелей и т. п.) и, в третьих, образоваться после отложения осадка и быть связана с процессами окисления или восстановления, гидратации или дегидратации — диагенетическая и эпигенетическая окраска (бурые пятна или полосы, пересекающие слоистость породы, бурый и черный цвет углей и т. п.). Для угленосных отложений, являвшихся продуктом гумидного климата, окраска пород не является столь существенным признаком и мало помогает в установлении их генезиса. Породы чаще всего имеют серую окраску, которая изменяется от светло-серой, иногда белой, до темно-серой и почти черной. Ее интенсивность зависит в основном от присутствия того или иного количества обугленного растительного вещества. Последнее распределяется или послойно, подчеркивая слоистость, а иногда даже образуя так называемый «слоеный пирог», или более или менее равномерно насыщает породу. Кроме того, интенсивность серой окраски зависит от степени метаморфизма пород: чем она выше, тем более темный цвет приобретают породы при одном и том же количестве обугленного растительного вещества. Исключение составляют угли, которые обладают коричневато-бурой, бурой, буро-черной или черной окраской, а также почвенные образования, характеризующиеся буро-черным цветом.

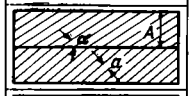
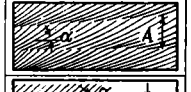
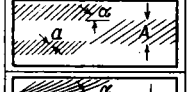
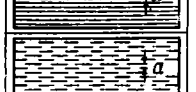
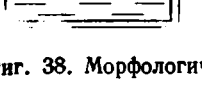
При сочленении угленосных формаций с другими, образование которых происходило в условиях аридного или близкого к нему климата, породы первых приобретают несколько иную, а иногда и резко отличную окраску. Так, континентальные отложения — речные, делювиально-пролювиальные и в значительной мере озерные — имеют красный, буровато-красный, бурый, желтовато-красный, буровато-желтый цвет, обусловленный широким развитием в них окислов железа. Бассейновые, особенно прибрежно-бассейновые (прибрежно-морские), осадки господствующую сероцветную окраску сменяют на более разнообразную — зеленовато-серую, грязновато-зеленовато-серую, серо-зеленоватую, зеленоватую. Одновременно при аридизации климата резко сокращается поступление органического вещества в бассейн седиментации, и его содержание становится недостаточным для полной редукции железа (Страхов, 1963). Поэтому в прибрежных частях бассейна осадки, особенно глинистые и мелкоалевритовые, становятся красноцветными, а при наличии других окислов (марганца и др.) — в целом пестроцветными. Обычно это сопровождается повышенной карбонатностью всех гранулометрических типов пород. Подобного рода процессы развиты в осадках тяжинской, частично соболевской и мурминской свит юго-западной, северо-западной и центральной (западная окраина) частей Ангаро-Чулымского прогиба.

Текстура пород

Под текстурой осадка понимаются те элементы его строения, которые определяются пространственным расположением составных частиц. Различаются текстуры слоистые, нарушенные и неслоистые. Различные текстуры, прежде всего слоистые, являются одним из основных и ведущих признаков, позволяющих с большей долей вероятности говорить о генезисе осадков. К сожалению, до недавнего времени в геологической литературе еще не было однозначного толкования каждого типа слоистости, что, конечно, создавало известные трудности при проведении работ. Это было связано с тем, что вопросу изучения слоистых текстур уделялось очень мало внимания, не существовало единой морфологической классификации слоистых текстур, не было сводных работ, в которых проведено сопоставление всех типов слоистости современных и ископаемых осадков. Однако этот пробел восполнен за последние 10—15 лет, когда широкое развитие получили детальные литолого-фациальные исследования осадков и в первую очередь угленосных отложений. Они позволили внести значительные уточнения в понимание того или иного типа слоистости и выявить их специфические особенности в зависимости от своеобразия обстановок осадконакопления и общих палеогеографических условий формирования различных отложений. Большая заслуга в этом отношении принадлежит Л. Н. Ботвинкиной (1962, 1965), которая в результате обобщения огромного материала по ископаемым и современным отложениям показала роль и значение слоистых текстур при изучении особенностей накопления осадков и дала наиболее обоснованное толкование генезиса многих типов слоистости.

Первые более или менее систематизированные сведения о слоистости встречаются в работах Вальтера (Walther, 1893—1894), Грабау (Grabau, 1911, 1917) и Андре (Andre, 1915), однако первая, еще далеко не совершенная классификация некоторых типов косой слоистости с перечислением большого количества признаков (свыше 20) была составлена Ю. А. Жемчужниковым (1926). На основании анализа соответствующих литературных материалов и изучения песчано-глинистой угленосной толщи Подмосковного бассейна он установил пять типов косой слоистости — эоловый, тип потоков, речной, дельтовый и прибрежно-морской. В дальнейшем, по мере расширения детального литологического изучения, особенно угленосных отложений, геологи стали больше уделять внимания слоистости, причем не только косой, но косоволнистой и горизонтальной, а также сложным типам слоистости. Часть из этих материалов в 1940 г. была опубликована в сборнике «Косая слоистость и ее геологическая интерпретация». Во вводной статье Ю. А. Жемчужников (1940) детализирует и уточняет свою более раннюю классификацию 1926 года, а другие авторы описывают различные типы не только косой, но и волнистой (рябь мелководья и др.) слоистости пород различного возраста.

После выхода в свет этого сборника резко усилился интерес к слоистым текстурам. Было опубликовано много статей, в которых описаны различные типы косой, волнистой и горизонтальной слоистостей, а также их всевозможные сочетания с указанием генетической интерпретации. Так, на обширном материале Донбасса, собранном в результате детального литолого-фациального изучения угленосной толщи (Аллювиальные отложения..., 1954; Ботвинкина и др., 1956; Жемчужников и др., 1959—1960) доказано, что так называемого классического типа дельтовой слоистости, который был установлен экспериментальным путем в маленьком водоеме и изображается почти во всех руководствах, в природе не существует. По классической схеме, отложения дельты состоят из трех частей: горизонтально или слабо наклонных слоев (верхние слои), несогласно залегающих на серии косых слоев, в верхней части в основном прямолинейных, а ниже — вогнутых кверху (передовые слои), и переходящих незаметно в почти

Группы слоистости	Типы слоистости: Признаки типов			Название типов	Схематическая зарисовка типов слоистости	Размеры слоистости (средние значения: A — высота серии, a — толщина слойка, h — амплитуда α — угол наклона слойка	Для каких отложений наиболее характерны
Косая	Крупная	Однонаправленная	Прямолинейная	Косая крупная однонаправленная прямолинейная		$A = 0{,}5—2{,}5$ м, иногда 5,0 м $a = 2—5$ см $\alpha = 20—40°$	Для конгломерато-гравийно-песчаных русловых (частично пролювиальных) отложений
			Сходящаяся	Косая крупная однонаправленная сходящаяся		$A = 0{,}1—0{,}8$ м $a = 1—3$ см $\alpha = 20—35°$	
				Косая крупная однонаправленная взаимосрезающаяся сходящаяся		$h = 0{,}5—1{,}2$ м $a = 1—3$ см $\alpha = 15—30°$	Для гравийно-песчаных отложений прибрежно-мелководных частей бассейна (в том числе лагун и заливов) и озерных водоемов, также для верхней части песчаных русловых отложений.
		Разнонаправленная		Косая крупная однонаправленная, иногда разнонаправленная, выклинивающаяся сходящаяся		$A = 0{,}3—0{,}8$ м $a = 1—3$ см $\alpha = 15—25°$	Для песчаных, иногда алевритовых и гравийных отложений аккумулятивных форм (баров, пересыпей и т. п.) пребрежной части бассейна и открытого мелководья озерных водоемов
				Косая крупная разнонаправленная взаимосрезающаяся сходящаяся		$h = 0{,}5—1{,}5$ м $a = 2—3$ см $\alpha = 10—35°$	В основном для песчано-гравийных отложений речных выносов (подводная дельта)
				Косая мелкая однонаправленная сходящаяся		$A = 3—10$ см $a = 0{,}5—1$ см $\alpha = 20—30°$	Для мелко- и среднезернистых песчаных отложений прирусловой части поймы, также мелких протоков и притоков крупных рек
	Мелкая	Однонаправленная	Прямолинейная	Косая мелкая однонаправленная штриховая прямолинейная		$A = 1—3$ см $a = 0{,}1—0{,}5$ см $\alpha = 15—30°$	Для мелкозернистых песчаных и алевритовых отложений поймы, прибрежного мелководья бассейна (в том числе лагун и заливов) и озерных водоемов
			Сходящаяся	Косая мелкая однонаправленная штриховатая сходящаяся		$A = 1—3$ см $a = 0{,}2—0{,}5$ см $\alpha = 15—30°$	
				Косоволнистая мелкая однонаправленная сходящаяся		$A = 0{,}5—5$ см $a = 0{,}05—0{,}2$ см	
Волнистая	Мелкая	Перекрестная (мульдообразная)	Крупная	Крупная перекрестноволнистая		$h = 2—10$ см $a = 0{,}2—0{,}5$ см	Для мелкозернистых песчаных и крупнозернистых алевритовых отложений прибрежно-мелководных частей бассейна (в том числе лагун и заливов), иногда озерных водоемов
			Мелкая	Мелкая перекрестноволнистая		$h = 1—2$ см $a = 0{,}1—0{,}2$ см	
		Пологая	Сплошная	Пологоволнистая мелкая сплошная		$a = 0{,}05—0{,}5$ см редко до 1—2 см	Для алеврито-глинистых отложений верхней части поймы, также спокойных обособленных прибрежных частей бассейна (в том числе лагун и заливов) и озерных водоемов
				Пологоволнистое крупное сплошное переслаивание пород		$a =$ от 5 до 10 см	Для мелкозернистых песчаных, алевритовых и глинистых отложений прибрежно-мелководной зоны бассейна и озерных водоемов, иногда для аналогичных осадков поймы
				Пологоволнистое мелкое и тонкое сплошное переслаивание пород		Мелкое: $a = 0{,}5—3$ см, редко до 5 см тонкое: $a = 0{,}5$ см	
			Прерывистая	Линзовидная		$a = 0{,}1—0{,}5$ см, редко до 1 см	
				Пологоволнистая мелкая прерывистая (штриховатая)		$a = 0{,}05—0{,}5$ см редко до 1 см	Для алеврито-глинистых отложений верхней части поймы, прибрежных обособленных частей бассейна и озерных водоемов, также для заболачивающихся прибрежных пространств
Горизонтальная	Мелкая	Отчетливая	Сплошная	Горизонтальное переслаивание пород		$a_1 = 1—2$ см $a_2 = 0{,}5—1$ см	Для песчано-алевритовых отложений прибрежно-мелководных обособленных частей бассейна (в том числе лагун и заливов) и озерных водоемов; как исключение для песчано-алевритовых и глинистых отложений верхней части поймы
				Ритмическая (пачечная) мелкая сплошная		$a =$ до 0,5 см, редко до 1 см	
				Горизонтальная тонкая сплошная		$a = 0{,}05—0{,}1$ см	Для мелкозернистых алевритовых и глинистых отложений прибрежных (прилегающих к болоту) частей бассейна, озер, застойных водоемов, поймы а также удаленных от берега частей бассейна
	Неотчетливая неясная		Прерывистая	Горизонтальная тонкая прерывистая (штриховатая)		$a = 0{,}05—0{,}1$ см	
				Горизонтальная мелкая (неотчетливая)			Для песчано-алеврито-глинистых озерно-болотных отложений, а также для осадков прибрежно-мелководных и удаленных от берега частей бассейна

Фиг. 38. Морфологические типы слоистости.

горизонтальные слои (донные слои) основания дельтовой толщи. На самом деле отложения подводной дельты имеют крупную косую, в основном разнонаправленную взаимосрезающуюся сходящуюся слоистость, а в верхней и нижней частях — такую же слоистость, но более мелких размеров. К средней части основного разреза дельты приурочен и наиболее грубый материал. Кроме того, в окраинных частях дельты наблюдаются прослои с мелкой косой однонаправленной, мелкой косой штриховатой, перекрестноволнистой и косоволнистой слоистостями. На материале Донбасса, Тувы (Тимофеев, 1964) и особенно в работах Л. Н. Ботвинкиной (1950, 1953, 1959а,б, 1960, 1962, 1965) дальнейшую детализацию и генетическую интерпретацию получили некоторые типы крупной и мелкой косой, косоволнистой, волнистой и горизонтальной слоистости, а также типы сложного переслаивания.

В общих чертах вопросы слоистости пород разбираются в сводных работах Д. В. Наливкина (1955—1956), Л. В. Пустовалова (1940), М. С. Швецова (1958), Л. Б. Рухина (1953) и других, которые, обращаясь к первоисточникам, прежде всего ссылаются на труды Ю. А. Жемчужникова (1926, 1940). Недостаток всех этих сводок заключается в том, что они касаются главным образом типов косой слоистости и, как правило, исключают из рассмотрения другие типы, имеющие немаловажное значение в решении вопросов генезиса осадков. Из иностранных работ большой интерес представляют отдельные разделы по слоистости у У. Х. Твенхофела (1936), Р. Р. Шрока (1950) и др.

Большинство исследователей считают, что слоистость может характеризоваться множеством признаков, прежде всего формой, размерами, изменением гранулометрического состава и цвета, распределением растительных остатков и т. п. Однако не все эти признаки могут быть положены в основу типизации слоистости. Такими признаками следует считать форму и размеры слоистости.

Форма слоистости обусловливается характером движения водной среды (группы слоистости), а размеры — ее интенсивностью (типы слоистости). В зависимости от сочетания этих двух основных факторов все многообразие типов слоистости отложений вообще и юрских угленосных Ангаро-Чулымского прогиба в частности может быть сведено к трем группам — косой, волнистой и горизонтальной слоистости (фиг. 38).

Косая слоистость своим возникновением обязана в основном поступательным движениям водной среды (речной поток, течения в водоемах различных размеров), волнистая слоистость — сочетанию колебательных (вертикальных) и поступательных (в меньшей степени) движений водной среды (волнения, течения и их сочетания). Горизонтальная слоистость свидетельствует об относительной неподвижности водной среды, что характерно для некоторых участков речных долин, различных частей озер, обособленных прибрежных и удаленных от побережья частей бассейнов.

В пределах каждой группы в зависимости от сочетания поступательных и вертикальных движений водной среды выделяются типы, которые характеризуют только им присущие условия среды осадконакопления. Кроме того, от величины интенсивности динамики среды зависят размеры слоистости — чем она выше, тем образующиеся слои крупнее. Так, крупную косую однонаправленную слоистость имеют конгломерато-песчано-гравийные русловые отложения, в которых наблюдается изменение типа слоистости от прямолинейной до сходящейся, иногда взаимосрезающейся. Это находится в полном соответствии с динамикой водной среды, где, как известно, преобладают поступательные движения. Подобного рода слоистость, но значительно хуже выраженную, можно наблюдать у пролювия. Мелкая косая штриховатая и косоволнистая слоистость встречается у пойменных и прибрежно-мелководных и некоторых озерных песчано-алевритовых осадков. Косоволнистая и волнистая слоистость, в том числе пологоволнистое переслаивание пород, в большинстве случаев наблюдается у бассейновых отложений и

значительно реже характерна для озерных осадков и пойменного аллювия. Горизонтальная слоистость и горизонтальное переслаивание пород чаще всего обнаруживаются у озерных и бассейновых отложений; встречаются они и среди осадков пойменного комплекса.

При изучении угленосных отложений анализировались также текстуры с нарушенной слоистостью, или нарушенные текстуры. К их числу относятся ходы илоядных животных и червей, протыкания корешками растений, оползания, взмучивания, флюидоподобные текстуры, смятия и т. п. Текстуры взмучивания обычно имеют незначительные размеры (2—5 *см*) и, как правило, всегда заключены между слоями с четкими границами. Они очень часто сопряжены с толщами переслаивания или некоторыми другими осадками прибрежного мелководья и отражают моменты кратковременного нарушения нормального хода осадочного процесса. Флюидоподобные текстуры в отличие от текстур взмучивания образуют слои мощностью до 20—30 *см*, а иногда и более, и в их строении могут одновременно участвовать осадки размерности от глины до мелко- и даже среднезернистого песка. Границы между этими гранулометрическими разностями нечеткие, расплывчатые, и породы в целом имеют вид флюида, т. е. какой-то текучей массы. Флюидоподобные текстуры иногда образуют целые горизонты среди озерных и озерно-болотных отложений. Их появление скорее всего обусловлено процессом длительного осаждения обломочного материала, находящегося под воздействием слабого и изменчивого гидродинамического водного режима. Все нарушенные текстуры по сравнению со слоистыми наблюдались в меньшем количестве; в ряде случаев обычно только по ним представлялась возможность судить о генезисе осадков озерных и озерно-болотных водоемов.

Еще менее характерны неслоистые текстуры. Они типичны для конгломерато-гравийно-песчаных отложений основания руслового аллювия, состоящего из несортированных осадков с включением крупной и мелкой гальки, различного рода переотложенных конкреций, обугленных и минерализованных обломков древесных стволов и стеблей растений. Другим примером могут служить почвенные образования, имеющие комковатую текстуру. Известны также неслоистые и плохо отсортированные с остроугольно-раковистым изломом глинистые и мелкоалевритовые отложения прибрежных частей застойных и зарастающих мелких озер. Остроугольно-раковистый излом имеют также хорошо отсортированные аргиллиты наиболее удаленных от побережья частей бассейна.

Название, характер распределения и сохранность остатков флоры и фауны

При решении вопросов генезиса отложений большое значение имеет факт наличия или отсутствия органических остатков, что может указывать не только на их фациальный характер, но и на особенности климата. Различные виды растительных остатков были небезразличными к типам ландшафтов, а следовательно, и палеогеографическим зонам накопления осадков. Так, А. Н. Криштофович (1946), В. А. Вахрамеев (1964), Е. М. Маркович и др. (1962) считают, что хвойно-гинкговые леса преимущественно поселялись на склонах гор и возвышенностей, и их количество возрастало по мере приближения к областям сноса обломочного материала. На равнинных участках чаще развиты смешанные хвойно-гинкговые леса с папоротниковыми зарослями, а на болотах, где происходило торфонакопление, кроме лесной растительности, были распространены хвощевые и папоротниковые заросли. Ссылаясь на Ю. В. Тесленко, Е. М. Маркович и др. (1962, стр. 256) отмечают, что «цикадофиты в Сибири встречаются главным образом в районах, расположенных вблизи морских бассейнов», где более мягкий климат благоприятствовал их расселению.

Важным является также определение количества растительных остатков вообще и их отдельных видов в частности, частота встречаемости, характер распределения в разрезе и на площади, приуроченность к тем или иным литогенетическим типам отложений, форма и размеры обрывков, степень сохранности и характер их превращения (степень разложения, обугливание, минерализация и т. п.), принадлежность к определенным частям растений (стволы, стебли, листья, корни и мелкие корешки), условия расположения в породах (горизонтальное, вертикальное, беспорядочное).

Сочетание этих признаков полностью зависит от динамики водной среды. В гравелитах и грубозернистых песчаниках сохраняются только крупные растительные остатки (стволы и крупные ветви деревьев), обугленные с поверхности и минерализованные в остальной части. В более мелкозернистых и тонкоотмученных осадках наблюдаются как мелкие обугленные обрывки растений и детрит, так и ненарушенные части растений (листья и т. п.), которые иногда доступны для видового определения. Последние чаще всего встречаются в аргиллитах и мелкозернистых алевролитах, залегающих в кровле угольных пластов.

Аналогичные наблюдения проводились и над остатками фауны. Здесь прежде всего важно знать, не только какая фауна встречается, но и в каких водоемах она обитала — морских, солоноватоводных или пресноводных. Это сразу указывает на фациальную природу заключающих ее осадков. Наряду с определением типа фауны существенным является установление условий ее захоронения — в первичном или переотложенном виде, степени сохранности и ее положения в слое и разрезе (толщи, цикла), массовости скопления и т. п.

Включения обломков пород

Обломки пород весьма характерны для отложений ряда фаций. Так, в нижней (стрежневой) части руслового аллювия можно наблюдать крупные и мелкие, с различной степенью окатанности обломки как подстилающих, так и принесенных издалека пород. Неокатанные обломки встречаются среди отложений прирусловой отмели, которые попадают в них в результате подмыва и обрушения берегов, без какого-либо переноса. Обломки различного состава присутствуют также среди дельтовых, озерных, прибрежно-бассейновых отложений. Наиболее многочисленны они среди делювия и пролювия, а самые крупные — валуны изверженных и метаморфических пород — переполняют аллювий горных рек. Кроме того, в отложениях некоторых фаций обнаруживаются куски угля, обугленные и минерализованные крупные обломки древесины, а также различных размеров и состава конкреции, вымытые из других пород.

Минеральные выделения

Среди минеральных выделений, которые могут быть как первичными, так и вторичными, Д. В. Наливкин (1955—1956) различает конкреции, сферолиты, оолиты, пизолиты, антракониты, журавчики и другие аналогичные образования. В изученных угленосных отложениях они не столь многочисленны, как, например, в Печорском или Донецком бассейнах, но их почти столько же, сколько в юрских породах Тувы (Тимофеев, 1964). Здесь преимущественно встречаются различного состава конкреции и их разновидности (септарии и т. п.). При их изучении обращалось внимание на морфологию — размеры (макро- и микроскопические), форму (лепешковидная, эллипсоидальная, ветвистая), характер поверхности (бугристая, ровная), цвет, внутреннее строение (слоистое, концентрическое, пятнистое и т. п.), вскипаемость с соляной кислотой, количество, частоту встречаемости, характер залегания (одиночное, цепочкообразное, сплошными прослойками и слоями)

и перехода в окружающую породу (постепеннный, резкий), приуроченность к тем или иным типам отложений и их место в разрезе цикла, подформации и угленосной формации в целом. Не менее часто присутствие отдельных кристаллов пирита, марказита, сидерита, которые встречаются в некоторых литогенетических типах пойменных, озерных и озерно-болотных, болотных и бассейновых отложений. К минеральным выделениям следует относить и железисто-карбонатный цемент песчаников и алевролитов многих фаций.

Карбонатность (известковистость) пород

Наблюдения над насыщенностью пород карбонатным материалом в ряде случаев приобретают первостепенное значение. Различают первичную и вторичную карбонатность, где первая в сочетании с другими генетическими признаками может указывать на происхождение осадков. В гумидных условиях зона карбонатности осадков и накопления известняков смещается к центру бассейна, при аридном же климате из-за ограниченности речного стока она вплотную подходит к самому берегу, и карбонатными становятся все осадки, в том числе и континентальные. Перемещение зон карбонатонакопления, в том числе известковистых терригенно-глинистых осадков, в сторону берега иногда происходит в водоемах при гумидном климате; очевидно, здесь можно говорить о резком сокращении выноса реками обломочного материала. Общее уменьшение или увеличение карбонатности разреза уже в первом приближении свидетельствует о направленности и особенностях формирования осадков в том или ином регионе. Однако при этом необходимо учитывать возможную вторичную карбонатность пород, которая очень часто может быть обусловлена заполнением карбонатным веществом различного рода трещин, полостей и т. п. Ее происхождение в данном случае не вызывает сомнения.

Значительные трудности при определении первичной или вторичной карбонатности пород возникают при их глубоких диагенетических и эпигенетических преобразованиях. Здесь иногда нельзя определить, за счет какого карбонатного материала (седиментационного или привнесенного) происходит обогащение цемента пород и появление в них таких минералов, как кальцит, доломит, сидерит, анкерит, арагонит и др. Решение этих вопросов в ряде случаев возможно только при совместном рассмотрении ряда генетических признаков, относящихся как к данным породам, так и к их пространственному положению в разрезе угленосной формации.

Мощность слоев пород

Мощность слоев пород во многих случаях является дополнительным критерием при диагностике литогенетических типов отложений и в какой-то мере указывает на некоторые особенности палеогеографии. Так, мощность аккумулятивных форм осадков (дельт, подводных валов и т. п.) озерных водоемов во много раз меньше мощности этих же отложений в крупном бассейне. Отложения кровли, формирующиеся в непосредственной близости к болоту, в крупном бассейне имеют мощность в 3—5 раз больше, чем в озере. Незначительная мощность пойменных осадков свидетельствует о возможной близости области сноса и о горном или горно-равнинном характере речного потока. Из этого можно сделать вывод, что для каждого литогенетического типа отложений характерна своя мощность, которая полностью согласуется с морфологическими и гидродинамическими особенностями накопления осадков в речных долинах, озерных и озерно-болотных водоемах, крупных бассейнах.

Контакты и переходы между слоями

Соприкосновение отдельных литологических (гранулометрических) типов пород по какой-то условной или явной границе в сочетании с другими признаками помогает решать отдельные детали процесса накопления осадков. Это особенно важно в тех случаях, когда линия раздела между двумя слоями возникла в процессе прерывистого осадконакопления, например в результате эрозионного размыва. В изученных юрских угленосных отложениях Ангаро-Чулымского прогиба, так же как и в других угленосных формациях, наблюдается четыре морфологических типа контактов и переходов между слоями пород — постепенный, отчетливый, резкий и резкий с размывом.

Постепенный переход между слоями в значительной мере условен и фиксируется по очень постепенному и часто почти не улавливаемому глазом изменению гранулометрического состава. Особенно трудно установить переходы между смежными разностями пород, например между аргиллитом и мелкозернистым алевролитом. Постепенный переход может быть относительно «быстрым», когда довольно интенсивно происходит постепенное изменение размеров зерна, и один тип пород переходит в другой. Он может быть и растянутым через «толщу» переслаивания в том случае, если она не выделяется в самостоятельный слой. Постепенный переход может быть выражен появлением или исчезновением растительных остатков и растительного детрита, которые обычно приурочены к плоскостям наслоения, а также по изменению окраски слоев и чередованию слоев с различным содержанием карбонатного материала.

Отчетливый контакт устанавливается по налеганию друг на друга по ровной, иногда слегка волнистой, но всегда отчетливой линии двух близких гранулометрических разностей пород (аргиллит перекрывается алевролитом крупнозернистым или песчаником мелкозернистым или алевролит мелкозернистый — песчаником мелкозернистым). Отчетливый контакт фиксируется и тогда, когда в пределах одной и той же породы происходит резкое изменение окраски обычно за счет появления в цементе окислов железа, железистых карбонатов и т. п.

Резкий контакт наблюдается тогда, когда покрывающая и покрываемая породы имеют резко различный гранулометрический состав; гравелиты или крупнозернистые песчаники по ровной или слабо волнистой границе без явных следов размыва залегают на алевролитах, аргиллитах или углях. Выше контакта гравелиты и песчаники всегда несколько разнозернисты и менее отчетливо слоисты. Если и наблюдаются размывы, то они являются местными, не имеющими регионального распространения. Этот тип контакта обычно характерен для отложений подводной дельты и зон бассейна с наибольшей динамикой водной среды — зон прибережного сильно подвижного мелководья.

Резкий контакт с размывом лучше всего фиксируется по налеганию, в ряде случаев несогласному, гравийно-песчаных и конгломератовых толщ на алеврито-глинистые породы; он не менее отчетлив и при сопряжении близких гранулометрических разностей пород. Породы, залегающие выше размыва, отличаются плохой сортировкой материала, у них отсутствует отчетливо выраженная слоистость, имеются включения галек и прослоев конгломератов (в гравелитах и песчаниках), большое количество обугленного растительного детрита, а также крупных и мелких обугленных и минерализованных стволов и стеблей растений. При прослеживании данного типа контакта по площади выясняется, что в вертикальной плоскости разреза он имеет форму волнистой извилистой линии с карманообразными углублениями в лежащих ниже породах, в результате чего покрывающие породы залегают на различных горизонтах подстилающих пород. Наиболее

отчетливо резкий контакт с размывом наблюдается в основании руслового аллювия, хотя он может быть встречен с меньшей амплитудой размыва и в подошве отложений подводной дельты.

Изменение слоев пород по разрезу и на площади

Слои пород как по разрезу, так и на площади не остаются постоянными и отдельные их признаки претерпевают изменения. Так, например, в разрезе речной долины конгломерато-гравийно-песчаные отложения основания руслового аллювия (стрежневой аллювий) сменяются в более высоких горизонтах сперва песчаниками с ритмической сортировкой материала и крупной косой однонаправленной слоистостью (аллювий прируслового отмели), а затем мелкозернистыми песчаниками и алевролитами с мелкой косой, косой штриховатой и косоволнистой слоистостью, характерной для пойменного аллювия. Совсем другого характера изменения отмечаются при прослеживании слоя аллювия вдоль речной долины вплоть до подводной дельты и далее в глубь бассейна седиментации. Здесь уже наиболее крупный материал слагает среднюю часть слоя; одновременно изменяется сортировка материала, а слоистость руслового и пойменного аллювия замещается слоистостью дельтового типа. Следовательно, изменение пород внутри слоев не случайно; оно отражает парагенетические связи и происходит всякий раз и только тогда, когда одна зона осадконакопления сменяется другой.

Положение пород в разрезе и на площади (в цикле)

В ряде случаев положение пород в разрезе и на площади является решающим при отнесении породы к тому или иному литогенетическому типу. Если известен генезис двух типов, окружающих третий, то происхождение последнего будет средним между ними (в случае непрерывного разреза). С помощью этого приема мы иногда уточняли генезис ряда литогенетических типов отложений, в частности дельтовых, пойменных, озерных и др.

В юрских угленосных отложениях Ангаро-Чулымского прогиба, кроме обломочных и глинистых пород, вмещающих угли, очень редко встречаются известняки (менее 1%), содержащие, как правило, примесь того или иного количества алеврито-глинистого материала. При их микроскопическом изучении основное внимание уделялось распознаванию структуры, типа и состава цемента, терригенной и глинистой примеси, минеральных новообразований, органических остатков. Методика их исследования хорошо освещена в ряде руководств (Ботвинкина и др., 1956; Наливкин, 1955—1956; Пустовалов, 1940; Рухин, 1953; Швецов, 1958; Методы изучения осадочных пород, 1957), что освобождает нас от ее изложения.

НАИМЕНОВАНИЕ И ОБОЗНАЧЕНИЕ (ИНДЕКСАЦИЯ) МАКРОФАЦИЙ, ФАЦИЙ, ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ОТЛОЖЕНИЙ И ДРУГИХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ

В результате детального литолого-фациального изучения юрских угленосных отложений Ангаро-Чулымского прогиба среди них выявлено шесть генетических групп отложений — аллювиальные, делювиально-пролювиальные, озерные и озерно-болотные, болотные (отложения торфяных болот), сапропелевые (отложения сапропелевых озер) и эпиконтинентального морского бассейна. По комплексу основных генетических признаков установлено 122 литогенетических типа отложений, отнесенных к 49 фациям и 17 макрофациям. Из этого числа 6 макрофаций, объединяющие 17 фаций, характеризуют условия образования 50 генетических типов гумусовых и сапропелевых углей. Предлагаемая классификация литогенетических типов отложений и фаций кратко уже была опубликована (Тимофеев, 1962, 1963 а, б, 1967). В настоящей работе

она изложена в полном виде, с более или менее детальной характеристикой литогенетических типов отложений и условий их образования, т. е. фаций. Кроме того, здесь для этой формации впервые дано подробное описание генетических типов и фаций гумусовых, сапропелево-гумусовых, гумусово-сапропелевых и сапропелевых углей.

При выделении литогенетических типов отложений и отнесении их к той или иной фации большое значение имеет определение их названий, поскольку последние должны отображать специфику особенностей строения, состава и условий накопления осадков. Литогенетический тип отложений — это осадок с комплексом основных генетических признаков, а фация — условия среды осадко- и угленакопления и самый осадок, также с соответствующим комплексом признаков. В этом их основные принципиальные различия, образующие два ряда понятий — осадок и условия его образования. Это, естественно, и должно найти отражение в их названиях. Так, например, в названии литогенетического типа АРР-2 — гравелит мелко- и среднезернистый, песчаник средне- и крупнозернистый, разнозернистые, с крупной косой однонаправленной прямолинейной слоистостью и ритмической сортировкой материала — отражены размерность основных слагающих пород и один из весьма характерных признаков — слоистость. В название же литогенетического типа ОБП-1 — аргиллит, алевролит мелкозернистый, от серого до почти черного цвета, с тонко горизонтальной слоистостью и обилием обугленного растительного детрита, редко мелкой фауной — помимо наименования пород и слоистости, входят цвет пород, обилие обугленного растительного детрита и остатки фауны. При определении названия других литогенетических типов отложений были использованы признаки, характерные только для них, такие, как переслаивание различных типов отложений, чередование разных типов слоистости, наличие или отсутствие растительных остатков и фауны, степень их сохранности, размеры растительных остатков, присутствие различных частей растений (корешки, стволы, листья и т. п.), наличие прослоев заиления, беспорядочных текстур, текстур взмучивания и оползания, флюидоподобных текстур, следов жизнедеятельности илоядных животных, прослоев пород, резко отличных от вмещающих, включений конкреций, отсутствие слоистости, однородность и известковистость пород и мн. др.

Все эти признаки при определенных сочетаниях каждого в отдельности или ряда из них с различными гранулометрическими типами пород и морфологическими типами слоистости, как правило, четко характеризуют каждый литогенетический тип отложений. Анализ того или иного комплекса основных генетических признаков, присущих одному или нескольким литогенетическим типам отложений, позволяет перейти к восстановлению условий их образования, т. е. к фациям. Здесь, так же как и при определении наименования литогенетических типов отложений, важно правильно дать название каждой фации, которое не только по форме, но и по существу отражало бы условия образования тех или иных типов отложений.

Аллювиальные отложения образовывались в трех различных, но парагенетически связанных фациях, характерных для соответствующих участков речной долины — русла, прирусловой части поймы, часто зараставших стариц и вторичных водоемов поймы. Но в том же русле и на пойме, а также в прибрежно-мелководных частях бассейна, в застойных и зараставших водоемах заболачивавшихся речных долин, прибрежно-бассейновых и аллювиально-дельтовых равнин и в других ландшафтных зонах при различных палеогеографических и палеотектонических условиях накапливались неодинаковые гранулометрические типы пород. Так, например, в Донбассе в русле отлагались, как правило, песчаные осадки (фация песчаных осадков русла), в Тувинском прогибе — не только песчаные, но и гравийные (фация гравийно-песчаных осадков русла), а в Ангаро-Чулымском прогибе нами различаются три фации русла — гравий-

но-галечных осадков русла горных рек, песчано-гравийных осадков русла крупных равнинных рек и песчаных осадков русла малых рек, притоков и протоков крупных рек, для которых, как видно, характерно накопление своих типов осадков. Поэтому вполне целесообразно в название фаций включать наименование осадков, которые при данных условиях образовались. Этим самым не только уточняются условия их возникновения, но и устанавливаются различия между сходными фациями различных палеогеографических обстановок осадко- и угленакопления.

Угленосные отложения, как известно, являются полифациальными образованиями. Они слагаются обычно из большого количества литогенетических типов, относящихся к аллювиальным, делювиально-пролювиальным, озерным и озерно-болотным, болотным (торфяные болота), сапропелевым озерам, прибрежно-бассейновым, морским и некоторым другим отложениям. Каждая из этих групп отложений, несомненно, имеет специфические, только ей присущие признаки, по которым устанавливаются условия их образования и которые должны найти отражение в наименовании фаций. Без этого нельзя охарактеризовать, например, такие резко различные по условиям среды осадконакопления фации, как речная долина, прибрежно-мелководная часть бассейна и торфяное болото. Что у них общего, какой «единый» признак может быть положен в название фаций? Такого признака нет и быть не может. Поэтому важно, чтобы входящие в название фаций признаки отражали генезис осадков. Если при рассмотрении речной долины можно говорить о ее различно морфологически выраженных частях — русле, пойме, старицах, которые дают довольно четкое и ясное представление об условиях образования в них осадков, то таких четко морфологически обособленных частей, за редким исключением, нельзя выделить в прибрежно-мелководной зоне бассейна или, еще менее, в торфяных болотах. Здесь нет ничего общего как по условиям среды осадконакопления, так и по типам образующихся осадков. Вполне естественно, что для речной долины необходим один ведущий признак, для прибрежно-мелководных частей бассейна — другой, а для торфяных болот — третий. И все они должны входить в названия фаций соответствующих групп отложений. Это значит, что для каждой группы отложений обязателен свой ведущий признак, отображающий специфику и условия накопления осадка. Для речной долины таким признаком могут быть различные ее части (русло, прирусловая часть поймы, внутренняя часть поймы и т. п.), т. е. морфологический признак; для торфяных болот — различная степень их подвижности или устойчивости (быстрота захоронения торфогенного слоя) и неодинаковая степень проточности и степень обводненности болота; для прибрежно-мелководных частей бассейна — неодинаковая динамика водной среды, хорошо проявляющаяся в различных типах слоистости, различные аккумулятивные формы мелководья бассейна — подводные дельты, валы и т. п.; для открытых частей бассейна — удаленность от побережья и относительная их глубоководность.

Для удобства пользования названиями групп отложений, макрофаций, фаций и литогенетических типов терригенно-глинисто-карбонатных отложений введена система буквенных и цифровых обозначений (примеры их поясняет табл. 4, *а*). Первая буква (А — аллювиальные, Б — бассейновые — отложения эпиконтинентального морского бассейна и т. д.) обозначает группу отложений, вторая — характеризует сокращенное название макрофаций (АР — макрофация руслових отложений, ОВ — макрофация отложений озерных водоемов, речных долин, аллювиально-дельтовых и прибрежно-бассейновых равнин и т. д.), следующая за ней дает обозначение фаций. Так, например, АРР — фация песчано-гравийных осадков русла крупных равнинных рек; ОВП — фация глинисто-алевритовых осадков полуизолированных прибрежных частей озерных водоемов; АПП — фация

Таблица 4

Обозначения макрофаций, фаций и литогенетических типов юрских угленосных отложений

Группа	Макрофация	Фация	Литогенетический (генетический) тип
а. Для терригенно-глинисто-карбонатных отложений			
А Аллювиальные отложения	АР Аллювий русловый	АРР Аллювий русловый, равнинный	АРР-2 Аллювий русловый, равнинный, 2 — порядковый номер типа
б. Для гумусовых углей			
Т Отложения торфяных болот	ТП Торфяное болото, подвижное	ТП-4 Торфяное болото, подвижное, 4 — сильно обводненное застойное (цифра обозначает различную степень обводненности и проточности болота)	ТП-4д Торфяное болото, подвижное, сильно обводненное застойное, д — порядковое обозначение типа

алеврито-песчаных осадков прирусловой части поймы и ее паводковых вод и т. д. Как правило, каждой фации отвечает несколько литогенетических типов отложений, которые в ее пределах обозначаются порядковым номером. Например: АРР-2 — гравелит мелко- и среднезернистый, песчаник средне- и крупнозернистый, разнозернистые, с крупной косой однонаправленной прямолинейной слоистостью и ритмической сортировкой материала; ОВП-2 — алевролиты с горизонтальной, часто прерывисто-волнистой и линзовидной слоистостью, обилием обугленного детрита, редко листовой флорой хорошей сохранности; ОПП-1 — алевролиты с комковатой текстурой и корневыми остатками — почва угольного пласта и т. д.

Подобная система буквенных и цифровых обозначений, но в несколько измененной форме, применяется и для отложений торфяных болот (табл. 4, *б*). Так, например: ТП — макрофация отложений подвижных торфяных болот; ТВУ — макрофация отложений весьма устойчивых торфяных болот и т. д. Цифры обозначают (в зависимости от различной степени обводненности и проточности болота) сокращенные наименования фаций, как то: ТП-4 — фация осадков подвижного, сильно обводненного застойного торфяного болота; ТВУ-2 — фация осадков весьма устойчивого, периодически обводненного слабо проточного торфяного болота; ТП-5 — фация осадков подвижного «сухого» застойного лесного торфяного болота и т. д. Генетические типы углей получают индексы путем прибавления к цифрам фаций строчных букв. Например: ТП-4д — гелинито-телинитовый суберинитовый уголь; ТП-5а — фюзинито-телинитовый уголь; ТОУ-4в — гелинито-прекоплинитовый уголь с коровыми тканями и т. д.

Таким образом, применение буквенно-цифровой индексации для обозначения генетических групп, макрофаций, фаций, литогенетических типов отложений и генетических типов углей позволяет сократить их наименование, избавляет от излишних повторений и облегчает пользование ими. Поэтому вначале при описании аллювиальных, делювиально-пролювиальных, озерных и озерно-болотных, болотных, сапропелевых и эпиконтинентальных морских осадков дается полное наименование всех их генетических подразделений и одновременно указываются индексы. В последующих разделах монографии, для большинства фаций и литогенетических типов отложений чаще употребляются индексы или сокращенные названия.

В следующей, пятой, главе излагается минералого-петрографическая характеристика юрских пород и рассматриваются их терригенно-минеральные ассоциации по основным регионам Ангаро-Чулымского прогиба — юго-западу (северная окраина Чулымо-Енисейской впадины), югу (Рыбинская впадина) и северу (Канско-Тасеевская впадина) центральной части и юго-востоку (Иркутская впадина). По каждому из них высказываются соображения о возможных материнских породах и областях питания всех ассоциаций пород.

В последующих четырех главах приводится довольно подробная характеристика макрофаций, фаций, литогенетических типов отложений и генетических типов углей, которые составляют отложения шести генетических групп — аллювиальные, делювиально-пролювиальные, озерные и озерно-болотные, болотные (гумусовые угли), сапропелевые (сапропелевые угли) и отложения эпиконтинентального морского бассейна. Вначале для каждой генетической группы дается общее замечание, касающееся специфики и особенностей ее формирования в Ангаро-Чулымском прогибе. Далее описание литогенетических типов и фаций ведется по макрофациям, где после изложения характеристики литологических типов отложений каждой фации дается только перечень их главнейших генетических (первичных) признаков, а рассмотрению последних посвящается специальный раздел в конце обзора каждой макрофации. Расшифровка условий накопления осадков торфяных болот и сапропелевых озер еще более сконцентрирована и приводится в конце соответствующей главы. В заключение делаются выводы по каждой генетической группе в целом.

Описание литогенетических типов и фаций вмещающих угли отложений иллюстрируются макрофотографиями образцов керна буровых скважин и отдельных естественных обнажений. Из большого числа фотографий (свыше 2000) отобраны наиболее типичные, на которых в основном можно видеть различные типы текстур (слоистые, нарушенные, неслоистые) и связанные с ними особенности строения, состава, включений (флора, фауна, гальки и брекчии, обломки пород, обугленная и минерализованная древесина и т. п.) и выделений (конкреции и т. п.). Поэтому лучше всего представлены те литогенетические типы отложений, которые сложены песчаным, алевритовым и частично гравийным материалом. Глинистые же осадки, особенно из числа бассейновых отложений, естественно, менее выразительны, и не всегда, особенно если породы слабо сцементированы (Канско-Тасеевская, Тегульдетская, частично Чулымо-Енисейская впадины), можно было подобрать образцы для фотографирования. Отложения торфяных болот и сапропелевых озер охарактеризованы исключительно микрофотографиями, поскольку детали внутреннего строения и состава выявляются только при изучении их в тонких прозрачных шлифах.

Глава V

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЮРСКИХ ПОРОД И ИХ ТЕРРИГЕННО-МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Юрская угленосная формация Ангаро-Чулымского прогиба слагается широкой гаммой литологических (гранулометрических) типов обломочных пород от конгломератов до алевролитов включительно, которые резко преобладают над глинистыми, химическими и биохимическими образованиями; химические породы представлены известняками и их алеврито-глинистыми, иногда песчаными разностями, биохимические — гумусовыми и сапропелевыми углями. Относительно незначительная роль принадлежит глинистым породам — аргиллитам, часто в том или ином количестве обогащенным песчано-алевритовым материалом.

Все эти породы в пределах прогиба имеют неодинаковое развитие, которое полностью определяется фациальными и палеогеографическими особенностями строения угленосной формации. Так, грубообломочные породы наиболее характерны для юго- и северо-востока прогиба, т. е. регионов, прилегающих к основным областям сноса, в меньшей мере — для центральной и юго-западной его частей и менее всего — для северо-запада прогиба. Глинистые породы приурочены исключительно к верхним частям макроциклов — подформаций, причем в каждой последующей подформации их больше, чем в предыдущей. Известняки и их разновидности встречаются на севере центральной части прогиба (северо-западная часть Канско-Тасеевской впадины) и в большем количестве — на северо-западе прогиба, уже в пределах юго-востока Западно-Сибирской эпипалеозойской платформы (Тегульдетская впадина). Значительно более сложным закономерностям распределения в разрезе и на площади прогиба подчинены угли. В целом их количество с различной интенсивностью убывает от некоторого максимума как вниз и вверх по разрезу, так и к бортам прогиба. Вдоль прогиба угольные пласты фациально замещаются терригенными аллювиально-озерными отложениями в стороны юго-западной, юго- и северо-восточных частей прогиба и терригенными дельтовыми и терригенно-глинисто-карбонатными прибрежно-морскими осадками в северо-западном направлении.

При изучении пород главное внимание было обращено на особенности их вещественного состава, цвета, структуры, текстуры, степени сортированности обломочного материала, формы и сохранности обломочных зерен, строения, состава и количества цемента, поскольку все эти признаки в различной степени могут быть использованы в качестве дополнительных критериев при решении вопроса о генезисе осадков. В значительной степени нас интересовали характер и генезис породообразующих компонентов круп-

нозернистых песчаников и мелкозернистых гравелитов (они практически развиты повсеместно, хотя и неравномерно) — кварца, полевых шпатов, обломков пород, их количественные соотношения, а также состав и количество акцессорных минералов тяжелой фракции. Это позволило нам выделить терригенно-минеральные ассоциации, наметить контуры их распространения, установить источники их питания и в конечном итоге, в сочетании с палеогеографическим и формационным анализами, выявить общий ход и закономерности накопления осадков угленосной формации, а также выяснить историю геологического развития Ангаро-Чулымского прогиба в юрское время.

ТИПЫ ПОРОД И ИХ МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

В соответствии с классификацией М. С. Швецова (1958), породы юрской угленосной формации подразделяются на следующие три группы: 1) обломочные; 2) глинистые; 3) химические и биохимические. Ниже приводится характеристика главнейших типов пород, среди которых наиболее детально описаны гравелиты и песчаники, а гумусовым и сапропелевым углям посвящаются отдельные разделы монографии.

Обломочные породы

В основу классификации обломочных пород юрской угленосной формации положена схема Л. В. Пустовалова (1940), согласно которой выделяются валунные конгломераты, конгломераты, брекчии (из остроугольных обломков), гравелиты, песчаники и алевролиты (табл. 5). Каждая группа определяется размерами слагающего материала и подразделяется на три типа, за исключением алевролитов. Среди последних мы выделяем только крупно- и мелкозернистые, так как практика показала, что в угленосных толщах очень трудно среди аллювиальных, озерных и прибрежно-морских отложений раздельно выделять средне- и мелкозернистые алевролиты. В этом, очевидно, заключается одна из характерных черт алевролитов всех угленосных формаций.

Валунные конгломераты. Породы данной группы (табл. 5, *а*) имеют локальное распространение и известны только на самом юго-востоке прогиба. Здесь в обнажениях по берегу Байкала, в устье р. Ангары, вдоль рек Малой и Большой Коты в низах юрской угленосной толщи встречаются мелковалунные конгломераты, слагающие крупные линзы, прослои, слои и горизонты различной мощности и протяженности. Валуны средних и крупных размеров не образуют самостоятельных слоев и присутствуют в виде отдельных редких включений среди других пород. Кроме того, мелкие валуны обнаруживаются в конгломератах на северо-востоке прогиба — в истоках Карапчанки и Байкаловской Рассохи (Равский, 1959), в бассейнах Чадобца, Тэтэрэ, Катанги и верховьях Нижней Тунгуски (Тазихин, 1961). По направлению к Северо-Байкальскому нагорью их количество несколько увеличивается.

Мелковалунные конгломераты представляют собой полимиктовые образования и состоят из окатанных и полуокатанных, с различной степенью сферичности обломков гранитов, эффузивов, порфиритов, гнейсов различного состава, метаморфических сланцев, мигматитов и других пород, развитых в пределах Байкальской горной страны и прилегающих регионов. Они плохо отсортированы; отдельные валуны располагаются, как правило, беспорядочно, и из-за крупности слагающего их материала невозможно наблюдать какую-либо слоистость. Валунные конгломераты цементируются смешанным конгломерато-гравийно-песчаным и алеврито-глинистым мате-

риалом, имеющим беспорядочную текстуру. Его содержание весьма изменчиво и колеблется от 5—10 до 30—40%.

Конгломераты. Конгломераты (табл. 5, *а*) в разрезе юрской угленосной формации известны в пределах всего прогиба, но наиболее широко развиты в северо-восточной и особенно юго-восточной его частях. Они представлены всеми тремя размерностями, среди которых резко преобладают мелкогалечные конгломераты. Самые грубозернистые конгломераты присутствуют

Таблица 5

Схема классификации обломочных пород

а) Валунные конгломераты, конгломераты и брекчии

Породы				Размеры обломков преобладающей фракции, *мм*
из окатанных обломков		из остроугольных обломков		
группы	типы	группы	типы	
Валунные конгломераты	Крупновалунные Средневалунные Мелковалунные	—	—	1000—500 500—250 250—100
Конгломераты	Крупногалечные Среднегалечные Мелкогалечные	Брекчии	Крупнощебенчатые Среднещебенчатые Мелкощебенчатые	100—50 50—25 25—10

б) *Гравелиты, песчаники, алевролиты*

Породы		Размеры обломков преобладающей фракции, *мм*
Группы	Типы	
Гравелиты	Крупнозернистые Среднезернистые Мелкозернистые	10—5 5—2,5 2,5—1
Песчаники	Крупнозернистые Среднезернистые Мелкозернистые	1—0,5 0,5—0,25 0,25—0,1
Алевролиты	Крупнозернистые Мелкозернистые	0,1—0,05 0,05—0,01

в истоках р. Ангары, вдоль рек Малой и Большой Коты и на побережье Байкала, где этими породами, при незначительном участии в основном мелковалунных конгломератов, полностью слагается разрез юрской толщи. В северо-западном и западном направлениях уменьшается размерность конгломератов (горный аллювий), и они замещаются гравелитами и песчаниками (равнинный аллювий); одновременно в разрезе появляются более тонкие породы, в том числе угли. Здесь конгломераты уже встречаются только в нижних частях подформаций. Так, в Заангарье известны кудинские конгломераты (см. фиг. 18, 19), которыми представлены низы четвертой подформации.

Для северо-востока прогиба более характерны мелкогалечные конгломераты, часть которых известна под названием «водораздельных галечников». Они неоднородны по строению и чередуются с многочисленными горизонтами и слоями песчано-гравийных пород (см. фиг. 17), имеющих крупную косую однонаправленную слоистость (аллювиальные отложения).

Кроме того, конгломераты, главным образом мелкогалечные, присутствуют в основании многих речных комплексов, слагая стрежневой аллювий. Если рассматривать распространение конгломератов в разрезе и на площади прогиба в целом, то наблюдается следующая закономерность: их количество и размерность в общем уменьшаются снизу вверх по разрезу как в пределах каждой подформации, так и от подформации к подформации, а также с северо-востока, юго-востока и юго-запада в сторону открытой части прогиба, т. е. по направлению к Западно-Сибирской низменности.

Конгломераты характеризуются низкой степенью сортированности и всегда содержат значительную примесь песчано-гравийного материала, который является их цементом. Иногда его количество оказывается весьма значительным и достигает 25—35%. Цвет конгломератов колеблется от серого до темно-серого и определяется цветом преобладающей фракции исходных пород.

Гальки хорошо окатаны и в зависимости от размеров и состава имеют округлую, эллипсоидальную или уплощенную форму. Вещественный состав галек очень разнообразен и полностью соответствует доюрским породам прилегающих к прогибу регионов, откуда сносился обломочный материал. Так, на юго-востоке прогиба, по данным С. А. Кашика (1962), в составе галек преобладают эффузивы, а все другие разновидности пород имеют подчиненное значение. К последним относятся граниты, пегматиты, гнейсы, роговики, кремни и осадочные породы. «Эффузивы представлены главным образом кварцевыми и кварц-содержащими порфирами с крупными выделениями полевого шпата и мелкозернистой кварц-полевошпатовой основной массой. Сравнение последних с кварцевыми порфирами района Елохина мыса на Байкале показывает их тождественность, которая в свое время отмечалась Е. В. Павловским и А. И. Цветковым (1938)» (Кашик, 1962, стр. 103). По нашему мнению, роль эффузивов несколько преувеличена; не менее часты в ряде случаев гальки из гранитов, гранито-гнейсов и метаморфических пород.

Разнообразен также состав галек, развитых на северо-востоке прогиба. Э. И. Равский (1959) показал, что в бассейне рек Чадобца, Катанги, Илима конгломераты сложены гальками жильного кварца, кремня, кварцитов, средних и кислых эффузивов, метаморфических сланцев, гранитоидов и осадочных пород. При изучении галек в шлифах было установлено, что «гранитоиды включают гранит-порфир, лейкократовый мусковитовый гранит, порфировидный гранит-аплит, плагиогранит, биотитовый гранит, биотито-амфиболовый плагиогранит, гнейс биотито-мусковитовый, аляскитовый гранит. Среди галек метаморфических сланцев определены хлоритоуглисто-кварцевый, гранито-мусковито-кварцевый, цоизито-мусковито-кварцевый и биотито-мусковито-кварцевый сланцы. Из кислых и средних эффузивов под микроскопом выделяется обширная группа кварцевых порфиров, кварцевых ортофиров, фельзитовых порфиров, щелочных фельзитовых порфиров и ортофиров» (Равский, 1959, стр. 41).

Слоистые текстуры для конгломератов не характерны, особенно для средне- и крупногалечных разностей. Однако в мелкогалечных конгломератах слоистость часто имеется, хотя проявляется не всегда в достаточно четкой форме. Если, например, они послойно обогащены песчано-гравийным или алеврито-глинистым материалом, то в этих случаях можно наблюдать то более, то менее отчетливо выраженную крупную косую однонаправленную, в разной степени наклонную, часто разнонаправленную взаимосрезающуюся слоистость (стрежневой аллювий). Мелкогалечные конгломераты содержат включения крупных и мелких обугленных стеблей растений, иногда также подчеркивающих слоистость.

Брекчии. По сравнению с остальными обломочными породами угленосной формации брекчии (табл. 5*а*) развиты незначительно, хотя встречаются локально в пределах всего прогиба. Они имеются в Заангарье, на Дабате, в районах

Черемховского, Новометелкинского, Каранцайского, Азейского и других месторождений Иркутского угольного бассейна, а также в различных участках Канско-Ачинского угольного бассейна. Прослои, линзы и горизонты брекчий приурочены к бортам прогиба и склонам возвышенностей доюрского рельефа внутри прогиба. Они известны и на северо-востоке прогиба (Равский, 1959; Тазихин, 1961). Брекчии состоят из переотложенного материала палеозойских пород, подстилающих юрскую угленосную формацию, и в разных частях прогиба, в зависимости от его палеоструктурных особенностей и конкретной палеогеографии, залегают на различных стратиграфических уровнях разреза юры.

По вещественному составу выделяются два типа брекчий: карбонатно-кремнистые и алеврито-глинистые. Первые состоят из обломков — щебенки темно-серых известняков, доломитов и черных кремней. Размеры обломков колеблются от 10 до 50—70 *мм*, редко больше. Форма их угловатая, особенно она характерна для обломков кремней. Сортировка материала и слоистые текстуры отсутствуют. Цементом в брекчиях служит плохо отсортированная глинистая масса, содержащая примесь материала гравийной, песчаной и алевритовой размерности.

Алеврито-глинистые брекчии сложены обломками алевролитов и аргиллитов, хотя не исключается присутствие в них обломков других пород. Размеры обломков достигают 50—100 *мм*. Сортировка обломков весьма низкая, и поэтому практически невозможно выделить одноразмерные брекчии; это, как правило, разнообломочные брекчии. Форма обломков разнообразная, хотя чаще уплощенная; последняя более характерна для алевролитов и аргиллитов с первичной горизонтальной слоистостью. Встречаются также угловатые обломки кремней, окатанные обломки известняков, доломитов и изверженных пород. Слоистость отсутствует. Обломки расположены в породе беспорядочно. Они цементируются глинистой массой гидрослюдистого состава, включающей песчано-гравийные зерна кварца, полевых шпатов и обломков различных пород.

Гравелиты и песчаники. В разрезе юрской угленосной формации встречаются все гранулометрические разности гравелитов и песчаников, (табл. 5, *б*), но развиты они в разрезе и на площади прогиба неодинаково. Наиболее обычны мелко-, средне-и крупнозернистые песчаники и мелкозернистые гравелиты, хотя последние более характерны для всего разреза лишь на юго- и северо-востоке прогиба, а на остальной его территории — только для нижних горизонтов разреза. Средне- и особенно крупнозернистые разности гравелитов распространены значительно меньше, чем мелкозернистые гравелиты, но встречаются в основном в тех же районах и в тех же частях разреза юры. Распространение гравелитов и песчаников подчинено более сложным закономерностям, чем конгломератов, и зависит не только от удаленности или близости области сноса обломочного материала, но в значительной степени и от палеогеографических особенностей накопления осадков. В целом их количество также убывает снизу вверх по разрезу и по направлению с юго-запада, северо- и юго-востока в сторону эпиконтинентального морского бассейна, располагавшегося на территории Западно-Сибирской низменности.

Гравелиты и песчаники обладают довольно однообразной окраской — светло-серой, серой и темно-серой, которая определяется цветом исходного материала материнских пород и примесью того или иного количества различных окислов и растительного детрита. Темно-серая окраска характерна для мелко-, редко среднезернистых песчаников, обогащенных алеврито-глинистым материалом и мелким обугленным растительным детритом. Песчаники почвы угольных пластов и прослоев заболачивания содержат большое количество гелефицированных и гелефюзенизированных растительных остатков и детрита, которые придают породам темно-бурую, иногда почти черную окраску. Бурый цвет прослоев и линз песчаников и гравелитов часто обусловлен железисто-карбонатным цементом.

Для гравелитов и песчаников характерны почти все основные типы косой, косоволнистой, волнистой и горизонтальной слоистости. Наиболее обычна крупная косая слоистость, которая может быть однонаправленной прямолинейной, сходящейся, выклинивающейся сходящейся, взаимосрезающейся сходящейся и разнонаправленной взаимосрезающейся сходящейся. Мелко-, иногда среднезернистые песчаники имеют мелкую косую однонаправленную сходящуюся и штриховатую, часто косоволнистую слоистость. В этих же песчаниках встречаются крупная и мелкая перекрестноволнистая (мульдообразная), линзовидная и горизонтальная слоистости. Слоистость подчеркивается направленным изменением размеров зерен в пределах каждого слойка, чередованием слойков с различными размерами зерен, обугленным растительным детритом, слюдой, алеврито-глинистым материалом.

Присутствие растительных остатков и их количество зависят от генезиса гравелитов и песчаников. Гравелиты и крупнозернистые песчаники аллювиального генезиса обычно обогащены крупными обугленными стеблями растений, иногда встречаются стволы деревьев, а средне- и мелкозернистые песчаники содержат более мелкие обрывки растений и детрит. В дельтовых и особенно прибрежно-бассейновых песчаниках их количество резко сокращается. Крупные стебли растений располагаются чаще беспорядочно, тогда как мелкий обугленный растительный материал и детрит подчеркивают слоистость.

Вещественный состав гравелитов и песчаников характеризуется присутствием широкой гаммы различных породообразующих компонентов: кварца, полевых шпатов (калиевых разностей и плагиоклазов), обломков изверженных, метаморфических и в меньшей мере осадочных пород. Такие компоненты, как биотит, мусковит и хлорит, имеют значительно меньшее распространение. Количественно-минералогический подсчет процентного содержания различных породообразующих компонентов в крупнозернистых песчаниках и мелкозернистых гравелитах показал, что содержание обломков кварца составляет 20—95%, полевых шпатов 1—60%, обломков пород 1—52,5%. Слюдистые минералы составляют 1—2%; количество их в породах юго-восточной части прогиба (Иркутский угольный бассейн) возрастает до 45%. Мелкозернистые песчаники характеризуются резким преобладанием терригенных частиц над прочими компонентами, и их содержание колеблется от 55 до 95%; полевые шпаты составляют 5—10, реже 15% и более, а обломки пород — не более 30%. Для мелкозернистых песчаников Иркутского угольного бассейна отмечается резко повышенное содержание биотита, количество которого достигает 35—40%.

Рассмотрим главнейшие породообразующие компоненты, слюдистые минералы, типы и состав цемента, минералы тяжелой фракции и другие особенности вещественного состава гравелитов и песчаников.

К в а р ц представлен угловатыми и окатанными обломками. Среди первых присутствуют изометричные прямо угасающие с остроугольными очертаниями зерна, содержащие включения полевых шпатов, слюд, циркона, турмалина, эпидота, апатита, волосовидных кристаллов рутила, пузырьков газа и рудной пыли (табл. I, *1*). Кварц подобного типа, по данным А. Г. Коссовской (1962), является продуктом размыва изверженных пород. Кроме того, имеются удлиненно-вытянутые зерна кварца с характерным волнистым погасанием (табл. I, *2*), генетически связанные уже с размывом метаморфических пород — гнейсов и сланцев. Среди окатанных обломков кварца встречаются зерна округлой и эллипсоидальной формы (табл. I, *3—6*), степень окатанности которых в разных частях прогиба неодинаковая. Зерна кварца этого типа образовались в результате размыва из осадочных пород.

В целом для кварцевых зерен характерно различное содержание тонкодисперсных включений. Наряду с прозрачными зернами присутствуют непрозрачные за счет значительной примеси глинистых частиц. Иногда кварц представляет собой агрегатные скопления зерен (табл. II, *1*), которые в

подобных случаях отличаются зональным угасанием. Многие обломки кварца регенерированы, и первичные контуры их не устанавливаются; наряду с этим часть обломков сильно раздроблена и пересечена трещинами.

Плагиоклазы присутствуют в количестве от 0,1 до 33%. Состав их варьирует в довольно широких пределах — от альбита и кислого олигоклаза до лабрадора. Преобладающей разностью является основной олигоклаз — кислый андезин. Бóльшая часть обломков плагиоклаза имеет угловатую форму (табл. II, *2*), хотя в ряде районов встречаются окатанные обломки. Довольно часто отмечается присутствие зерен плагиоклаза таблитчатой формы. Плагиоклазы в различной степени замещены вторичными продуктами — эпидотом и серицитом. Некоторые из них содержат игольчатые включения рутила.

Многие зерна плагиоклазов характеризуются четким двойниковым строением, однако иногда последнее бывает выражено весьма слабо. В нескольких случаях наблюдалось отчетливое смещение двойниковых полосок, что говорит об изменениях, которые испытали плагиоклазы после захоронения.

Калиевые полевые шпаты всегда более многочисленны, нежели плагиоклазы, и их содержание достигает 50%. Представлены они микроклинами (табл. II, *3*) и ортоклазами (табл. II, *4*), причем первые в большинстве случаев преобладают над вторыми; обратная картина наблюдалась лишь в единичных случаях. Зерна калиевых полевых шпатов характеризуются как угловатой, так и окатанной формой.

Калиевые полевые шпаты обычно в значительной степени пелитизированы, причем ортоклазы изменены сильнее, чем микроклины. Многие обломки микроклина содержат реликтовые включения зерен плагиоклаза, что указывает на широкое развитие в гранитах, подвергшихся размыву, процессов микроклинизации (табл. II, *5*, *6*). Характерно также наличие большого количества обломков полевых шпатов, имеющих мирмекитовые вростки кварца. В отдельных случаях калиевые полевые шпаты содержат включения рутила и слюд. Если зерна калиевых полевых шпатов находятся на стыке с зернами кварца и плагиоклазов, то, помимо их нормального соприкосновения (табл. III, *1*), часто довольно отчетливо наблюдается коррозия и растворение калиевых полевых шпатов кварцем (табл. III, *2*), а также зерен плагиоклазов калиевыми полевыми шпатами (табл. III, *3*).

Обломки пород представлены обломками кварцитовидных и кремнистых образований, кислых и основных эффузивов, сланцев, гнейсов, песчаников, долеритов, эффузивно-сланцевых образований, кремнисто-слюдистых сланцев, гранитов с их эффузивными и жильными аналогами — риолитами, фельзитами, аплитами. Все они в большинстве случаев имеют окатанную форму.

Обломки кварцитов наиболее распространены среди прочих обломков. Они имеют как мелко- (табл. III, *4*), так и крупнозернистое (табл. III, *5*) строение. Содержание их не превышает 25%. Крупнозернистые кварциты в ряде случаев обладают мозаичным сложением и содержат примеси углистого и глинистого вещества.

Обломки эффузивов, так же как и кварцитов, характеризуются окатанной формой. Они представлены кислыми и основными разностями. Среди кислых разностей различаются плагиопорфиры, кварцевые порфиры и фельзиты. Плагиопорфиры и кварцевые порфиры имеют вкрапленники измененных плагиоклазов и кварца, а также тонкозернистой скрытокристаллической стекловатой основной массы, обычно нацело замещенной хлоритом. Обломки фельзитов представляют собой образования, состоящие только из стекловатой массы, также полностью хлоритизированной (табл. III, *6*). В ряде случаев наблюдаются обломки эффузивов равномернозернистых, с такситовой структурой (табл. IV, *1*). В подобных случаях лейсты плагиоклаза в значительной степени замещены мусковитом, промежутки же между лейстами заняты хлоритизированным стекловатым веществом. Обломки основных

пород характеризуются интерсертальной структурой и состоят из лейст средних плагиоклазов, в промежутках между которыми располагаются агрегаты эпидота, хлоритизированное вулканическое стекло и выделения лимонита. Встречаются также обломки витробазальтов (табл. IV, *2*). Обломки кислых эффузивов распространены повсеместно, а основных эффузивов встречаются крайне редко.

Обломки метаморфических пород представлены обломками гнейсов и сланцев; их содержание колеблется от 0,1 до 12%. Обломки обладают обычно несколько удлиненной угловатой и угловато-окатанной формой. Сланцы представлены кварцево-биотитовыми, кварцево-мусковитовыми, кварцево-хлоритовыми, двуслюдяными сланцами, а также филлитами. Среди гнейсов встречаются главным образом обломки плагиоклазовых гнейсов, а также катаклазированных кварцитовых гнейсов (табл. IV, *3*). В незначительном количестве присутствуют обломки рассланцованных эффузивов (табл. IV, *4*).

Обломки песчаников и гравелитов имеют окатанную форму и составляют не более 1% (табл. IV, *5*). Цемент в этих обломках, как правило, нацело замещен карбонатным или хлоритовым веществом.

Обломки изверженных пород представлены главным образом долеритами и долеритовыми порфиритами (1—35%) и гранитоидами (1—50%). Обычно они имеют окатанную форму. Долериты большей частью представлены разностями с четко выраженной интерсертальной структурой, имеющей лейсты плагиоклаза, в промежутках между которыми располагается вулканическое стекло, в значительной степени замещенное хлоритом и мелкозернистой рудной массой. Встречаются обломки долеритов с долеритовой структурой, для которой характерен пироксен в промежутках между зернами плагиоклаза. Пироксен в большей части замещен эпидотом, хлоритом или роговой обманкой. Отмечается также присутствие обломков долеритовых порфиритов, состоящих из вкрапленников плагиоклаза и афанитовой основной массы. Обломки гранитов многочисленны и представлены главным образом их аплитовидными разностями, состоящими из зерен плагиоклазов, калиевых полевых шпатов и кварца.

Слюдистые минералы в ряде случаев развиты значительно, и их количество иногда достигает 45% (Иркутский угольный бассейн). Они представлены в основном биотитом, а также мусковитом и хлоритом.

Биотит наиболее распространен среди слюдистых минералов и в различной степени изменен вторичными процессами. Слабо измененные чешуйки биотита характеризуются бурой окраской и четким плеохроизмом в бурых тонах (табл. IV, *6*). Присутствуют чешуйки биотита, хлоритизированные полностью или частично; в последнем случае замещению подвергаются отдельные волокна, в результате чего образуются агрегаты, состоящие из параллельного чередования волокон биотита и хлорита. Иногда чешуйки биотита обладают низким двупреломлением, что обусловлено их гидратацией; при этом в пределах зерна биотита наблюдаются окислы железа (табл. V, *1*).

Для песчаников и гравелитов Иркутского угольного бассейна характерно также замещение биотита цеолитом, который внедряется по трещинам спайности (табл. V, *2*). Здесь же в значительном количестве встречается сильно измененный биотит в виде «аморфизованных» табличек без следов спайности и плеохроизма, с низкими показателями преломления.

Мусковит встречается довольно редко. Он представлен как удлиненной формы чешуйками, так и агрегатами. Как и биотит, мусковит переходит в гидрослюдистые образования (табл. V, *3*—*5*).

Хлорит по сравнению с биотитом и мусковитом развит незначительно и отличается бурым цветом. Двупреломление хлорита очень низкое. Кроме того, наблюдаются разности с яркой интерференционной окраской. В ряде случаев хлорит образует крупные жеодообразные агрегаты с характерным тонкочешуйчатым строением — образование типа палагонит-хлорофеит (табл. V, *6*).

Цемент гравелитов и песчаников представлен главным образом гидрослюдой с примесью хлорита, каолинита и монтмориллонита и в некоторых случаях карбонатным и рудным веществом, а также кварцем.

Содержание цементирующей массы в целом незначительное. Цемент выполняет мелкие поры между сближенными и соприкасающимися зернами — поровый тип цементации. Гидрослюды представляют собой тонкоагрегатное образование, состоящее из мельчайших, беспорядочно ориентированных спутанных волокновидных частичек. Каолинит присутствует в виде участков среди гидрослюдистой массы и иногда образует крупные вермикулитоподобные агрегаты (табл. VI, *1*). Обычно каолинит приурочен к центральным частям поровых пространств между зернами (табл. VI, *2—4*). В случае гидрослюдисто-монтмориллонитового состава цементирующей массы монтмориллонитовые агрегаты занимают крупные участки, представляющие собой листоватые агрегаты тонкодисперсного строения. Обычно в подобных агрегатах монтмориллонитовая составляющая резко преобладает над гидрослюдистой (табл. VI, *5*). Цементирующая глинистая масса воздействует на обломочные зерна и слегка корродирует их. Кроме того, среди глинистого цемента отмечается наличие халцедоновых агрегатов.

Карбонатный цемент имеет кальцитовый состав и представлен либо пятнами и прожилками, развивающимися по глинистой цементирующей массе, либо занимает все промежутки между обломочными зернами (табл. VI, *6*). По структуре карбонатное вещество представлено кристаллической и пелитоморфной разновидностями. Последняя имеет высокий рельеф и серую или буровато-серую окраску. Кристаллическая разновидность карбонатного цемента состоит из неправильной формы прозрачных бесцветных монокристаллов с отчетливыми трещинами спайности и характерным двойниковым строением. Как правило, эти два типа цемента присутствуют одновременно.

В цементе гравелитов и песчаников обычно наблюдается резкая коррозия и замещение карбонатным материалом глинистого цемента и обломочных зерен; корродированные зерна приобретают изрезанные контуры или же, полностью замещаясь, сохраняются лишь в виде реликтов. Особенно четко отмечается воздействие карбонатного вещества на кварц, вследствие чего края зерен кварца приобретают извилистые очертания. Отдельные зерна так сильно подвергаются воздействию карбонатного вещества, что разъедаются на отдельные полосы. Полевые шпаты, а также обломки пород в большей степени резорбируются карбонатным веществом, нежели кварц, в результате чего сохраняются лишь незначительных размеров реликты зерен с сильно корродированными краями.

Биотит в значительной мере замещается карбонатом, что приводит к образованию неправильной формы бурых сгустковидных железисто-карбонатных образований пелитоморфной структуры. По размерам эти образования обычно больше исходных зерен. Это объясняется частичным замещением биотита карбонатным веществом. Мусковит так же, как и биотит, расщепляется карбонатным веществом по спайности на отдельные веерообразно расположенные полосы. При замещении хлорита карбонатным веществом образуется лишь бурая пелитоморфная масса. В ряде случаев цементом является рудная масса (табл. VII, *1*), а также кварцевое вещество (табл. VII, *2*).

Содержание минералов тяжелой фракции в песчаниках и гравелитах колеблется в пределах 0,01—8,1%. В этой фракции встречены апатит, сфен, гранат, циркон, турмалин, рутил, эпидот, амфибол, ортит, магнетит, ильменит, лейкоксен, хромит.

Апатита содержится 0,5—50%. Отмечаются как окатанные и полуокатанные, так и удлиненно-, реже короткопризматические зерна с четко выраженными гранями. В ряде случаев встречаются мелкие угловатые обломки зерен, а также зерна, форма которых приближается к таблитчатой. Апатиты обычно бесцветны.

Сфен распространен относительно широко, и его содержание колеблется от 0,5 до 60%. Зерна сфена обладают главным образом угловатой формой, реже встречаются зерна окатанные и полуокатанные. Отдельные зерна сфена имеют удлиненнопризматическую форму с характерными бороздами растворения, в ряде случаев края зерен зазубрены. В целом сфен обладает высоким двупреломлением и высоким рельефом; бóльшая часть его зерен отличается желтоватым цветом. Бесцветные сфены присутствуют в небольшом количестве.

Гранат присутствует от 1 до 75%, и в большинстве случаев его зерна характеризуются угловатой, реже окатанной, а также четко выраженной кристаллографической формой. Кристаллы гранатов часто бесцветны, иногда они окрашены в буроватый цвет, грани их зазубрены. Обычно гранатам свойственна гладкая поверхность, однако часть зерен несет на себе следы травления; последние проявляются в наличии черепитчатой поверхности.

Гранаты частично представлены андрадитами с вторичными развивающимися по ним продуктами — эпидотом и хлоритом. Некоторые зерна отличаются точечными формами растворения. Бóльшая часть зерен граната не содержит включений, и лишь в единичных случаях наблюдаются включения кварца и полевых шпатов. В породах Иркутского угольного бассейна часто встречаются обломки гранатов удлиненной формы.

Циркон (3,5—70%) представлен зернами трех типов. Преобладают резко идиоморфные зерна, имеющие четко выраженную кристаллографическую форму. Несколько меньше распространены полуокатанные зерна. Угловатые зерна составляют исключение. Значительная часть зерен циркона имеет зональное строение и буровато-желтый, иногда бурый цвет. Зоны одна от другой отличаются густотой окраски.

Турмалин (1—30%) встречается большей частью в виде изометричных, с призматическими очертаниями зерен; помимо того, часто присутствуют угловатые, а также окатанные зерна. Турмалин в большинстве случаев обладает резко выраженным плеохроизмом и бурой, реже зеленоватой окраской.

Рутила содержится 0,5—20%. Зерна его большей частью не окатаны, имеют угловатую форму; окатанные и полуокатанные зерна очень редки. Довольно часто рутил образует коленчатые двойниковые сростки. Значительная часть его кристаллов обладает удлиненнопризматическим габитусом с четко выраженными гранями призмы и бипирамиды, а также хорошей спайностью, высоким рельефом и буровато-красным цветом. В ряде случаев вокруг кристаллов рутила отмечается наличие лейкоксеновой оболочки.

Содержание эпидота варьирует от 1 до 40%, и его зерна, как правило, характеризуются угловатой, реже полуокатанной и окатанной формой, иногда — зазубренными краями. В большинстве случаев зерна этого минерала не содержат примесей, однако наблюдается точечная примесь рудного вещества. Отмечены зерна двух типов — прозрачные и загрязненные: чаще всего они зеленого или же желтого цвета.

Амфиболы развиты незначительно (не более 5—10%). Представлены они обыкновенной роговой обманкой в виде зерен удлиненной формы, темно-зеленого цвета, с ярко выраженным плеохроизмом в желтовато-зеленоватых тонах. Зерна роговой обманки представляют собой большей частью удлиненные призмы и столбчатые или игольчатые кристаллы, реже коротко-призматические образования. В ряде случаев зерна имеют форму угловатых обломков с зазубренными краями.

Ортит встречается в виде единичных зерен таблитчатой формы и зеленовато-темно-бурого цвета. В краевых частях отдельных зерен развивается эпидотовая каемка. Содержание ортита не превышает 5%.

Магнетит характеризуется угловатой формой; его среднее содержание составляет 0,5—10%. Встречается он в виде октаэдрических или ромбододекаэдрических кристаллов черного цвета.

Ильменита содержится от 1 до 50%. Его непрозрачные зерна имеют неправильную угловатую форму и, подобно магнетиту, встречаются в виде шестиугольных пластинок. Многие обломки ильменита в той или иной степени лейкоксенизированы. В пределах Иркутского угольного бассейна В. И. Копорулину (1964) удалось проследить все стадии постепенного перехода от слабо затронутых лейкоксенизацией зерен ильменита до полностью замещенных лейкоксеном.

Лейкоксен встречается в количестве 1,5—20%; от других рудных минералов он отличается значительной степенью окатанности. В ряде случаев его зерна имеют вид неправильных землистых агрегатов; большинство их образовалось, по-видимому, в результате лейкоксенизации титансодержащих минералов — ильменита и рутила.

Хромит встречается весьма редко. Зерна его большей частью характеризуются угловатой формой и красноватым цветом в краевых частях.

Алевролиты. Алевролиты (фиг. 5,*б*) по сравнению с песчаниками развиты значительно меньше,особенно на северо- и юго-востоке прогиба. Их количество несколько увеличивается в центре и на юго-западе и еще более на северо-западе прогиба. Подавляющее большинство их участвует в сложении верхних частей макроциклов-подформаций, т. е. тех частей формации, которые в основном представлены озерными, озерно-болотными, болотными, дельтовыми и прибрежно-морскими отложениями.

Согласно принятой классификации, они подразделяются на крупнозернистые (табл. VII, *3*, *4*) и мелкозернистые (табл. VII, *5*; табл. VIII, *1*, *2*) алевролиты. Их распространение на площади прогиба неодинаково; роль мелкозернистых алевролитов постепенно увеличивается с юго- и северовостока прогиба в сторону его открытой части, т. е. по направлению к Западно-Сибирской низменности. Очень часто наблюдается переслаивание крупно- и мелкозернистых разностей алевролитов (табл. VII, *6*), в котором иногда участвуют мелко- и даже среднезернистые песчаники. Характерны алевролиты, обогащенные тем или иным количеством обугленных растительных остатков и детрита (табл. VII, *4—6*; табл. VIII, *1*, *2*). Нередко встречаются, особенно на юго-востоке прогиба, углистые алевролиты, главным образом мелкозернистые, содержащие свыше 50% гелефицированного и гелефюзенизированного растительного материала. Некоторые разности пород на севере центральной части и на юго- и северо-западе прогиба в верхах разреза формации содержат значительную примесь карбонатного вещества.

Алевролиты обладают серой, иногда светло-серой, но чаще темно-серой и темно-бурой окраской, которая обусловлена примесью глинистого материала и мелкого обугленного растительного детрита, а также присутствием темноцветных минералов (табл. VII, *3*). Темно-серая и особенно темно-бурая окраска свойственна алевролитам, слагающим почвы угольных пластов. Значительная роль в их окраске принадлежит гумусовым растворам, пропитавшим алевролиты во время торфонакопления. В свою очередь, более темная окраска всегда характерна для мелкозернистых алевролитов.

Сортировка материала алевролитов различная и полностью зависит от тех условий, в которых происходило их накопление, а также от положения зоны седиментации по отношению к области сноса. Поэтому прибрежно-морские алевролиты на северо-западе прогиба и отчасти верхних частей третьей и четвертой подформаций на севере центральной части и на юго-западе прогиба всегда лучше отсортированы, чем алевролиты в их северо- и юго-восточной частях, где они имеют в основном озерный и озерно-болотный генезис.

Алевролиты обычно обладают отчетливо выраженной слоистостью. Для крупнозернистых алевролитов характерны различные типы мелкой косой (сходящейся и штриховатой), косоволнистой, волнистой, перекрестноволнистой, линзовидной и горизонтальной (сплошной и прерывистой) слоистости. Последние два типа чаще встречаются в мелкозернистых алевроли-

тах. Нарушенные текстуры представлены текстурами: взмучивания, флюидоподобными, оползания и протыкания. Все они обычны для алевролитов озерно-болотного и пойменного генезиса и всегда сопровождают подпочвенные образования.

Вещественный состав алевролитов характеризуется наличием большого количества кварца, полевых шпатов и слюд. Обломки пород присутствуют в незначительном количестве, причем среди них наиболее часто встречаются обломки кварцитов. Помимо того, наблюдаются многочисленные агрегатные скопления хлоритового вещества, в ряде случаев с большой примесью хлорита ожелезненного.

Обломки кварца, как и в песчаниках, обладают угловатой и окатанной формой, причем первые преобладают. Среди угловатых обломков довольно четко выделяется кварц из изверженных и кварц из метаморфических пород. Отдельные угловатые зерна кварца из изверженных пород содержат игольчатые включения рутила. Значительная часть кристаллов кварца имеет волнистое угасание, однако большинство зерен — прямое угасание.

Полевые шпаты в алевритах угленосной формации присутствуют в значительно меньшем количестве, чем кварц. Обломки их характеризуются угловатой формой и представлены зернами плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Отдельные зерна калиевого полевого шпата обнаруживают четко выраженную микроклиновую решетку; нерешетчатые же разности встречаются в большем количестве и обычно в значительной мере пелитизированы. Нерешетчатые калиевые полевые шпаты довольно часто содержат мирмекитовые вростки кварца (в отдельных случаях зерна сплошь покрыты кварцем).

Обломки плагиоклазов, как и калиевых полевых шпатов, имеют угловатую форму; у значительной части зерен двойниковое строение выражено достаточно четко. По составу плагиоклазы преимущественно олигоклаз-андезиновые. Бóльшая часть зерен в значительной степени эпидотизирована.

Обломки пород представлены главным образом микрокварцитом; реже встречаются обломки эффузивов различного состава, сланцев и других пород.

Содержание слюд обычно значительное (до 50%). Среди них резко преобладает биотит; мусковит присутствует в меньшем количестве. Помимо того, встречаются агрегатные скопления чешуек хлорита. Чешуйки слюд имеют довольно хорошую сохранность. Биотит обычно обнаруживает ясно выраженный плеохроизм в бурых тонах и обладает значительной степенью свежести. Чешуйки биотита более мелких размеров характеризуются более высокой степенью гидратации; их показатели двупреломления снижены, они сильнее обесцвечены. В мелкозернистых алевролитах в значительном количестве отмечаются обугленные растительные остатки и углистое вещество.

Цементирующая масса алевролитов представлена главным образом гидрослюдой, меньшую долю составляет примесь каолинитового и монтмориллонитового вещества. Среди цементирующей массы обнаруживаются агрегаты каолинита. В виде жеод встречаются агрегаты хлорита. В цементе иногда содержится много рудной пыли.

При микроскопическом изучении алевролитов в них наблюдается значительное количество мелких и крупных обрывков листьев и стеблей растений, обычно бесформенных, но в ряде случаев достигающих высокой степени сохранности. В породах часто обнаруживается тонкий растительный детрит, образующий чаще послойные скопления. В большом количестве встречается более тонкий и сильно измененный растительный материал, который представлен коричневато-бурыми непрозрачными или полупрозрачными гелефицированными обрывками тканей, утративших первичную форму. Их размеры колеблются от 0,05 до 0,5 *мм* и более. Присутствуют также фюзенизированные и гелефюзенизированные обрывки растений; некоторые

из них сохранили отчетливое клеточное строение. Алевролиты обнаруживают хорошо выраженную микрослоистость, которая подчеркивается ориентированным расположением растительных остатков, выделений карбонатного материала, слюд, а также прослоев, обогащенных глинистым и карбонатным материалом.

В алевролитах в ряде случаев удается фиксировать присутствие карбонатного вещества, которое состоит из мелких зернышек кальцита, равномерно распределенных среди глинистой массы. Более редкими являются крупные пелитоморфные выделения. Новообразования среди алевролитов представлены конкрециями пирита размером до 3 *см*; последние обычно облекаются чешуйками слюдистых минералов и растительными остатками. Подобные соотношения указывают, что образование аутигенного пирита осуществлялось еще до полной литификации породы.

Глинистые породы

Глинистые породы в составе угленосной формации представлены в основном в различной степени уплотненными разностями аргиллитов; глины же встречаются очень редко. Распределение аргиллитов в разрезе и на площади прогиба подчинено тем же закономерностям, что и алевролитов. Они более обычны на северо-западе прогиба, и их количество уменьшается как к юго-западу, так и по направлению к северо- и юго-восточным его частям, т. е. в сторону основных областей сноса терригенного материала.

Окраска аргиллитов и глин в основном серая и темно-серая, редко светло-серая и белесая. Очень часто из-за примеси большого количества мелкого обугленного растительного детрита аргиллит приобретает почти черную окраску, а присутствие рассеянных железистых карбонатов придает ему темно-бурый цвет. На северо-западе и севере центральной части прогиба в верхах разреза формации встречаются аргиллиты, в той или иной мере обогащенные карбонатным материалом, а в ряде случаев заключающие остатки пелеципод, моллюсков, филлопод, гастропод, остракод и др.

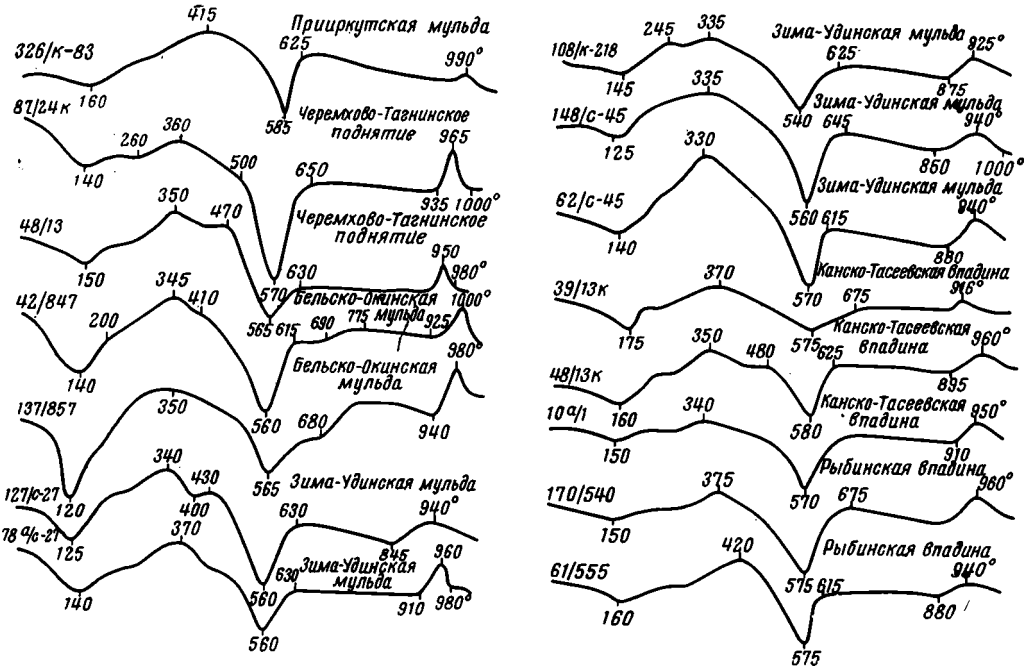
Сортировка материала аргиллитов и глин различная — от хорошей до относительно плохой. Последняя свойственна многим отложениям этого типа озерно-болотного и пойменного генезиса, особенно тем, по которым развиваются подпочвенные образования. Лучше отсортированы отложения центральных частей озер и отдельных участков прибрежного мелководья и удаленных от побережья частей бассейна. Среди аргиллитов и глин встречаются как чистые разности, так и в различной степени обогащенные алеврито-песчаным, гумусовым гелефицированным (табл. VIII, *4*) и сапропелево-гумусовым (табл. VIII, *5*) материалом.

По вещественному составу среди аргиллитов и глин в разрезе юрской угленосной формации выделяются три типа образований: гидрослюдистые с примесью каолинита, хлорита и монтмориллонита, монтмориллонитовые с примесью гидрослюды и каолинитовые с примесью гидрослюды.

Гидрослюдистые аргиллиты и глины с примесью каолинита, хлорита и монтмориллонита являются наиболее распространенной разностью среди указанных выше. Они характеризуются зеленоватым или желтовато-бурым до черного цветом. Их изучение в шлифах показало, что интенсивность окраски зависит от присутствия в породе органики и гидратированного биотита. В случае наличия большого количества последнего глинистая масса окрашена в желто-бурый цвет. Если же чешуйки биотита окрашены в зеленый цвет, то порода приобретает зеленовато-бурую окраску. Глинистая масса в шлифе имеет обычно тонкоагрегатное чешуйчатое строение и сложена мельчайшими чешуйками слюд. Ориентированность чешуек беспорядочная, участками же более или менее однонаправленная (табл. VIII, *6*).

В большом количестве в составе глинистой массы присутствуют включения обломков кварца, полевого шпата, чешуек биотита и гелефицированных обрывков растений. Биотит встречается в значительном количестве, и размеры его чешуек доходят до крупноалевритовых. Наиболее крупные чешуйки окрашены в бурый цвет и обладают отчетливым плеохроизмом и двупреломлением в бурых тонах. Мелкие чешуйки характеризуются более низким двупреломлением, что говорит о более высокой степени их гидратации.

На термограммах фракций $< 0{,}001$ *мм* аргиллитов и глин гидрослюдистого состава (фиг. 39) отмечаются два отчетливых эндотермических пика с максимумами: первого — в интервале 120—175° и второго, более интенсивного, при 540—585°. На многих термограммах фиксируется слабый



Фиг. 39. Термограммы гидрослюдистых аргиллитов и глин (фракции $< 0{,}001$ *мм*)

третий эндотермический пик с максимумом при 845—940°. В области высоких температур наблюдается экзотермическая остановка с максимумом при 915—1000°; экзотермический пик иногда выражен резко или же бывает сглаженным.

Рентгеноструктурный анализ тонких фракций аргиллитов и глин гидрослюдистого состава показал их сложный полиминеральный состав (табл. 6). При этом выяснилось, что лишь в некоторых случаях гидрослюда преобладает в этих фракциях. В большинстве же образцов аргиллитов гидрослюдистого состава гидрослюда является второстепенным минералом фракций $<0{,}001$ *мм*. Такое несоответствие между данными микроскопических исследований и рентгеноструктурного анализа вызвано скорее всего различиями в крупности частиц, слагающих эти аргиллиты. Чешуйки гидрослюды аргиллитов и глин имеют более крупные размеры (что подтверждается изучением пород в шлифах), чем другие глинистые минералы и при отмучивании концентрируются во фракции $> 0{,}001$ *мм*.

В образцах, в тонких фракциях которых преобладает гидрослюда (обр. 10а/1 и 326/К-83), этот минерал индецируется по целочисленной се-

рии базальных рефлексов от межплоскостного расстояния 9,8—10,2 Å (4,97; 3,33—3,35; 2,55Å и др.). Наличие сильного рефлекса (002) с d = 4,9—5,1 Å и рефлекса (060) с d = 1,48—1,50 Å свидетельствует о принадлежности гидрослюды к диоктаэдрической разновидности.

Помимо гидрослюды в этих образцах устанавливается присутствие каолинита и хлорита. Каолинит определяется по целочисленной серии базальных отражений от межплоскостного расстояния 7,0—7,3 Å (3,56; 2,37 Å и др.) и рефлексу (060) с d = 1,49 Å, исчезающих после прокаливания образцов в течение 2 часов при 550° С, но сохраняющихся на рентгенограммах образцов, кипяченых в HCl. Хлоритовый компонент обнаруживается по целочисленной серии базальных рефлексов от d = 13,5—14,2 Å; рефлекс (001) при прокаливании усиливается. После обработки в соляной кислоте линии хлоритового компонента исчезают.

В других образцах гидрослюдистых аргиллитов и глин, как уже говорилось, диоктаэдрическая гидрослюда составляет второстепенную часть фракций $<$ 0,001 *мм*. Наряду с каолинитом и хлоритом существенную роль в этих фракциях играет монтмориллонит. На рентгенограммах образцов, насыщенных глицерином, монтмориллонит индецируется по целочисленной серии базальных отражений от межплоскостного расстояния 17,6—17,8 Å (8,8; 5,9; 4,42 Å и др.). После прокаливания межплоскостное расстояние сокращается до 9,4—10 Å.

Помимо перечисленных глинистых минералов, в тонких фракциях аргиллитов гидрослюдистого состава отмечается присутствие кварца (рефлексы 4,21; 3,35; 1,81; 1,54 Å и др.) и полевых шпатов (рефлексы 3,25—3,1 Å и др.).

Монтмориллонитовые аргиллиты и глины с примесью гидрослюды наименее распространены по сравнению с гидрослюдистыми. Они окрашены в бурый или буровато-серый цвет, что обусловлено наличием растительного материала. Глинистая масса имеет весьма тонкоагрегатное строение и состоит главным образом из разновременно угасающих беспорядочно ориентированных глинистых частиц, на фоне которых располагаются полосы с однообразно ориентированными частицами (табл. VIII, 7). В виде примеси среди глинистой массы присутствуют терригенные зерна кварца, полевых шпатов, обломки пород и чешуйки биотита, иногда мусковита. Содержание материала алевритовой размерности в этом типе пород более низкое, чем в каолинитовых и гидрослюдистых аргиллитах и глинах.

На кривых нагревания глинистой фракции монтмориллонитовых аргиллитов и глин (фиг. 40) наблюдается постоянный и отчетливо выраженный эндотермический пик с максимумом от 120 до 150°. Второй и третий эндотермические пики выражены четко; второй пик имеет максимум в интервале 620—720°, а третий — в интервале 900—920°. Необходимо отметить, что почти во всех случаях на кривых нагревания всегда можно видеть очень пологое эндотермическое понижение кривой с максимумом при температуре 530—550°; его возникновение, по-видимому, обусловлено присутствием в составе глинистой фракции примеси каолинита или гидрослюды.

По данным рентгеноструктурного анализа (табл. 7), основным минералом фракций $<$0,001 *мм* аргиллитов и глин этого типа является диоктаэдрический монтмориллонит, индецируемый по целочисленной серии базальных рефлексов от межплоскостного расстояния 17,6—17,8 Å (8,8; 5,9; 4,42; 3,54; 2,95 Å и др.) и отражению (060) с d = 1,49—1,50 Å на рентгенограммах образцов, насыщенных глицерином. После прокаливания межплоскостное расстояние сокращается до 9,7 — 10,2 Å. Кроме монтмориллонита, в тонких фракциях этих глин присутствует иногда довольно значительное количество диоктаэдрической гидрослюды, а также небольшая примесь каолинита, хлорита и неглинистых минералов — кварца и полевых шпатов.

Таблица 6

Межплоскостные расстояния и интенсивности отражений гидрослюдистых аргиллитов и глин

(фракции $< 0{,}001$ *мм*; все образцы ориентированные)

Обр. 10а/1 (Канско-Тасеевская впадина)				Обр. 39/13К (Канско-Тасеевская впадина)				Обр. 170/540 (Рыбинская впадина)				Обр. 62/С — 45 (Зима-Удинская мульда)				Обр. 108/К — 218 (Зима-Удинская мульда)				(Обр. 48/13 (Черемхово-Тагнинское поднятие)				Обр. 326/К — 83 (Прииркутская мульда)			
Насыщенный глицерином		Прокаленный		Насыщенный глицерином		Прокаленный		Насыщенный глицерином		Прокаленный		Насыщенный глицерином		Прокаленный		Насыщенный глицерином		Прокаленный		Насыщенный глицерином		Прокаленный		Насыщенный глицерином		Прокаленный	
I	*d*, Å	*I*	*d*, Å	*I*	*d*, Å	*I*	*d*, Å	*I*	*d*, Å	*I*	*d*, Å	*I*	*d*, Å	*I*	*d*, Å	*I*	*d*, Å	*I*	*d*, Å	*I*	*d*, Å	*I*	*d*, Å	*I*	*d*, Å	*I*	*d*, Å
—	—	—	—	10	17,5	—	—	8	17,9	—	—	8	17,6	—	—	10	17,9	—	—	10	17,6	—	—	—	—	—	—
3	13,8	5	13,6	—	—	4	13,5	4	14,2	9	13,5	3	14,2	8	14,2	5	14,6	5	13,5	2	14,4	4	13,6	9	14,0	5	13,5
10	9,8	10	10,2	4	10,2	10	9,8	4	10,1	9	9,7	4	10,0	10	10,0	5	9,9	10	9,8	2	10,2 8,7	10	9,7	6	9,9	10	10,3
—	—	—	—	5	8,9	—	—	1	8,8	—	—	1	8,9	—	—	2	8,8	—	—								
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	7,6	—	—	—	—	—	—
10	7,0	—	—	6	7,3	2	7,3	10	7,1	—	—	10	7,2	—	—	9	7,1	—	—	10	7,1	—	—	10	7,1	1	7,0
—	—	—	—	—	—	1	6,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	2	5,9	—	—	—	—	—	—	1	5,9	—	—	2	5,9	—	—	1	5,8	—	—	—	—	—	—
4	4,97	7	4,97	—	—	3р	4,9	9	4,99	4	4,97	2	5,1	4	5,1	2	5,0	5	5,0	—	—	3	4,9	1	4,97	4р	4,97
3	4,7	—	—	1	4,74	—	—	3	4,70	—	—	3	4,74	3	4,72	3	4,72	3	4,7	2	4,76	—	—	5	4,72	—	—
—	—	1	4,48	5	4,48	4	4,53	—	—	—	—	2	4,48	1	4,48	2	4,49	2	4,46	3	4,46	4	4,52	—	—	4	4,48
—	—	—	—	3	4,27	4	4,27	2	4,27	3	4,26	2	4,26	3	4,26	2	4,19	4	4,21	3	4,19	3	4,22	3	4,22	4	4,24
—	—	—	—	—	—	1	3,81	1	3,86	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	3,98	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	3,72	—	—	—	—	2	3,75	3	3,77
9	3,55	2	3,51	7	3,56	2	3,59	10	3,56	2	3,51	10	3,56	1	3,47	10	3,56	2	3,52	10	3,56	8	3,51	9	3,55	5	3,51
9	3,31	9	3,34	5	3,34	10	3,37	6	3,34	10	3,34	5	3,34	10	3,34	8	3,31	10	3,34	5	3,34	10	3,34	8	3,34	10	3,34
—	—	—	—	2	3,20	9	3,22	—	—	3	3,17	1	3,20	4	3,14	1	3,20	5	3,15	2	3,23	8р	3,15	2	3,21	4	2,23

1	3,05	1	3,06	4р	2,98	1	3,04	2	3,05	—	—	2	2,98	—	—	3	2,98	—	—	—	—	—	—	1	2,98	2	2,99
2	2,82	—	—	1	2,79	—	—	2	2,85	2	2,80	1	2,83	1	2,83	2	2,81	—	—	—	—	1	2,83	2	2,83	2	2,89
2	2,55	3	2,52	3	2,57	3	2,59	2	2,57	1	2,55	2	2,58	2	2,57	2	2,55	3	2,57	3р	2,55	3	2,58	3	2,56	5	2,55
3	2,347			—	—	2	2,452		2,468	2	2,452	2	2,485			—	—	—	—	—	—	3	2,441	—	—	—	—
—	—			2	2,378	—	—	4	2,383	—	—	4	2,383			4	2,367	2	2,367	3р	2,383			4	2,383	3	2,378
—	—			—	—	—	—	—	—	—	—	2	2,323			—	—	—	—	—	—			—	—		
—	—			—	—	—	—	2	2,289	1	2,261	—	—			—	—	—	—	—	—			—	—		
2	2,120			—	—	—	—	2	2,124	2	2,120	—	—			3	2,112	—	—	1	2,128			2	2,124		
5	1,973			3р	1,983	—	—	4	1,990	2	1,973	4	1,994			5р	1,980	3	1,980	3	1,997			5р	1,980		
—	—			—	—	—	—	1	1,933	—	—	2	1,940			—	—			1	1,933			—	—		
1	1,883			—	—	—	—	1	1,880	1	1,883	3	1,895			2	1,874			1	1,883			3	1,886		
—	—			—	—	—	—	2	1,821	2	1,815	2	1,835			—	—			1	1,841			—	—		
—	—			1р	1,793	—	—	—	—			3	1,783			3	1,796			2	1,783			1р	1,796		
—	—			—	—	—	—	—	—			—	—			—	—			—	—			2	1,696		
5р	1,646			3р	1,666	—	—	5	1,664			4	1,664			5р	1,646			4	1,659			4	1,664		
—	—			—	—	—	—	2	1,617			3	1,619			—	—			2	1,617			—	—		
—	—			—	—	—	—	—	—			1	1,576			—	—			—	—			—	—		
2	1,539			3	1,533	1	1,539	3	1,541			3	1,537			3	1,528			3	1,541			3	1,537		
3	1,488			4	1,490	5	1,501	3	1,490			3	1,490			3	1,481			3	1,488			4	1,490		

Примечание. В таблицах межплоскостных расстояний р — размытая линия

Таблица 7

Межплоскостные расстояния и интенсивности отражений монтмориллонитовых аргиллитов и глин

(фракции < 0,001 *мм*; все образцы ориентированные)

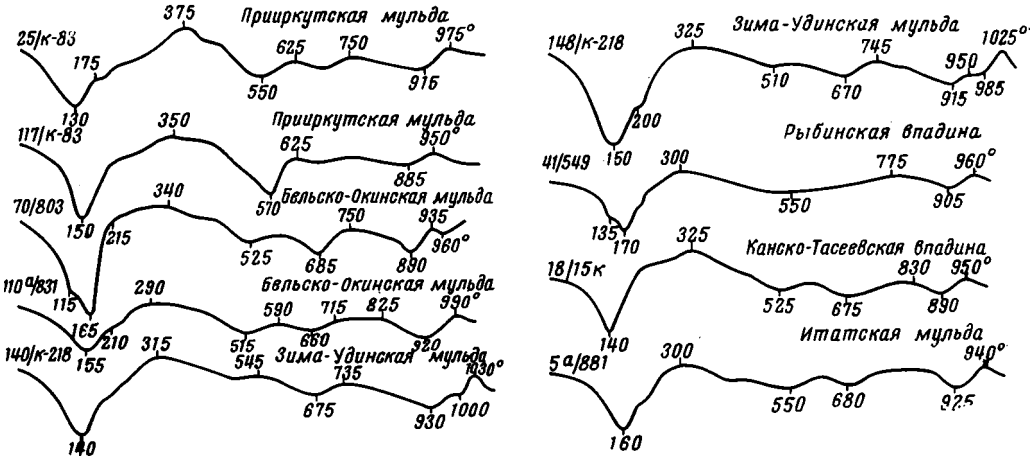
Обр. 5а/881 (Итатская мульда)				Обр. 41/549 (Рыбинская впадина)			
Насыщенный глицерином		Прокаленный		Насыщенный глицерином		Прокаленный	
I	*d*, Å	*I*	*d*, Å	*I*	*d*, Å	*I*	*d*, Å
10	17,6	—	—	9	17,6	—	—
—	—	—	—	—	—	3	13,6
—	—	10	9,7	5	9,9	8	10,2
6	8,9	—	—	1	8,7	—	—
—	—	—	—	2	7,6	—	—
1	7,2	—	—	2	7,1	—	—
4	5,9	—	—	1	5,8	—	—
—	—	5	4,8	2	4,9	3	4,99
—	—	—	—	4	4,49	4	4,48
—	—	—	—	5	4,27	5	2,24
1	4,01	—	—	1	3,97	2	3,97
—	—	—	—	3	3,75	3	3,75
6	3,55	3	3,48	3р	3,50	3	3,49
3	3,34	3	3,34	10	3,34	10	3,34
3	3,18	10	3,17	3	3,23	4	3,21
—	—	—	—	2	3,07	—	—
5	2,95	—	—	3	2,98	3	2,93
—	—	—	—	2	2,89	3	2,89
—	—	—	—	1	2,76	—	—
4	2,56	3	2,57	4	2,57	4	2,57
				4	2,446	—	—
1	2,373	1	2,383	3	2,362	—	—
3	2,216	—	—	4р	2,234	—	—
3р	1,973	—	—	—	—	4	1,976
3	1,686	—	—	4	1,573		
5	1,495	6	1,490	4р	1,502		
				4	1,374		

Каолинитовые аргиллиты и глины с примесью гидрослюды представлены как размокающими, так и неразмокающими в воде разностями. Они обычно окрашены в различные оттенки бурого цвета в связи с постоянным присутствием в их составе растительного материала. Глинистая масса имеет тонкоагрегатное строение и состоит из мельчайших, различно угасающих при скрещенных николях частиц (табл. VIII,*3*). В глинистой массе присутствует примесь мелких алевритовых обломков кварца, полевых шпатов, биотита и некоторых других минералов. Размеры чешуек биотита колеблются в широких пределах — от 0,1 до 0,01 *мм* и ниже; с уменьшением размерности чешуек биотита возрастает степень его гидратации.

В ряде случаев в составе тонкодисперсных каолинитовых аргиллитов и глин встречаются крупные вермикулитоподобные образования, возникшие в результате глубокого изменения чешуек обломочного биотита. Это подтверждается присутствием между табличками каолинита чешуек гидрослюды, обладающей более высокими показателями прелом-

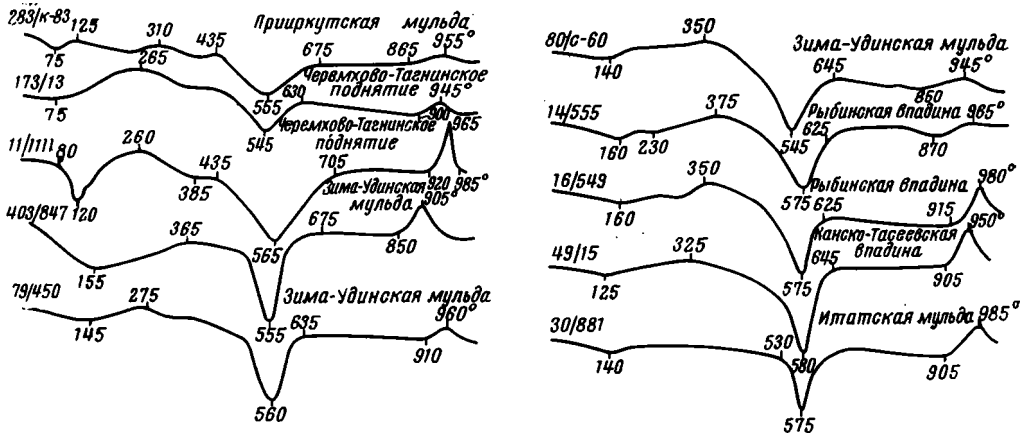
ления и двупреломления, чем каолинит, и сохранившей слабо выраженный плеохроизм в буроватых тонах.

Термограммы глинистых фракций имеют характерный для каолинита облик (фиг. 41); на них отчетливо выражен эндотермический пик с максимумом при 545—580° и экзотермический с максимумом при 905—985°. В низкотемпертурной области можно наблюдать довольно слабый эндотермический пик с максимумом в интервале 120—160°, который может быть



Фиг. 40. Термограммы монтмориллонитовых аргиллитов и глин (фракции $< 0{,}001$ *мм*)

обусловлен наличием в составе глинистой фракции примеси гидрослюды или тонкодисперсного каолинита. На подавляющем большинстве кривых виден более или менее резкий подъем между эндотермическими пиками, который, по-видимому, вызван окислением органики, присутствующей в составе глинистой фракции.



Фиг. 41. Термограммы каолинитовых аргиллитов и глин (фракции $< 0{,}001$ *мм*)

Рентгеноструктурный анализ тонких фракций каолинитовых аргиллитов и глин установил преобладание в их составе каолинита, индецируемого по целочисленной серии базальных отражений от межплоскостного расстояния 7,14 Å (3,56; 2,37; 1,78 Å и др.) и рефлексу (060) с $d = 1{,}49$ Å, исчезающих после прокаливания, но сохраняющихся на рентгенограммах образцов, обработанных соляной кислотой (табл. 8). Кроме каолинита,

Таблица 8

Межплоскостные расстояния и интенсивности отражений каолинитовых аргиллитов и глин

(фракции $< 0{,}001$ *мм*; все образцы ориентированные)

Обр. 403/847 (Зима-Удинская мульда)						Обр. 58/15к (Канско-Тасеевская впадина)				Обр. 14/555 (Рыбинская впадина)				(Обр. 30/881 (Итатская мульда)			
Насыщенный глицерином		Прокаленный		Обработанный 1*n*KOH		Насыщенный глицерином		Прокаленный		Насыщенный глицерином		Прокаленный		Насыщенный глицерином		Прокаленный	
I	*d*, Å	*I*	*d*, Å	*I*	*d*, Å	*I*	*d*, Å	*I*	*d*, Å	*I*	*d*, Å	*I*	*d*, Å	*I*	*d*, Å	*I*	*d*, Å
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	17,3	—	—	8	17,6	—	—
—	—	—	—	—	—	3	15,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3	14,6	—	—	1	14,0	—	—	—	—	2	13,8	1	13,6	3	13,6	5	14,0
5	10,1	10	9,9	6	10,0	3	9,6	3	9,8	6	9,8	9	9,9	7	9,9	8	9,9
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	8,8	—	—
10	7,0	—	—	10	7,2	10	7,2	1	7,0	10	7,2	—	—	10	7,1	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	5,7	—	—
2	4,94	4	4,94	3	4,94	—	—	4	4,94	3	4,9	5	4,9	2	4,99	5	4,99
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	4,72	—	—
5	4,48	8	4,5	4	4,48	3	4,48	5	4,33	3	4,53	3	4,48	2	4,46	3	4,49
4	4,16	2	4,29	2	4,14	2	4,16	—	—	3	4,19	4	4,21	5	4,22	6	4,22
1	3,73	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	3,75
10	3,55	4	3,52	10	3,58	10	3,56	3	3,51	10	3,58	1	3,49	9	3,56	5	3,49
5	3,34	10	3,34	7	3,34	3	3,34	4	3,34	7	3,34	10	3,34	10	3,34	10	3,34
—	—	2	3,24			—	—	—	—	—	—	3	3,19	1	3,22	4	3,19
1	2,98	1	3,03			—	—	—	—	—	—	—	—	1	3,06	2	2,98
—	—	—	—			—	—	—	—	—	—	—	—	2	2,94	1	2,89
1	2,76	—	—			—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	2,77
5	2,57	4	2,57			3	2,57	3	2,51	3	2,57	3	2,56	3	2,57	3	2,58
5	2,496	—	—			3	2,485			—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—			—	—			—	—	—	—	3	2,441	5	2,446
5	2,388	3	2,378			4	2,388			4	2,383	1	2,388	4	2,373	1	2,362
6	2,333	—	—			—	—			—	—	—	—	1	2,328	—	—
5	2,294	—	—			3	2,289			—	—	—	—	3	2,266	3	2,285
1	2,203	—	—			—	—			—	—	—	—	2	2,216	2	2,216
1	2,132	1	2,120			—	—			3	2,128	2	2,120	4	2,112	4	2,116
6	1,997	3	1,997			4	1,983			4	1,983	3	1,980	5	1,993	2	2,008
3	1,946	—	—			—	—			—	—			1	1,933	3	1,969
3	1,901	3	1,897			—	—			—	—			3	1,877	2	1,880
3	1,847	—	—			—	—			1	1,838			—	—	—	—
4	1,791	3	1,815			4	1,785			2	1,785			5	1,802	5	1,804
—	—					—	—			—	—			3	1,769	—	—
—	—					—	—			—	—			1	1,694	—	—
6	1,666					4	1,661			5	1,664			5	1,652	4	1,661
4	1,624					5	1,611			3	1,617			2	1,604	—	—
3	1,590					—	—			1	1,578			1	1,574	—	—
4	1,545					3	1,530			4	1,539			5	1,530	5	1,535
6	1,490					4	1,483			3р	1,492			3р	1,487		

в тонких фракциях каолинитовых аргиллитов и глин постоянно присутствует небольшое количество диоктаэдрической гидрослюды. В ряде случаев в этих фракциях отмечаются крайне незначительные количества монтмориллонита и хлорита, индецируемых только по первым базальным отражениям.

На рентгенограмме насыщенного глицерином образца 58/15к отмечается слабый рефлекс с $d = 15{,}3$ Å, сокращающийся после прокаливания до 10 Å, обусловленный присутствием небольшого количества смешанно-слойной фазы монтмориллонит — гидрослюда. В некоторых случаях (обр. 403/847) на рентгенограмме насыщенного глицерином образца отмечается слабый рефлекс с $d = 14{,}6$ Å. После прокаливания межплоскостное расстояние этого минерала сокращается до 10,2 Å, а после обработки 1*n* раствором КОН —до 14 Å, что позволяет определить его как вермикулит. Кроме глинистых минералов, в тонких фракциях каолинитовых аргиллитов обнаруживаются кварц и полевые шпаты.

Как видно из приведенного материала, между выделенными в составе угленосной формации разновидностями аргиллитов и глин наблюдаются взаимопереходы; мономинеральные, или, точнее, относительно мономинеральные, их разности встречаются сравнительно редко.

Каолинитовые аргиллиты и глины приурочены преимущественно к почвам и подпочвам угольных пластов или к отложениям других фаций, сильно обогащенных органическим веществом. Разности аргиллитов и глин с преобладанием монтмориллонита тяготеют главным образом к морским (дельтовые, прибрежно-морские) и озерным отложениям. Гидрослюдистые аргиллиты и глины являются наиболее полифациальными образованиями, связанными как с аллювиальными и озерными, так и с морскими фациями; среди последних они характеризуют условия относительно быстрого накопления осадков и приурочиваются к зонам развития дельтовых и прибрежно-морских отложений.

Химические и биохимические породы [1]

Известняки и их алеврито-глинистые разновидности по сравнению со всеми остальными породами, участвующими в строении юрской угленосной формации, распространены весьма ограниченно. Они встречены только в верхних частях разреза на севере центральной части прогиба (северо-запад Канско-Тасеевской впадины), а также на юго-западе (Березовская мульда) и северо-западе (Тегульдетская впадина[2] — Белогорская и Чулымская опорные скважины) Ангаро-Чулымского прогиба. Они большей частью слагают маломощные прослои, хотя иногда их мощность достигает 4—5 *м*.

Известняки имеют серую и темно-серую окраску, которая часто обусловливается примесью глинистого материала. При выветривании они приобретают буровато-серый цвет. Известняки характеризуются высокой степенью плотности и при расколе дают раковистый излом. В них встречаются многочисленные остатки фауны — крупные и мелкие раковины пелеципод, остракод, филлопод, моллюсков, гастропод и др. Известняки энергично вскипают с соляной кислотой.

Карбонатное вещество представлено тонкоагрегатной массой буровато-серого цвета (табл. IX, *1*), участками с выделениями монокристаллического карбоната (табл. IX, *2*). На фоне тонкоагрегатной массы отмечается также присутствие комочков неправильной формы, размером не более 0,5 *мм*. В ряде случаев карбонатный материал сплошь состоит из подобных выделений. Тонкоагрегатная масса в большинстве случаев плохо различима даже при больших увеличениях, поэтому часто нельзя установить, имеется

[1] Гумусовые и сапропелевые угли рассматриваются ниже в отдельной главе.

[2] Известняки этого района и их разновидности изучены по литературным данным.

ли в ней примесь обломочного или глинистого материала. Участки монокристаллического карбоната присутствуют в виде прожилков и линзовидных образований, четко выделяющихся на фоне тонкоагрегатной массы (табл. IX, *2*). В результате определения состава карбонатного материала методом окрашивания установлено, что в описываемых породах он представлен главным образом кальцитом. Показатель преломления изменяется в интервале 1,658—1,662, что отвечает кальциту.

Отличительной особенностью описываемых известняков является наличие значительной примеси тонкоотмученного глинистого вещества, а также обломков мелко- и крупноалевритовой размерности. Глинистое вещество в большинстве случаев довольно равномерно распределено среди карбонатной массы (табл. IX, *3*). Алевритовые обломки обычно сильно корродированы карбонатным веществом, и от них сохраняются лишь мельчайшие части зерен с неправильными, причудливо изрезанными контурами. Характерно, что карбонат, образующийся в результате замещения обломочных зерен, имеет отчетливо кристаллическое строение. Среди карбонатной массы довольно часто наблюдаются различные раковины, выполненные халцедоном (табл. IX, *4*).

Микроскопическое изучение известняков показало наличие большого количества остатков раковин пелеципод и другой фауны. Раковины характеризуются округлой формой; размеры отдельных створок доходят до 3,5 *мм*. Очень часто обломки раковин выполнены зернистым карбонатом (табл. IX, *5*).

В ряде случаев устанавливается примесь углистого вещества, а также изогнутых и удлиненных обрывков фюзенизированных тканей; редко встречаются крупные комочки и хлопья гелефицированного гумусового вещества. Среди карбонатно-глинистой массы удается фиксировать наличие аутигенного пирита в виде рудной пыли (табл. IX, *6*), а также участков, представляющих собой скопления тонкодисперсной массы рудного вещества. В краевых частях этих участков рудное вещество присутствует в большом количестве, вследствие чего рудный агрегат довольно четко отграничивается от карбонатной массы. По карбонатной массе отдельными пятнами развиваются гелевидные, а также листоватые хлоритовые агрегаты светло-желтого цвета (табл. IX, *6*).

Микрослоистые текстуры в известняках в большинстве случаев отсутствуют, однако иногда удается наблюдать неправильную горизонтальную слоистость за счет чередования слойков, в различной степени обогащенных глинистым материалом, а также ориентированного расположения растительных остатков и обломочных зерен. Необходимо отметить, что известняки с незначительным количеством глинистого материала приурочены к зонам развития наиболее глубоководных морских осадков; в случае же наличия примеси глинисто-алевритового материала известняки встречаются непосредственно выше пород кровли угля и в целом представляют собой отложения прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна.

ТЕРРИГЕННО-МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ КРУПНОЗЕРНИСТЫХ ПЕСЧАНИКОВ И МЕЛКОЗЕРНИСТЫХ ГРАВЕЛИТОВ И ВОЗМОЖНЫЕ ИХ МАТЕРИНСКИЕ ПОРОДЫ

Минералого-петрографическое изучение пород, изложенное в предыдущем разделе данной главы, проводилось нами с целью выделения терригенно-минеральных ассоциаций и их увязки с общим ходом накопления осадков угленосной формации в пределах Ангаро-Чулымского мезозойского прогиба. Для этой цели были использованы крупнозернистые песчаники и мелкозернистые гравелиты, которые имеют хотя и не равнозначное, но практически повсеместное распространение и в которых, по сравнению с

другими типами пород формации, наиболее полно представлены все породообразующие компоненты и главнейшие акцессорные минералы. Терригенно-минеральные ассоциации установлены среди отложений первых трех подформаций всего прогиба, за исключением юга его центральной части (Рыбинская впадина), где осадки третьей подформации, очевидно, полностью уничтожены последующей эрозией. Они также отсутствуют и в некоторых участках севера центральной (Канско-Тасеевская впадина) и юго-западной частей прогиба. Вещественный состав разреза формации на северо-западе прогиба (Тегульдетская впадина), т. е. в закрытом секторе Канско-Ачинского бассейна, автором не изучен.

При исследовании крупнозернистых песчаников и мелкозернистых гравелитов констатированы различия в их вещественном составе. Это позволило выделить 20 терригенно-минеральных ассоциаций, выяснить их распространение в разрезе формации и на площади прогиба и наметить возможные источники их питания. Эти ассоциации различаются между собой главным образом по составу и количественным соотношениям породообразующих компонентов — кварца, полевых шпатов и обломков пород. При их выделении учитывались еще особенности минералов тяжелой фракции, а также состава глинистого цемента песчаников и глинистой фракции алевритовых и глинистых пород. Терригенно-минеральные ассоциации образуют региональные комплексы, характерные для юго-западной (Итатская, Алтат-Назаровская и Березовская мульды), юга (Рыбинская впадина) и севера (Канско-Тасеевская впадина) центральной частей прогиба, т. е. для открытого сектора Канско-Ачинского угольного бассейна, а также юго-востока прогиба (Зима-Удинская, Бельско-Окинская и Прииркутская мульды), т. е. для Иркутского угольного бассейна.

Ниже приведена краткая порайонная характеристика терригенно-минеральных ассоциаций с учетом как ранее опубликованных материалов (Копорулин, Тимофеев, 1962; Тимофеев, Еремеев, 1964; Копорулин, 1964, 1966), так и новых данных, полученных в результате последующей обработки материалов (Тимофеев, 1967).

Юго-западная часть прогиба

В отложениях нижней и средней юры Итатской, Алтат-Назаровской и Березовской мульд установлено снизу вверх по разрезу четыре терригенно-минеральные ассоциации: 1) олигомиктово-кварцевая; 2) граувакково-кварцевая; 3) олигомиктово-кварцевая при повышенном содержании полевых шпатов; 4) мономинерально-кварцевая. Первые две ассоциации приурочены соответственно к первой и второй подформациям, а две последние — к третьей подформации (фиг. 42; табл. 9).

1. Олигомиктово-кварцевая ассоциация установлена в отложениях первой — аллювиально-озерно-болотной слабо угленосной подформации. Для ассоциации характерен кварц, заимствованный из изверженных пород, представленный прямоугасающими, с остроугольными очертаниями изометричными зернами, содержащими включения циркона, турмалина и волосовидных кристаллов рутила; характер включений указывает на принадлежность кварца к породам гранитного ряда. В значительно меньшем количестве присутствует кварц в виде удлиненных зерен, с характерным волнистым погасанием, генетически связанный с размывом метаморфических пород — гнейсов и сланцев. Кроме того, встречаются также окатанные и полуокатанные зерна кварца, происходящие из осадочных пород.

Полевые шпаты представлены главным образом калиевыми разностями, причем бóльшая часть из них — пелитизированные ортоклазы. Решетчатый микроклин содержится в меньшем количестве; в отличие от ортоклаза

Терригенно-минеральные ассоциации песчаников (крупнозернистых) и гравелитов

Вещественный состав пород, %	Юго-западная часть прогиба (Итатская, Березовская и Алтат-Назаровская мульды)				Юг центральной части прогиба (Рыбинская впадина)			Север центральной части прогиба (Канско-Тасеевская впадина)		
	Канско-Ачинский угольный бассейн (открытый сектор)									
	Ассо									
	олигомиктово-кварцевая	граувакково-кварцевая	олигомиктово-кварцевая при повышенном содержании полевых шпатов	мономинерально-кварцевая	олигомиктово-кварцевая при повышенном содержании кварца осадочных пород	аркозово-кварцевая	граувакково-аркозовая	полевошпатово-граувакковая	кварцево-аркозовая	кварцево-полевошпатовая при повышенном содержании обломков пород
Кварц	75—85	50—70	70—89	92—95	70—95	55—70	45	30—50	40—85	40—88
В том числе:										
из изверженных пород	45	50	50	50	23	35	60	55	70	60
из метаморфических пород	25	30	30	30	12	5	30	30	10	10
из осадочных пород	30	20	20	20	65	60	10	15	20	30
Полевые шпаты	1,2—14	11—35	9,5—28	1,5—4	2—15	23—29	35	20—34	15,1—57	10,1—55
В том числе:										
плагиоклазы	0,7—3	3—15	2,5—10	0,5—1	0,5—3	3	17	4—9	0,1—7	0,1—15
калиевые полевые шпаты	0,5—11	8—20	7—18	1—3	1,5—12	20—26	18	16—25	15—50	10—40
Обломки пород	10,5—13	8,1—45	7,5—9	3,5—6	2,5—20	8,5—18	20	24—40	1,2—3,6	3,3—13
В том числе:										
гранитоиды	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
траппы	—	—	—	—	—	—	—	23—35	1—2	2—3
эффузивы	2,5—3	3—17	0,5—2	0,5—1	0,5—8	1—9	10	—	0,1—0,5	1,5—2
кварциты	8—10	5—25	5	1—3	1—10	6	8	1—5	0,1—1,1	0,8—8
гнейсы и сланцы	—	0,1—3	2	2	1,5—2	1,5—3	2	—	—	—
Слюдистые минералы	—	—	—	—	0,3	—	—	0,5—1	1	2
Минералы тяжелой фракции (% к фракции):										
апатит	5—22	5—40	4—15	4	0,5—15	46,3		20—50	10—50	5—25
сфен	3—40	5—60	15—40	30	0,5—35	0,7		10—25	2—30	3
гранат	3,5—40	1—50	12—20	8	20—75	22		15—75	10—70	30—75
циркон	4,5—65	10—70	8—25	15	35—55	3,5		10—50	5—25	10—60
турмалин	1—22	1—20	2—5	3,5	5—25	3,5		2—5	3—15	15—30
рутил	1—5	0,5—45	—	0,5	3—20	7		3	1—10	2—2,5
эпидот	1—10	1,5—20	30—40	30	—	—		2—7,5	4—22	1
амфибол	—	—	—	—	—	—		5—10	—	—
ортит	—	—	—	—	—	—		0,5	—	—
магнетит	1—10	1—5	1—5	1—2	0,5—10	1—2		1—5	1—5	1—3
ильменит	1—10	1—5	5—10	1—2	—	5		40—50	1—10	3
лейкоксен	10	15	10	1—3	—	10		20	5—20	1—10
хромит	—	—	—	—	—	—		5	1—2	—
Подформации	I	II	III		I	II		I	II	III

Данные отсутствуют

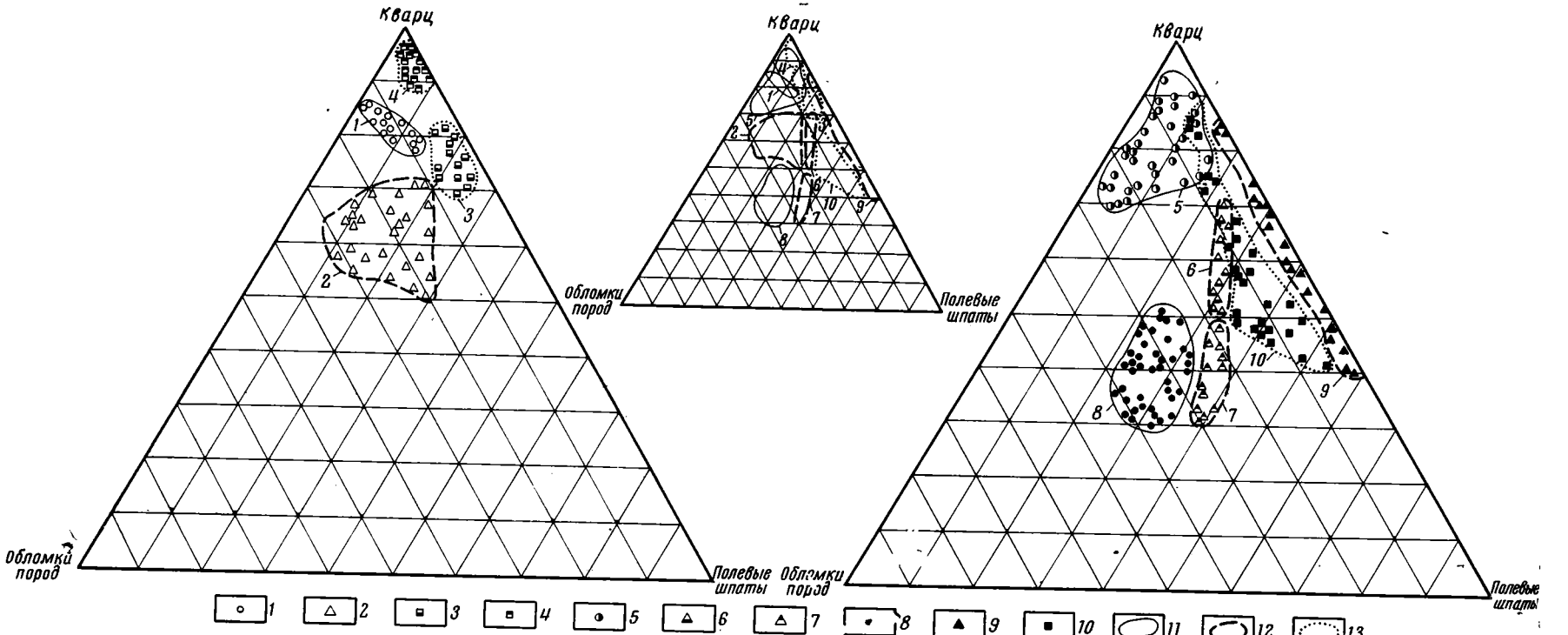
он менее выветрелый. Обломки плагиоклазов относятся преимущественно к кислым и основным олигоклазам; в виде единичных зерен встречается андезин. Среди обломков пород преобладают мелко- и крупнозернистые кварцитовидные образования. Незначительную часть составляют обломки кислых и основных эффузивных пород с плотной нераскристаллизованной стекловатой основной массой, замещенной почти нацело хлоритом. Кое-где встречаются также обломки сланцев и гнейсов.

Таблица 9

(мелкозернистых) юрской угленосной формации Ангаро-Чулымского прогиба

Юго-восточная часть прогиба (Иркутская впадина)										
Иркутский угольный бассейн										
циации										
полевошпатово-граувакковая при высоком содержании обломков кислых эффузивов	олигомиктово-кварцевая при низком содержании биотита	мономинерально-кварцевая при высоком содержании кварца осадочных пород	граувакково-аркозово-кварцевая при значительном содержании бурого биотита и выветрелых кислых плагиоклазов	полевошпатово-граувакковая при высоком содержании обломков гранитных пород	граувакково-аркозовая с преобладанием кислых плагиоклазов и микроклина	полевошпатово-граувакковая при повышенном содержании биотита (в низах разреза)	олигомиктово-кварцевая при высоком содержании биотита	аркозово-граувакковая, иногда с повышенным содержанием средних плагиоклазов	загрязненная граувакково-аркозовая	
30—35	55—70	90—95	30—40	25—43	20—40	15—45	30—35	25—30	32—45	
25	2	3	50	70	50	40	60—75	30—50	60	
15	5—8	2	20—40	20—25	30	50	25—40	35—45	30	
60	90	95	25—40	5—10	20	10	3—10	30	10	
20	10	2—5	30	20—38	35—60	31—47	20	45	20—48	
6	4	1—2	16	3—11	10—20	1—7	8	33	10—18	
14	6	1—3	14	17—27	25—40	30—40	12	12	10—30	
35	20	4	15—30	16,5—52,5	21—33	15—45	8	20	5,5—22	
—	—	—	8—12	15—50	1—10	5—15	5	5	4—15	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
20	3	1	4—12	1	10	5—20	1	3	1—4	
7	5	1	—	0,5—1,5	3—6	5—10	—	—	0,5—3	
8	12	2	3—6	—	7	—	2	12	—	
5—20	8—12	1—2	20—35	2,5—18	—	1—7	20—45	15—20	1,5—10,5	
20—30	30—40	1—2	30—40	Данные отсутствуют	—	—	25—30	1—35	Данные отсутствуют	
12	2	1	10—15		1—14	—	—	1—5		
25—40	30—40	1—2	40		8—77	6—31	30—35	35—40		
5—10	1—3	1	10		0,5—5	11—30	5	2—3		
5—10	1—2	1	12		0,3—5	2—5	5	2—3		
3—5	1—2	1—2	1—2		0,5—2,5	0,5—15	5	2—3		
1	1—5	1—30	1—2		0,3—3,3	0,7—22	2—80	15—80		
—	1—40	—	1		0,1—61	32—35	—	—		
—	—	—	—		0,2—5	1	—	—		
5	3	30	1—2		—	—	—	1—2		
10	1—5	30—35	1—2		—	—	10—15	—		
10—20	1—10	20	1—2		—	—	—	1,2		
—	—	—	—		—	—	—	1,2		
I—II			II			II—III			III	

Данная ассоциация характеризуется наличием в составе тяжелой фракции неокатанных акцессорных минералов — апатита, граната, эпидота, сфена, циркона, турмалина, рутила. Очень редко обнаруживаются окатанные зерна граната, а в низах разреза появляются такой же формы зерна эпидота и циркона; обломки лейкоксена всегда окатаны. Зерна апатита имеют удлиненную форму и ровные грани. Кристаллы гранатов бесцветны, иногда окрашены в буроватый цвет, грани их зазубрены. Турмалин представлен



Фиг. 42. Минералогическая классификация песчаников (крупнозернистых) и гравелитов (мелкозернистых) юрской угленосной формации юго-западной и центральной частей Ангаро-Чулымского прогиба

Терригенно-минеральные ассоциации крупнозернистых песчаников и мелкозернистых гравелитов: *1* — олигомиктово-кварцевая; *2* — граувакково-кварцевая; *3* — олигомиктово-кварцевая при повышенном содержании полевых шпатов; *4* — мономинерально-кварцевая; *5* — олигомиктово-кварцевая при повышенном содержании кварца осадочных пород; *6* — аркозово-кварцевая; *7* — граувакково-аркозовая; *8* — полевошпатово-граувакковая; *9* — кварцево-аркозовая; *10* — кварцево-полевошпатовая при повышенном содержании обломков пород. Контуры полей терригенно-минеральных ассоциаций, характерных для подформаций: *11* — первой; *12* — второй; *13* — третьей. В центре — общая схема распределения контуров полей терригенно-минеральных ассоциаций

таблитчатыми зернами, а магнетит и ильменит — мелкими угловатыми зернами. Цементирующая масса песчаников, а также глинистая фракция в алевролитах и аргиллитах состоит главным образом из гидрослюдистого вещества; в меньшем количестве присутствуют хлорит и каолинит.

2. Граувакково-кварцевая ассоциация выявлена в отложениях второй — аллювиально-озерно-болотной угленосной подформации. В составе обломочной части ассоциации преобладает кварц. Обломки калиевых полевых шпатов представлены главным образом пелитизированным ортоклазом. В меньшем количестве присутствует решетчатый микроклин. Состав плагиоклазов колеблется в широких пределах — от основного олигоклаза до лабрадора. Наряду со слабо измененными разностями плагиоклазов встречается много обломков, почти нацело замещенных эпидотом и серицитом. Отдельные зерна плагиоклаза содержат игольчатые включения рутила. Обломки пород состоят из кварцитов и эффузивов. Среди последних преобладают альбитофиры, кварцевые порфиры и фельзиты; гнейсов и сланцев мало.

Акцессорные минералы тяжелой фракции крупнозернистых песчаников и мелкозернистых гравелитов в целом не окатаны и характеризуются преимущественно угловатой формой. Они представлены турмалином, сфеном, гранатом, апатитом, эпидотом, цирконом, ильменитом и магнетитом. Очень редко встречаются окатанные и полуокатанные зерна сфена, циркона, апатита и рутила. Среди зерен циркона преобладают разности с четко выраженной кристаллографической формой; в меньшем количестве присутствуют угловатые зерна. Гранат состоит из угловатых обломков с гладкой поверхностью без следов травления. Турмалин пластинчатый, с бурым плеохроизмом. В значительном количестве имеются окатанные зерна лейкоксена. Цементирующая масса в песчаниках хлоритово-гидрослюдистая. Такой же состав имеет глинистая фракция в алевролитах и аргиллитах.

3. Олигомиктово-кварцевая ассоциация при повышенном содержании полевых шпатов установлена в отложениях нижней части третьей — аллювиально-озерно-прибрежно-морской слабо угленосной подформации. Среди обломочной части ассоциации резко преобладает кварц. Полевые шпаты представлены главным образом калиевыми разностями, среди которых преимущественно развит пелитизированный ортоклаз; в подчиненном количестве присутствует более свежий и неокатанный микроклин. Обломки плагиоклазов состоят из основных олигоклазов и кислых андезинов, бо́льшая часть которых сильно изменена, причем отдельные обломки почти нацело замещены серицитом или эпидотом.

Обломки пород представлены главным образом эффузивами (альбитофиры и плагиопорфиры) и кварцитами окатанной формы. Обломки кварцитов имеют преимущественно мелкозернистое строение; крупнозернистые их образования довольно редки. В ассоциации присутствуют также слюдистые минералы, которые распределены весьма неравномерно и относятся к крупночешуйчатым биотитам и мусковитам.

Акцессорные минералы — циркон, турмалин, сфен, апатит, лейкоксен — характеризуются в основном окатанной формой. Зерна граната и эпидота, а также магнетита и ильменита имеют угловатую форму. Апатит присутствует как в виде окатанных, так и удлиненных игольчатых зерен. Цементирующая масса в песчанистых разностях пород хлоритовая, с примесью гидрослюдистых образований. Глинистая же фракция в алевролитах и аргиллитах представлена главным образом гидрослюдистым веществом с примесью хлорита и каолинита.

4. Мономинерально-кварцевая ассоциация выявлена в отложениях верхней части третьей подформации. В составе обломочной части данной ассоциации, также как и в вышеописанной, резко

преобладает кварц, причем бо́льшая часть обломков его представлена изверженными разностями. Среди полевых шпатов наиболее характерны калиевые разности, главным образом пелитизированные ортоклазы. Плагиоклазы относятся преимущественно к основным олигоклазам. Обломки пород присутствуют в незначительном количестве и состоят в основном из мелкозернистых кварцитов; они имеют окатанную форму. В виде единичных обломков встречаются эффузивы, а также гнейсы и сланцы. Слюдистые минералы почти совершенно отсутствуют в пределах данной ассоциации. Бо́льшая часть акцессорных минералов характеризуется окатанной формой. Зерна магнетита, ильменита и граната имеют угловатые очертания; часть зерен апатита — удлиненной формы. Цементирующая масса преимущественно хлоритовая.

Возможные материнские породы. Сопоставление вещественного состава ассоциации олигомиктово-кварцевых крупнозернистых песчаников и мелкозернистых гравелитов с составом комплексов пород возможных водосборных областей позволяет говорить о том, что источником изверженного кварца и большей части полевых шпатов могли быть породы Саралинской гранитной интрузии, примыкающей к северо-восточной части Кузнецкого Алатау и залегающей среди толщи нижнекембрийских эффузивных и карбонатных отложений, а также отчасти девонских песчаников и эффузивов. Кроме того, в нижнекембрийских толщах западнее и северо-западнее Саралинского массива наблюдаются зоны эффузивно-сланцевых пород высокой степени метаморфизма (Хоментовский, 1960). Вполне вероятно, что за счет их размыва и происходило поступление метаморфогенного материала ассоциации. Источником эффузивного материала могли служить нижнекембрийские эффузивные образования.

Источником переотложенного материала, составляющего значительную часть данной ассоциации, были нижне- и верхнедевонские отложения, окаймлявшие описываемый район с юго-запада и юга. В низах разреза они представлены эффузивными образованиями, переходящими выше в красноцветные (кварцево-полевошпатовые) песчаники, в составе тяжелой фракции которых присутствуют эпидот, гранат, роговая обманка. В верхах разреза нижнего девона находятся известняки с халцедоном, перемежающиеся с алевролитами и кремнистыми песчаниками. Отложения верхнего девона сложены известковистыми песчаниками, гравелитами и алевролитами. В состав терригенной части отложений верхнего девона входят кварц, полевые шпаты, обломки пород (Еганов, 1962).

Состав обломочной части граувакково-кварцевой ассоциации, в отличие от олигомиктово-кварцевой, характеризуется более высоким содержанием обломков полевых шпатов, а также обломков пород — эффузивов, кварцитов и гнейсов. Это свидетельствует о том, что, кроме областей, за счет которых формировалась ассоциация олигомиктовых кварцевых песчаников, размыву подвергались также южнее расположенные поля развития нижнекембрийских вулканогенных толщ, включающие глубоко метаморфизованные толщи эффузивов геосинклинальных трогов. Следовательно, в период формирования второй ассоциации области питания значительно расширились.

Третья ассоциация описываемой части прогиба по составу близка к первой. Вполне вероятно, что и ее формирование происходило из тех же источников — гранитных пород, осадочных девонских отложений, а также частично за счет нижнекембрийских вулканогенных толщ. Для образования же четвертой ассоциации — мономинерально-кварцевой — служили главным образом породы Саралинской гранитной интрузии.

Таким образом, накопление осадков юрской угленосной формации юго-западной части Ангаро-Чулымского прогиба и образование рассмотренных выше четырех ассоциаций происходило за счет поступления обломочного материала с юго-запада, из районов Кузнецкого Алатау, причем в период

формирования второй ассоциации обломочный материал поступал сравнительно с большей территории, включавшей южнее расположенные области развития кембрийских вулканогенных толщ. При образовании третьей и четвертой ассоциаций размеры площадей размыва сократились, и в области седиментации поступал более однородный материал.

Юг центральной части прогиба

В отложениях нижней и средней юры Рыбинской впадины выявлено снизу вверх по разрезу три терригенно-минеральные ассоциации: 1) олигомиктово-кварцевая при повышенном содержании кварца осадочных пород; 2) аркозово-кварцевая; 3) граувакково-аркозовая. Первая ассоциация отвечает первой подформации, а вторая и третья — второй подформации (фиг. 42; табл. 9).

1. Олигомиктово-кварцевая ассоциация при повышенном содержании кварца осадочных пород характерна для отложений первой — аллювиально-озерно-болотной слабо угленосной подформации Рыбинской впадины. В составе крупнозернистых песчаников и мелкозернистых гравелитов среди обломков кварца преобладает кварц из осадочных пород. Обломки калиевых полевых шпатов представлены большей частью решетчатым микроклином; в подчиненном количестве присутствует пелитизированный ортоклаз. Плагиоклаз по составу отвечает основному олигоклазу, а также кислому андезину. В виде единичных зерен встречается основной андезин, большинство обломков которого в значительной степени эпидотизировано. Преобладающая часть обломков калиевых полевых шпатов и плагиоклазов характеризуется окатанной формой, хотя иногда встречаются и угловатые зерна.

Обломки эффузивов имеют окатанную форму; они состоят из нацело хлоритизированной стекловатой основной массы и вкрапленников, представленных в большинстве случаев кварцем, реже плагиоклазом. По составу они относятся к кварцевым порфирам — альбитофирам. Кроме того, имеются обломки, состав которых отвечает плагиопорфирам. Обломки кварцитов отличаются крупнозернистым мозаичным строением и окатанной формой. Кое-где среди обломков присутствуют также гнейсы, сланцы и песчаники. Слюдистые минералы встречаются главным образом в виде кустообразных агрегатов мусковита.

Акцессорные минералы тяжелой фракции представлены преимущественно неокатанными угловатыми зернами граната, апатита, циркона, рутила, турмалина и сфена. Зерна граната имеют обычно гладкую, реже черепитчатую поверхность. Рутил часто образует коленчатые двойниковые сростки. Магнетит представлен неправильными угловатыми зернами, а часть обломков турмалина имеет таблитчатую форму. Значительная часть зерен циркона обладает зональным строением. Цементирующая масса песчаников и гравелитов, а также глинистая фракция аргиллитов — гидрослюдистого состава.

2. Аркозово-кварцевая ассоциация установлена в отложениях нижней части второй — аллювиально-озерно-болотной угленосной подформации этого района. По характеру обломочного материала она довольно близка к предыдущей. Отличительной особенностью является присутствие в ней несколько большего количества кварца изверженных пород, а также калиевых полевых шпатов, представленных в основном пелитизированным ортоклазом. Решетчатый микроклин встречается в виде единичных зерен. Плагиоклаз обнаруживается в незначительном количестве и соответствует основному олигоклазу — кислому андезину. Значительная часть обломков его замещена главным образом эпидотом, а также серицитом. Большинство обломков полевых шпатов имеет угловатую форму, но некоторые из них окатаны.

Обломки пород и здесь представлены эффузивными разностями, кварцитами и метаморфическими образованиями — сланцами и гнейсами. Среди обломков эффузивов преобладают кислые разности; основные эффузивы встречаются редко. Кроме того, в небольшом количестве присутствуют обломки сильно измененных пород диабазового ряда с интерсертальной структурой.

Акцессорные минералы данной ассоциации — апатит, циркон, гранат, сфен, турмалин, лейкоксен (за исключением рутила) — характеризуются окатанной формой. Обломки магнетита и ильменита представлены неправильными угловатыми зернами. Цементирующая масса песчаников и гравелитов, а также глинистая фракция аргиллитов, сложены гидрослюдами, в ряде случаев с примесью каолинита.

3. Граувакково-аркозовая ассоциация располагается в верхней части разреза второй подформации. Здесь количество обломков кварца составляет около 45%, причем преобладает кварц изверженных пород; его содержание достигает 60%. Значительно меньше кварца из метаморфических и особенно осадочных пород. Содержание обломков полевых шпатов повышено по сравнению с предыдущей ассоциацией, причем обломки плагиоклазов и калиевых полевых шпатов присутствуют примерно в равных количествах.

Среди калиевых полевых шпатов преобладают нерешетчатые сильно разложенные и замещенные глинистым веществом ортоклазы, решетчатые же микроклины присутствуют в виде единичных обломков, которые также в значительной мере пелитизированы. Бо́льшая часть обломков плагиоклаза сильно эпидотизирована и серицитизирована, причем многие из них почти нацело замещены вторичными продуктами. Часть зерен замещается каолинитом. Единичные обломки представлены альбитом, а также андезином. Форма обломков плагиоклазов в большинстве случаев приближается к таблитчатой.

Обломки пород составляют около 20% и состоят главным образом из зерен сильно измененных кислых эффузивов, а также из обломков различно раскристаллизованных кварцитов, гнейсовидных образований, слюдистых сланцев, песчаников и гранитных пород. Из слюдистых образований присутствует бурый биотит, хотя встречаются также агрегаты из смеси рудной пыли и хлоритового вещества, по всей вероятности, представляющие собой разложенное биотитовое вещество. Цементирующая масса присутствует в незначительном количестве и состоит из смеси тонкоагрегатного гидратированного биотитового и хлоритового вещества, возможно, являющегося разложенным биотитовым материалом.

Возможные материнские породы. Анализ обломочного материала олигомиктово-кварцевой ассоциации при повышенном содержании кварца из осадочных пород, характерной для нижней юры Рыбинской впадины, указывает на то, что формирование ее происходило главным образом за счет осадочных образований. Таковыми могли быть девонские отложения, окаймляющие с юга Рыбинскую впадину, в состав которых входят грубообломочные породы, пестроцветные и красноцветные песчаники, а в верхах разреза также кварцевые песчаники и известняки с прослоями халцедона (Еганов, 1962). В целом по минеральному составу девонские отложения сходны с переотложенной частью данной ассоциации. Изверженный и метаморфический материал ассоциации поступал из центральных областей Байкальской горной страны, где преимущественно развит комплекс гранитных и метаморфических пород. В составе их минеральной части преобладают кварц и полевые шпаты (Арсеньев и Нечаева, 1953; Мануйлова, 1960 б). Поступление изверженного материала с юга, из районов Восточного Са́яна, практически исключено, так как в составе комплекса изверженных пород последнего, кроме гранитов, широко развиты основные и ультраосновные породы (Смирнов, Булдаков, 1962). В составе же

описанной нами ассоциации обломки основных и ультраосновных пород, а также их породообразующих и акцессорных минералов, отсутствуют.

Вещественный состав второй, аркозово-кварцевой, ассоциации в целом отличается от первой ассоциации лишь более высоким содержанием изверженного материала — кварца и неокатанных обломков полевых шпатов; это свидетельствует о том, что поступление обломочного материала из Байкальской горной страны было более интенсивным, чем при формировании первой ассоциации.

Граувакково-аркозовые крупнозернистые песчаники и мелкозернистые гравелиты верхов разреза второй подформации характеризуются преимущественным содержанием в составе обломочной части изверженного кварцево-полевошпатового материала, который сходен с кварцево-полевошпатовой составляющей пород Байкальской горной страны. Можно предположить, что последняя являлась главным источником обломочного материала.

Вторая и третья ассоциации второй подформации Рыбинской впадины — аркозово-кварцевая и граувакково-аркозовая, как увидим ниже, весьма близки по составу соответственно к полевошпатово-грауваккковой ассоциации при высоком содержании обломков кислых эффузивов и граувакково-аркозово-кварцевой ассоциации при значительном содержании бурого биотита и выветрелых кислых плагиоклазов той же подформации юго-востока прогиба, т. е. Иркутского угольного бассейна. Последние две также отражают начальный и конечный этапы образования второй подформации в пределах этого района и отличаются от рассмотренных выше ассоциаций меньшим количеством кварца и несколько повышенным содержанием обломков пород. Несколько изменяются и соотношения в содержании других обломочных компонентов.

Сходство терригенно-минеральных ассоциаций второй подформации юга центральной части с ассоциациями той же подформации юго-востока прогиба указывает на единый основной источник их питания — Байкальскую горную страну. По данным В. И. Копорулина и П. П. Тимофеева (1962), районы Байкальской горной страны и Прибайкалья служили областями питания для описанных ими терригенно-минеральных ассоциаций, о чем свидетельствуют результаты анализа обломочных компонентов пород. Присутствие в составе ассоциаций обломков диабазов указывает на то, что материал приносился также из районов, расположенных севернее Иркутского бассейна (Среднеангарский кряж) — областей развития триасовых изверженных пород диабазового ряда (Левинсон-Лессинг и др., 1932). Возможно, что из этих районов аналогичный материал поступал на юго-восток Канско-Тасеевской и в Рыбинскую впадины.

Таким образом, во время образования первой подформации областью сноса являлись районы, примыкавшие с юга и юго-востока к Рыбинской впадине, т. е. вероятно преобладал материал, сносимый с местных возвышенностей. Поступление материала с Байкальской горной страны сначала было незначительным, однако в последующее время произошло его постепенное усиление, благодаря чему терригенно-минеральные ассоциации второй подформации Рыбинской впадины и Иркутского бассейна приобрели черты сходства.

Север центральной части прогиба

В отложениях нижней и средней юры Канско-Тасеевской впадины установлены снизу вверх по разрезу три терригенно-минеральные ассоциации: 1) полевошпатово-грауваккковая; 2) кварцево-аркозовая; 3) кварцево-полевошпатовая при повышенном содержании обломков пород. Выделенные ассоциации соответственно встречены в первой, второй и третьей подформациях (фиг. 42, табл. 9).

1. Полевошпатово-грауваккова я ассоциация установлена в отложениях первой — аллювиально-озерно-болотной слабо угленосной подформации. Среди зерен кварца преобладает преимущественно кварц, заимствованный из изверженных пород в результате их размыва. В его крупных обломках содержатся включения резорбированных полевых шпатов, что свидетельствует о широком развитии процессов окварцевания в материнских гранитах. В несколько меньшем количестве присутствует кварц, генетически связанный с размывом метаморфических образований. Кварц из осадочных пород составляет наименьшую часть. Обломки полевых шпатов представлены плагиоклазом и калиевым полевым шпатом. Плагиоклаз в большинстве случаев имеет таблитчатую форму с довольно четкими очертаниями; края зерен местами сильно корродированы. Среди обломков плагиоклаза присутствуют как кислые разности — альбит и олигоклаз, так и основные — андезин и лабрадор. Зерна плагиоклаза в большинстве своем свежие, и только отдельные, более основные разности частично соссюритизированы; некоторые из них почти полностью замещены вторичными минералами.

Обломки калиевых полевых шпатов состоят из ортоклаза и решетчатого микроклина угловатой, реже полуокатанной и окатанной формы; подобно плагиоклазу, они также сильно корродированы. Калиевые полевые шпаты обычно пелитизированы, причем ортоклаз пелитизирован в большей степени, чем микроклин. Многие обломки микроклина содержат реликтовые включения зерен плагиоклаза — основного олигоклаза, что указывает на широкое развитие в гранитах, подвергшихся размыву, процессов микроклинизации. Характерно также присутствие обломков полевых шпатов, содержащих мирмекитовые вростки кварца.

Среди прочих обломков в составе данной ассоциации преобладают хорошо окатанные обломки пород и минералов трапповой формации. Последние большей частью представлены разностями с четко выраженной интерсертальной структурой с лейстами плагиоклаза, в промежутках которых располагается вулканическое стекло, замещенное почти нацело хлоритом и мелкозернистой рудной массой. Реже присутствуют обломки с долеритовой структурой, характеризующиеся наличием пироксена в промежутках между зернами плагиоклаза. Пироксен обычно полностью замещен эпидотом, хлоритом или роговой обманкой. Отмечаются также обломки долеритовых порфиритов, состоящие из вкрапленников плагиоклаза и афанитовой основной массы. Довольно часты обломки эпидота, реже хлорита и пироксенов.

Обломки кварцитов присутствуют в значительно меньшем количестве, чем обломки траппов. Они обладают окатанной формой и мелкозернистым строением. Помимо траппов и кварцитов, в описываемой ассоциации в небольшом количестве имеются обломки эффузивов с тонкозернистой скрытокристаллической основной массой, аплитовидных гранитов, сланцев и гнейсов. Все они характеризуются также окатанной формой. В незначительном количестве встречаются слюдистые минералы, представленные преимущественно чешуйчатыми и сноповидными агрегатами биотита и мусковита.

Акцессорные минералы данной ассоциации весьма разнообразны. Зерна турмалина, сфена, лейкоксена и циркона отличаются преимущественно окатанной формой, хотя среди последних обнаруживаются и короткопризматические, с зональным строением. Гранатам большей частью свойственна угловатая, реже полуокатанная форма; их зерна имеют гладкую и частично черепитчатую поверхность. Кристаллы рутила характеризуются удлиненнопризматическим габитусом, а также часто встречаются в виде коленчатых двойниковых сростков. Часть зерен окрашена в ярко-красный цвет. Кристаллы апатита — главным образом окатанные, реже игловидные и бесцветные зерна. Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой и

имеет удлиненную форму, зеленоватый цвет и ярко выраженный плеохроизм. Кристаллы ортита — таблитчатой формы и темно-бурого цвета. Зерна ильменита, магнетита, а также хромита отличаются угловатой формой. Глинистые минералы цемента песчаников и гравелитов, а также глинистой фракции аргиллитов преимущественно гидрослюдистого состава.

2. Кварцево-аркозовая ассоциация характерна для второй, аллювиально-озерно-болотной угленосной подформации Канско-Тасеевской впадины. Отличительной ее чертой является полное отсутствие обломков трапповых пород, столь широко распространенных в предыдущей ассоциации. Кроме того, здесь в значительном количестве присутствуют кварц и полевые шпаты. Среди последних преобладают угловатые обломки пелитизированного ортоклаза и решетчатого микроклина, содержащие включения плагиоклаза. Меньше встречается обломков плагиоклаза, представленных преимущественно олигоклазом, реже андезином. Часть зерен плагиоклаза эпидотизирована и частично серицитизирована. Среди других обломков пород попадаются кварциты, эффузивы, аплитовидные граниты, гнейсы, сланцы и единичные обломки траппов. Обломки эффузивов сильно изменены и почти нацело замещены вторичными образованиями. Слюды представлены главным образом биотитом, реже — мусковитом.

По составу акцессорных минералов данная ассоциация мало отличается от вышеописанной. Однако здесь наблюдаются весьма резкие колебания в их процентном содержании. Минералы этой фракции в целом характеризуются значительной степенью окатанности. Глинистые минералы цементирующей массы песчаников и гравелитов, а также глинистой фракции аргиллитов имеют и здесь преимущественно гидрослюдистый состав.

3. Кварцево-полевошпатовая ассоциация при повышенном содержании обломков пород установлена в отложениях третьей — аллювиально-озерно-прибрежно-морской слабо угленосной подформации данного района. По петрографическому составу она довольно близка к предыдущей ассоциации. Однако обломки пород, представленные теми же эффузивами и кварцитами, содержатся здесь в значительно большем количестве. Они имеют преимущественно окатанную форму. В состав обломков плагиоклаза входят олигоклаз и андезин. Бо́льшая часть зерен плагиоклаза замещена вторичными минералами. Среди полевых шпатов преобладают калиевые разности, представленные преимущественно решетчатым микроклином, часто содержащим мирмекитовые вростки кварца и реликты неизмененного плагиоклаза. Изредка встречаются обломки гнейсов, кварцитов, эффузивов и сланцев, а также незначительное количество обломков траппов. Слюдистые минералы— — биотит и мусковит — присутствуют примерно в равных количествах. Основная масса акцессорных минералов характеризуется значительной окатанностью; исключение составляют кристаллы рутила и турмалина, а также ильменита и магнетита. Цементирующая масса в песчаниках имеет монтмориллонит-гидрослюдистый состав. Такой же состав характерен и для глинистой фракции аргиллитов, причем монтмориллонитовая часть в них значительно повышена по сравнению с цементирующей массой песчаников.

В верхах разреза подформации отмечается некоторое изменение вещественного состава ассоциации в сторону уменьшения количества обломков полевых шпатов, а также пород. Песчаники здесь переходят в олигомиктовые разности. Состав песчаников самой верхней части подформации уже мономинеральный, причем обломки кварца на 85% образовались в результате размыва осадочных пород. Цементирующая масса мономинеральных песчаников гидрослюдисто-монтмориллонитовая.

Возможные материнские породы. Как следует из описания минерального состава ассоциации полевошпатово-граувакковых крупнозернистых песчаников и мелкозернистых гравелитов севера центральной части прогиба,

ее формирование происходило преимущественно за счет изверженных и метаморфических пород, а также основных пород трапповой формации и в меньшей мере — за счет осадочных пород. Источниками обломочного материала изверженных и метаморфических пород могли быть породы района, примыкающего к северо-восточной части Ангаро-Чулымского прогиба, т. е. Северо-Байкальского нагорья, где преимущественно развиты различного состава граниты, гранито-гнейсы, мигматиты и кристаллические сланцы.

Сходство минерального состава данной ассоциации с общим минеральным составом пород Северо-Байкальского нагорья проявляется в преобладании среди полевых шпатов калиевых разностей, в преимущественно олигоклазовом составе плагиоклазов, а также в значительном содержании кварца (30—50%). Это подтверждается также наличием в составе рассмотренной ассоциации обломков плагиоклазов и других породообразующих минералов гранитных пород со следами калишпатизации, широко проявленной в породах Северо-Байкальского нагорья (Великославинский и др., 1957). Минералы тяжелой фракции этой ассоциации большей частью соответствуют акцессорным минералам, входящим в состав гранитного и метаморфического комплексов Байкальской горной страны.

Наличие в составе ассоциации обломков траппов, их породообразующих минералов (основных плагиоклазов ряда андезина-лабрадора), пироксенов и акцессорных минералов (апатита, циркона, рутила, ильменита) свидетельствует о том, что, помимо Северо-Байкальского нагорья, источниками питания в значительной мере служили также районы центральной части Тунгусской синеклизы (районы среднего течения междуречья Подкаменной и Нижней Тунгусок). Из этих территорий в юрское время поступал обломочный материал вследствие размыва пород трапповой формации (триас) — туфов и туфобрекчий, прорванных интрузивными телами долеритового состава (Лурье, Масайтис и др.,1961). Переотложенный (осадочный) материал данной ассоциации, вероятно, образовался в результате размыва в этих же районах пермских пород, представленных песчаниками, алевролитами и аргиллитами.

Вторая ассоциация кварцево-аркозовых крупнозернистых песчаников и мелкозернистых гравелитов также сходна по кварцево-полевошпатовой части с первой ассоциацией и, следовательно, с общим минералогическим составом пород Северо-Байкальского нагорья. Акцессорные минералы тяжелой фракции в целом соответствуют акцессорным минералам комплексов пород этого нагорья. Повышенное же содержание гранатов свидетельствует о более интенсивном размыве метаморфических комплексов. Вполне вероятно, что переотложенный материал, составляющий незначительную часть ассоциации, привнесен как с Северо-Байкальского нагорья (Неелов, 1960), так и из районов центральной части Тунгусской синеклизы.

Незначительное содержание обломков пород трапповой формации и продуктов их разрушения в составе ассоциации (1—2%) говорит о том, что поступление обломочного материала из центральных частей Тунгусской синеклизы было, по-видимому, весьма ограниченным. Как было указано выше, по минеральному составу третья кварцево-полевошпатовая ассоциация при повышенном содержании обломков пород отличается от второй лишь более высоким содержанием обломков эффузивных пород и кварцитов. Это значит, что формирование ее происходило также главным образом за счет материала Северо-Байкальского нагорья, поскольку в пределах последнего отмечается наличие вулканогенных пород (Мануйлова, 1960а).

Следовательно, основной областью, из которой поступал обломочный материал в северные районы центральной части Ангаро-Чулымского прогиба, являлось Северо-Байкальское нагорье. В начальный период — во время образования первой подформации — значительное количество об-

ломочного материала выносилось также из центральных районов Тунгусской синеклизы. В дальнейшем его количество резко сократилось, а возможно подавлялось материалом Северо-Байкальского нагорья.

Юго-восточная часть прогиба

В отложениях нижней и средней юры Зима-Удинской, Бельско-Окинской и Прииркутской мульд и Черемхово-Тагнинского поднятия Иркутской впадины выявлено снизу вверх по разрезу десять терригенно-минеральных ассоциаций: 1) полевошпатово-грауваккова при высоком содержании обломков кислых эффузивов; 2) олигомиктово-кварцевая при низком содержании биотита; 3) мономинерально-кварцевая при высоком содержании кварца осадочных пород; 4) грауваккова-аркозово-кварцевая при значительном содержании бурого биотита и выветрелых кислых плагиоклазов; 5) полевошпатово-грауваккова при высоком содержании обломков гранитных пород; 6) грауваккова-аркозовая с преобладанием кислых плагиоклазов и микроклина; 7) полевошпатово-грауваккова при повышенном содержании биотита (в низах разреза); 8) олигомиктово-кварцевая при высоком содержании биотита; 9) аркозово-грауваккова, иногда с повышенным содержанием средних плагиоклазов; 10) загрязненная грауваккова-аркозовая. Большинство ассоциаций имеет локальное распространение и только первая и четвертая известны почти на всей площади юго-востока прогиба. Первые две ассоциации характерны для первой и нижней части второй подформации, третья, четвертая и пятая — для второй подформации, причем четвертая и пятая — только для ее средней и верхней частей. Шестая и седьмая отражают состав песчаников и гравелитов второй и третьей подформаций, восьмая — верхов второй и третьей подформаций. Кроме того, третья подформация характеризуется девятой и десятой ассоциациями (фиг. 43; табл. 9).

1. Полевошпатово-грауваккова ассоциация при высоком содержании обломков кислых эффузивов установлена в отложениях первой — аллювиально-озерно-болотной слабо угленосной и нижней части второй — аллювиально-озерно-болотной угленосной подформаций. Она распространена на значительной территории юго-востока прогиба, известна в Зима-Удинской, Бельско-Окинской, кроме ее северо-западной части (Новометелкинский район), и Прииркутской (только первая подформация) мульдах. Не исключено, что на самом юго-востоке последней в ее разрезе участвуют и другие ассоциации[1].

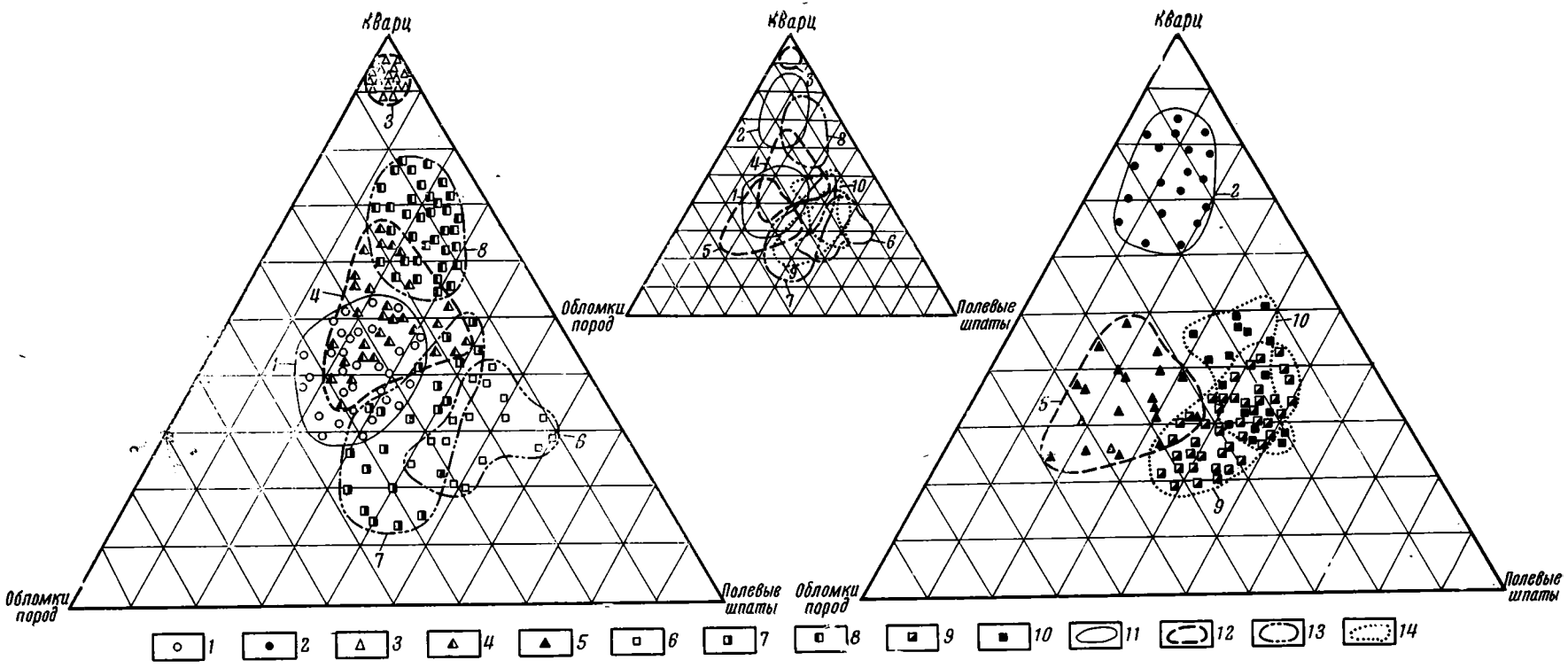
Среди обломков кварца преобладают зерна, образовавшиеся в результате размыва осадочных пород; они хорошо окатаны и однородно угасают. Обломков кварца, генетически связанных с размывом изверженных пород, содержится значительно меньше, они представлены изометричными однородно угасающими зернами с включениями пыли, пузырьков газа, жидкости, а также зерен циркона, рутила, апатита.

Обломки полевых шпатов представлены в основном калиевыми разностями — микроклином и ортоклазом. Ортоклазы часто пелитизированы. Плагиоклазы присутствуют в значительно меньшем количестве и относятся главным образом к основным и кислым олигоклазам; в виде единичных зерен встречаются альбиты. Основной и кислый олигоклаз, как правило, серицитизирован. Зерна полевых шпатов в большей части почти всегда окатаны, но в единичных случаях обнаруживаются обломки с четкими кристаллографическими очертаниями.

Обломки пород представлены обломками риолитов и фельзитов. В виде единичных обломков отмечаются базальты, состоящие из микролитов

---

[1] Самые низы разреза юры, представленные конгломератами и гравелитами, не изучены.



Фиг. 43. Минералогическая классификация песчаников (крупнозернистых) и гравелитов (мелкозернистых) юрской угленосной формации юго-восточной части Ангаро-Чулымского прогиба

Терригенно-минеральные ассоциации крупнозернистых песчаников и мелкозернистых гравелитов: *1* — полевошпатово-грауваккова при высоком содержании обломков кислых эффузивов; *2* — олигомиктово-кварцевая при низком содержании биотита; *3* — мономинерально-кварцевая при высоком содержании кварца осадочных пород; *4* — грауваккова-аркозово-кварцевая при значительном содержании бурого биотита и выветрелых кислых плагиоклазов; *5* — полевошпатово-грауваккова при высоком содержании обломков гранитных пород; *6* — грауваккова-аркозовая с преобладанием кислых плагиоклазов и микроклина; *7* — полевошпатово-грауваккова при повышенном содержании биотита (в низах разреза); *8* — олигомиктово-кварцевая при высоком содержании биотита; *9* — аркозово-грауваккова, иногда с повышенным содержанием средних плагиоклазов; *10* — загрязненная грауваккова-аркозовая.

Контуры полей терригенно-минеральных ассоциаций, характерных для подформаций: *11* — первой и второй; *12* — второй; *13* — второй и третьей; *14* — третьей. В центре — общая схема распределения контуров полей терригенно-минеральных ассоциаций

средних плагиоклазов, в промежутках между которыми стекловатое вещество замещено хлоритом. Обломки эффузивов в значительной степени окатаны. Кроме обломков эффузивных пород, встречаются обломки кварцитов и гнейсов, также, как правило, окатанные. Слюдистые минералы представлены главным образом биотитом и в меньшей мере мусковитом. Содержание биотита достигает 15%, причем среди обломков преобладают сильно измененные чешуйки без следов спайности и плеохроизма, с низким показателем преломления. Помимо того, в небольшом количестве имеются чешуйки бурого биотита (мероксена) хорошей сохранности, с отчетливыми трещинами спайности, высоким показателем преломления ($Ng \approx Nm = 1{,}605—1{,}610$) и отчетливым плеохроизмом. Мусковит наблюдается в виде единичных чешуек и обладает высоким двупреломлением.

Акцессорные минералы данной ассоциации весьма разнообразны. Зерна апатита, сфена, а также значительная часть зерен граната, рутила и турмалина характеризуются окатанной формой. Необходимо отметить, что апатиты в основном бесцветные или слегка желтоватого цвета, и только единичные зерна интенсивно окрашены в зеленовато-синий и розоватый цвет. Зерна сфена во всех случаях бесцветны. Часть зерен граната содержит включения кварца, биотита и некоторых других минералов. Кристаллы рутила имеют разнообразную окраску — бурую, буровато-красную, буровато-желтую. Турмалин окрашен в буроватые, а также синеватые тона. Зерна циркона обычно обладают четкой кристаллографической формой. Лейкоксены имеют резко неправильную изометричную форму и часто напоминают землистые агрегаты. Цементирующая масса в песчаниках по составу преимущественно гидрослюдисто-каолинитовая; в незначительном количестве присутствует монтмориллонит. В составе же глинистой фракции алевролитов и глин резко доминирует монтмориллонит, а гидрослюда и каолинит играют ничтожную роль.

2. Олигомиктово-кварцевая ассоциация при низком содержании биотита характерна для отложений первой — аллювиально-озерно-болотной слабо угленосной и нижней части второй — аллювиально озерно-болотной угленосной подформаций северо-западной части Бельско-Окинской мульды (Новометелкинский район).

Среди обломочной части резко преобладает кварц, причем основное место принадлежит кварцу из осадочных пород: его содержание достигает 90%. Кварц из метаморфических пород представлен почти исключительно удлиненными зернами и присутствует в незначительном количестве. Изверженный кварц состоит из изометричных обломков с включениями рудной пыли, пузырьков газа и жидкости, а также кристаллов рутила, апатита, циркона. Полевые шпаты относятся в основном к калиевым разностям — микроклину и ортоклазу. Они обычно в значительной степени пелитизированы. Встречаются также единичные обломки, совершенно не затронутые вторичными изменениями. Среди плагиоклазов преобладают альбит и кислый олигоклаз. Основной олигоклаз обнаруживается в виде единичных зерен. Все обломки плагиоклазов в той или иной степени серицитизированы или эпидотизированы. Обломки пород обычно имеют окатанную форму и представлены главным образом гнейсами; в меньшем количестве присутствуют обломки щелочных гранитов, а также кварциты.

Среди слюдистых минералов больше всего встречается биотита бурого цвета. В небольшом количестве обнаруживается сильно обесцвеченный биотит со слабым плеохроизмом и двупреломлением. Мусковита содержится значительно меньше; он характеризуется хорошо выраженными кристаллографическими очертаниями. Хлорит представлен четкими таблитчатыми зернами травяно-зеленого цвета.

Среди акцессорных минералов чаще всего встречаются гранаты и апатиты. В незначительном количестве присутствуют циркон, рутил, турмалин, лейкоксен, магнетит и минералы группы амфибола. Зерна граната большей

частью не окатаны и отличаются буровато-розовым цветом; некоторые зерна бесцветные. Форма их удлиненная. В виде включений в них содержатся зерна биотита, кварца, рутила, тремолита. Апатит почти во всех случаях обладает окатанной, реже эллипсоидальной формой. Зерна циркона обычно заметно окатаны, причем форма их округлая или эллипсоидальная. Цирконы частично окрашены в бурый цвет, частично обесцвечены. Необходимо отметить, что окрашенные цирконы имеют зональное строение, в то время как бесцветные — однородны. Роговая обманка очень характерна для данной ассоциации. По своим свойствам она может быть отнесена к категории обыкновенных роговых обманок — минерал зеленого цвета с ярко выраженным плеохроизмом от бледного желтовато-зеленого до грязновато-зеленого. Помимо того, в небольшом количестве присутствуют рутил, лейкоксен, магнетит. Цемент имеет главным образом каолинитовый состав. Глинистая масса в алевролитах представляет собой смесь каолинита с гидратированным слюдистым материалом.

3. Мономинерально-кварцевая ассоциация при высоком содержании кварца осадочных пород встречена в отложениях второй — аллювиально-озерно-болотной угленосной подформации. Она известна на северо-восточном борту Зима-Удинской мульды, в окрестностях Тулуна, Будагова, Мугуна и в прилегающих районах.

В данной ассоциации резко преобладают (до 90—95 %) обломки кварца из осадочных пород. Кварц представлен в основном хорошо окатанными зернами, причем бóльшая часть их угасает однородно, и лишь некоторые из них обнаруживают слегка волнистое угасание. Кварц изверженных и метаморфических пород составляет лишь около 5%. Полевые шпаты присутствуют в небольшом количестве и относятся лишь к калиевым разностям, причем среди них преобладают главным образом ортоклазы; решетчатые микроклины менее типичны. Обычно калиевые полевые шпаты — высокой степени сохранности и почти не содержат продуктов выветривания. Форма обломков пород в большинстве случаев окатанная; состав их разнообразен. Они состоят из обломков кварцитов, эффузивов и сланцев. Слюдистых минералов немного; встречаются единичные чешуйки мусковита.

Среди акцессорных минералов резко преобладают ильменит и магнетит; вместе они составляют более половины тяжелой фракции. Значительным является также содержание лейкоксена и эпидота. Прочие минералы тяжелой фракции представлены гранатом, апатитом, цирконом, сфеном, турмалином. Все эти минералы, кроме эпидота, характеризуются окатанной формой. В песчаниках и гравелитах глинистый материал отсутствует, и вследствие этого породы очень слабо сцементированы за счет непосредственного соприкосновения зерен и слабого проникновения их друг в друга. Изучение глинистого материала алевролитов показало наличие в них гидрослюд и каолинита.

4. Граувакково-аркозово-кварцевая ассоциация при значительном содержании бурого биотита и выветрелых кислых плагиоклазов установлена в отложениях средней и верхней частей второй—аллювиально-озерно-болотной угленосной формации и известна на большей части юго-востока прогиба. Она отсутствует в Прииркутской мульде и в окрестностях Тулуна.

Данная ассоциация характеризуется примерно равными соотношениями в содержании обломков кварца, полевых шпатов и обломков пород. Среди обломков кварца наиболее распространен кварц изверженных пород, который довольно часто содержит включения различных минералов — циркона, турмалина, биотита, рутила, апатита и пузырьков газа. Бóльшая часть обломков обнаруживает волнистое или мозаичное угасание, и лишь некоторые имеют однородное кристаллическое строение. Кварц из метаморфических пород присутствует в несколько меньшем количестве и содержит в

виде включений удлиненные чешуйки биотита. Наиболее характерны обломки чечевицеобразной формы. Кварц из осадочных пород обладает резко окатанной формой. Среди обломков полевых шпатов калиевые разности и плагиоклазы содержатся примерно в равных количествах и представлены сильно пелитизированными зернами ортоклаза, а также решетчатыми микроклинами. Из плагиоклазов отмечаются альбиты и кислые олигоклазы; основные олигоклазы встречаются в виде единичных зерен.

Состав обломков пород довольно разнообразен: преобладают граниты и эффузивы, сланцев и гнейсов меньше. В обломках гранитов наряду с кварцем обнаруживаются калиевый полевой шпат, плагиоклаз и биотит. Кварц обычно имеет волнистое погасание, полевые шпаты сильно выветрелы. Отдельные плагиоклазы нацело замещены серицитом и эпидотом. Обломки эффузивов характеризуются главным образом разностями кислого, реже среднего состава. Среди обломков метаморфических пород встречаются кремнисто-слюдистые, кварц-биотитовые, кварц-мусковитовые и кварц-хлоритовые сланцы, а также различные гнейсы, железистые кварциты и эпидозиты. Минералы слюд представлены главным образом биотитом — бурым мероксеном и зеленым лепидомеланом. Менее типичен мусковит, присутствующий в виде крупных чешуек хорошей сохранности.

Наибольшее значение среди акцессорных минералов данной ассоциации имеют гранаты, сфен, турмалин, циркон. Прочие акцессории обнаруживаются в количествах, не превышающих нескольких процентов. Обломки гранатов характеризуются удлиненной формой и в виде включений содержат кварц, биотит и некоторые другие минералы. Обломки сфена бесцветны и обычно имеют хорошо окатанную форму. Среди обломков турмалина преобладают зерна бурого цвета, с призматическими очертаниями. Зерна турмалина, окрашенные в сине-зеленый цвет, представлены как хорошо окатанными зернами, так и неокатанными призматическими кристаллами. По составу цементирующая масса в песчано-гравийных породах гидробиотитовая.

5. Полевошпатово-грауваккова ассоциация при высоком содержании обломков гранитных пород характерна для отложений средней и верхней частей второй — аллювиально-озерно-болотной угленосной подформации юго-западного борта Прииркутской мульды (Дабатский район). Среди обломков кварца преобладает кварц изверженных пород. Метаморфический и осадочный кварц присутствуют в подчиненном количестве. Полевые шпаты представлены в основном обломками калиевых полевых шпатов — это преимущественно невыветрелые микроклины. Ортоклазы также обнаруживаются в незначительном количестве. Обломки микроклина содержат включения сильно корродированных плагиоклазов. Из плагиоклазов наиболее типичны обломки альбитов и олигоклазов; они всегда отчасти выветрелы. Форма обломков полевых шпатов обычно угловатая, в единичных случаях приближающаяся к таблитчатой.

Состав обломков пород более или менее однообразен. Резко преобладают обломки гранитов (до 50%), характеризующиеся обычно угловатой формой и состоящие преимущественно из кварца, между зернами которого располагаются полевые шпаты и слюда. Обломков эффузивов и кварцитов содержится около 1%. Они обычно имеют окатанную форму и довольно мелкозернистое строение. Слюдистые минералы местами встречаются в значительном количестве — до 18%; они представлены главным образом биотитом, который местами образует крупные агрегаты. Цементирующая масса преимущественно гидрослюдистого состава.

6. Граувакково-аркозовая ассоциация с преобладанием кислых плагиоклазов и микроклина установлена в отложениях второй — аллювиально-озерно-болотной угленосной и третьей — аллювиально-озерно-прибрежно-морской слабо

угленосной подформаций центральной части Прииркутской мульды. Эта ассоциация отличается тем, что в ее составе обломки полевых шпатов преобладают над обломками кварца. Кварц имеет изометричную форму и включения рудной пыли и минералов апатита, биотита, мусковита. Помимо того, присутствуют зерна резко удлиненной формы с волнистым угасанием. Полевые шпаты представлены главным образом калиевыми разностями — микроклинами и ортоклазами, причем микроклины преобладают и характеризуются свежестью и четко выраженной микроклиновой решеткой. Ортоклазы встречаются в меньшем количестве; в отличие от микроклинов они в значительной степени пелитизированы. Часть кристаллов микроклина содержит в виде включений зерна плагиоклаза. Плагиоклазы присутствуют в несколько меньшем количестве, и их состав варьирует в широких пределах — от альбита до анортита. Обычно они сильно серицитизированы. Форма обломков полевых шпатов в большинстве случаев полуокатанная, реже приближается к идиоморфной.

Обломки пород весьма разнообразны. Обломки метаморфических пород представлены почти исключительно мелко- и крупнозернистыми кварцитами, состоящими из четко ограниченных и тесно соприкасающихся зернышек. Довольно часто вместе с зернами кварца присутствуют мелкие чешуйки слюдистых минералов. Обломки изверженных пород также имеют довольно широкое распространение и представлены полнокристаллическими породами гранитного ряда; они состоят из кристаллов кварца, полевого шпата, слюд. Среди плагиоклазов преобладают кислые разности ряда олигоклаза. Последние в незначительной степени серицитизированы и эпидотизированы Калиевые полевые шпаты, как правило, пелитизированы и представлены главным образом слабо решетчатым микроклином. Кварц, входящий в состав обломков гранитов, сильно катаклазирован. Обломки эффузивов в ряде случаев составляют около 10% и представлены исключительно их кислыми разностями. Слюдистые минералы нетипичны.

В составе акцессорных минералов данной ассоциации в наиболее значительном количестве встречаются гранат и амфибол. Гранат бесцветный или же слегка розоватый, часто имеет окатанные зерна с черепитчатыми формами растворения. Большинство зерен имеет угловатую и удлиненную форму, реже встречаются окатанные зерна. Зерна амфибола в основном удлиненные, с сильно изъеденными краями и окрашены в зеленый цвет. Несколько меньше содержится сфена, представленного хорошо окатанными бесцветными или слегка буроватыми зернами. Прочие акцессорные минералы обнаруживаются реже. Среди них только апатиты характеризуются окатанной формой; остальные минералы изометричные или призматические.

7. Полевошпатово-грауваккова ассоциация при повышенном содержании биотита (в низах разреза) встречена в отложениях второй — аллювиально-озерно-болотной угленосной и третьей — аллювиально-озерно-прибрежно-морской слабо угленосной подформаций северо-восточного борта Прииркутской мульды. Данная ассоциация отличается примерно равными соотношениями в содержании обломков кварца, полевых шпатов и пород. Значительно чаще встречается кварц из метаморфических и изверженных пород; осадочный же кварц присутствует в небольшом количестве. Метаморфический кварц наблюдается в виде удлиненных зерен; зерна изверженного кварца довольно часто содержат включения полевых шпатов. Полевые шпаты представлены почти исключительно калиевыми разностями — ортоклазами и микроклинами. Как те, так и другие часто пелитизированы. Многие обломки микроклина имеют реликтовые включения зерен плагиоклаза. Плагиоклазы присутствуют в меньшем количестве; это кислые разности — альбит и олигоклаз. В виде единичных зерен встречается также андезин. Как правило, зерна плагиоклазов довольно свежие, почти невыветрелые.

Обломки пород отличаются большим разнообразием. Наиболее распространены обломки пород гранитного ряда, которые большей частью милонитизированы. Кварц катаклазирован и при скрещенных николях обнаруживает мозаичное угасание. Полевые шпаты в обломках гранитов сильно выветрелы, плагиоклазы эпидотизированы. Обломки эффузивов представлены разностями кислого, среднего и основного состава. Кислые эффузивы состоят из выделений кварца, плагиоклаза и стекловатой основной массы. Эффузивы, как средние, так и кислые, встречаются довольно часто. Они образованы беспорядочно ориентированными лейстами полевых шпатов и небольшим количеством кварца в виде изометричных зернышек, отчетливо выделяющихся на фоне стекловатой основной массы. Обломки основных эффузивов диабазового ряда обнаруживаются довольно редко. Они представлены плагиоклазами, в промежутках между которыми располагается стекловатая хлоритизированная масса.

Среди слюдистых минералов наиболее типичен биотит. Он довольно неравномерно распределен по разрезу. В верхах разреза он слабо разложен, и зерна его характеризуются четким плеохроизмом. В низах же разреза биотит более разложен и переходит в чешуйчатую поляризующую массу, напоминающую каолинит.

Среди акцессорных минералов преобладают обломки гранатов, цирконов, эпидота и амфибола, меньшее значение имеет рутил. Прочие минералы составляют единицы процентов. Бóльшая часть акцессорных минералов имеет угловатые неокатанные зерна; исключение представляет сфен, а также в ряде случаев гранат и рутил. Цементирующая масса в песчаниках и гравелитах преимущественно гидрослюдистая.

8. Олигомиктово-кварцевая ассоциация при высоком содержании биотита установлена в отложениях верхней части второй — аллювиально-озерно-болотной угленосной и в третьей — аллювиально-озерно-прибрежно-морской слабо угленосной подформаций юго-западного борта и центральной части Зима-Удинской мульды (южнее Тулуна). Характерной ее особенностью является повышенное содержание биотита, достигающее 45%. Среди обломков кварца преобладает кварц изверженных пород. Метаморфический кварц присутствует в несколько меньшем количестве; осадочный кварц крайне редок. Полевые шпаты представлены калиевыми разностями — свежими решетчатыми микроклинами и пелитизированными ортоклазами. Плагиоклазы имеют подчиненное значение и относятся главным образом к кислым разностям — альбитам и кислым олигоклазам; реже встречается основной олигоклаз, серицитизированный и эпидотизированный.

Обломки пород малочисленны. Основная роль принадлежит обломкам гранитоидов; реже встречаются обломки метаморфических пород — кварцитов, сланцев. Биотит представлен почти исключительно бурой разностью — мероксеном; зеленый биотит — лепидомелан — встречается значительно реже.

Среди минералов тяжелой фракции преобладают гранаты, в меньшем количестве присутствуют апатит и ильменит. Зерна циркона, рутила и турмалина единичны. Эпидот появляется лишь в отдельных участках разреза, иногда его много, но в целом он распределен крайне неравномерно. Все минералы тяжелой фракции, за исключением апатита, не окатаны. Кристаллы циркона характеризуются четкими кристаллографическими очертаниями. Зерна апатита имеют округлую и эллипсоидальную форму. Цементирующая масса в песчаниках и гравелитах представлена гидрослюдистым веществом.

9. Аркозово-граувакковая ассоциация, иногда с повышенным содержанием средних плагиоклазов характерна для отложений третьей — аллювиально-озерно-прибрежно-морской слабо угленосной подформации юго-востока Зима-

Удинской (Каранцайский район) и северо-запада Бельско-Окинской (Новометелкинский район) мульд.

Среди обломков кварца в данной ассоциации резко преобладает кварц метаморфических и изверженных пород; зерна осадочного кварца встречаются крайне редко. Обломки метаморфического кварца имеют вид сильно удлиненных и сложно гранулированных зерен с мозаичным угасанием. Зерна изверженного кварца изометричные и неокатанные, с включениями различных минералов.

Обломки полевых шпатов представлены главным образом плагиоклазами, состав которых колеблется от альбита до основного олигоклаза и даже андезина. Плагиоклазы в значительной степени серицитизированы и эпидотизированы. Альбиты обычно не изменены вторичными процессами. В отдельных частях разреза главную роль играют средние плагиоклазы. Калиевые полевые шпаты присутствуют в подчиненном количестве и относятся к микроклинам и ортоклазам. Обычно как микроклины, так и ортоклазы вторичными процессами затронуты в незначительной степени. Форма обломков полевых шпатов в большинстве случаев неправильно угловатая, однако некоторые обломки плагиоклазов имеют четкие кристаллографические очертания.

В составе обломков пород отмечается примерно равное соотношение обломков изверженных и метаморфических пород. Последние представлены главным образом кристаллическими сланцами (кварц-биотитовых, кварц-хлоритовых, двуслюдяных), гнейсами и гранито-гнейсами. В небольшом количестве присутствуют щелочные эффузивы; в виде единичных зерен встречаются обломки изверженных пород типа диорита.

Среди слюдистых минералов резко преобладает зеленый биотит (лепидомелан) в виде хорошо сохранившихся чешуек с отчетливыми трещинами спайности. Наряду с биотитом в породах довольно часто встречается зеленый хлорит, иногда чешуйки мусковита.

В составе акцессорных минералов отмечается большое количество зерен эпидота в виде окатанных агрегатов. Также имеются обломки кристаллов граната, в большинстве случаев неокатанные. Прочие акцессорные минералы составляют лишь несколько процентов. Все они не окатаны и имеют угловатую форму. Цемент песчаников и гравелитов представлен тонкодисперсной массой, состоящей из гидробиотитового вещества.

10. Загрязненная граувакково-аркозовая ассоциация встречена в отложениях третьей — аллювиально-озерно-прибрежно-морской слабо угленосной подформации юго-западного борта Прииркутской мульды (Дабатский район). Она характеризуется повышенным содержанием обломков полевых шпатов в составе ассоциации. Среди обломков кварца резко преобладает кварц изверженных пород; это крупные изометричные зерна, содержащие довольно часто включения различных минералов — полевых шпатов, слюд, апатита, циркона, а также включения рудной пыли и пузырьков газа. Обломки кварца из метаморфических и осадочных пород присутствуют в меньшем количестве. Среди полевых шпатов, как правило, доминируют калиевые разности — свежие решетчатые микроклины с реликтовыми включениями зерен плагиоклаза. Плагиоклазы представлены преимущественно олигоклазами. В целом они в незначительной степени затронуты вторичными процессами. Форма обломков полевых шпатов таблитчатая.

Обломки пород имеют главным образом гранитный состав, в котором преобладает кварц, образующий агрегатные скопления, включающие полевые шпаты и слюды. Кварц, входящий в состав этих обломков, характеризуется резко волнистым погасанием. Форма обломков в большинстве случаев угловатая. Прочие обломки присутствуют в небольшом количестве; это в основном эффузивы, а также кварциты.

Слюдистые минералы представлены чешуями биотита и мусковита, при-

чем биотит имеет хорошую степень сохранности. Мусковита содержится меньше, нежели биотита. Цементирующая масса песчаников преимущественно гидрослюдистого состава.

Возможные материнские породы. Анализ вещественного состава ассоциации полевошпатово-грауваккоовой при высоком содержании обломков кислых эффузивов указывает на то, что формирование ее происходило за счет размыва изверженных, метаморфических, эффузивных, а также в значительной мере осадочных пород. Сопоставление минералогического состава ассоциации с составом комплексов пород смежных областей указывает на то, что возможной питающей провинцией могла быть область развития верхнепротерозойских эффузивно-осадочных пород Прибайкалья, где известна мощная толща пород (акитканская серия), представленная переслаиванием терригенных пород (конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов) с кислыми эффузивами ряда кварцевых порфиров и их туфами (Салоп, 1958). В результате размыва этой толщи мог формироваться эффузивный и осадочный материал данной ассоциации. Помимо того, указанная толща прорвана крупными интрузивными телами щелочных гранитов, для которых характерно высокое содержание калиевых полевых шпатов и биотита, что, по всей вероятности, и дало изверженный материал ассоциации (изверженный кварц и полевые шпаты).

Кроме того, поступление обломков метаморфических пород могло идти из районов Прибайкалья, где кристаллические сланцы и кварциты архея и протерозоя значительно развиты (Салоп, 1958).

Таким образом, верхнепротерозойский комплекс пород Прибайкалья служил главной питающей провинцией для районов накопления данной ассоциации. Необходимо отметить, что породы акитканской серии за время продолжительного континентального перерыва, предшествовавшего юрскому периоду а возможно и в более ранние этапы своего существования, подверглись значительному выветриванию, что сказалось не только на облике обломочного материала, слагающего ассоциацию, но и привело к обогащению последней устойчивыми, в отношении выветривания, минералами. Кроме того, можно предположить поступление эффузивного материала из центральных частей Восточного Саяна (бассейн р. Ии), где широко известны выходы кварцевых порфиров, туфов, туфобрекчий и порфиритов протерозойского возраста (Додин, 1958).

Вещественный состав ассоциации олигомиктово-кварцевой при низком содержании биотита говорит о том, что формирование ее происходило главным образом за счет осадочных пород, претерпевших до начала юрской эпохи выветривание, размыв и переотложение. Источником такого материала могли служить протерозойские конгломерато-песчаниковые образования Восточного Саяна (Шамес, 1962; Титов, 1962). Кроме того, в незначительной степени происходило подмешивание материала изверженных и метаморфических пород, неокатанных обломков кварца, невыветрелых полевых шпатов и прочих минералов, не несущих на себе следов механической обработки,— также, вероятно, из районов Восточного Саяна.

Как следует из рассмотрения ассоциации мономинерально-кварцевых песчаников, в составе ее преобладают обломки окатанного кварца, формирование которого происходило главным образом в результате размыва ордовикских отложений, развитых севернее (в пределах Среднеангарского кряжа). Из этих же областей поступало незначительное количество траппового материала.

Формирование ассоциации граувакково-аркозово-кварцевой при значительном содержании бурого биотита и выветрелых кислых плагиоклазов происходило за счет сложного комплекса разнообразных по составу пород — изверженных, метаморфических, а также осадочных. Такими сложными областями питания могли быть районы Прибайкальского нагорья, а также частично Восточного Саяна, где широко развит комплекс докемб-

рийских изверженных и метаморфических пород — гранитов, гнейсов, различных сланцев, кварцитов. Для гранитов этих областей, как отмечает Н. Я. Тихомирова (1958 г.), характерно высокое содержание калиевых полевых шпатов, а также бурого, реже зеленоватого биотита. Акцессорные минералы гранитов представлены различно окрашенными гранатами и цирконами, а также четко ограниченными кристалликами турмалина, плеохроирующего в бурых и зеленых тонах. Встречаются также сфен, апатит, рутил, роговая обманка, пироксены и амфиболы.

Для плагиогранитов этого же возраста свойственно преобладание плагиоклазов (олигоклаз-андезина) над калиевыми полевыми шпатами и присутствие наряду с биотитом мусковита. Акцессорные минералы этих пород в целом аналогичны вышеописанным. В метаморфических толщах архея и протерозоя Восточного Саяна и Прибайкальского нагорья тот же автор отмечает наличие кварца, полевых шпатов, биотита, разнообразных гранатов, турмалина, эпидота, циркона, рутила, сфена, апатита, дистена, ставролита, пироксена, амфибола и других минералов. Большинство перечисленных минералов образует хорошо оформленные кристаллические образования.

Таким образом, общий минералогический состав предполагаемых областей питания близок к вещественному составу данной ассоциации. Формирование осадочной части данной ассоциации также происходило за счет нижне- и верхнепротерозойских образований, так как в пределах последних развит комплекс слабо метаморфизованных осадочных пород — алевролитов, песчаников, гравелитов и конгломератов. Возможно также, что осадочный материал частично заимствован из кембрийских и силурийских осадочных толщ.

Полевошпатово-грауваккова я ассоциация при высоком содержании обломков гранитных пород формировалась главным образом вследствие размыва гранитов, причем наличие большого количества обломков гранитных пород говорит о близости источника питания. Таковым был, по всей вероятности, район Восточного Саяна, расположенный южнее области развития данной ассоциации, где широко развиты интрузивные и метаморфические комплексы. Отсюда же в незначительном количестве поступал осадочный материал.

Ассоциация грауваккова-аркозовая с преобладанием кислых плагиоклазов и микроклина образовалась, как и предыдущая, за счет изверженных и метаморфических пород; осадочные же комплексы играют значительно меньшую роль. Набор породообразующих и акцессорных минералов в целом близок к общеминералогическому составу гранитных и метаморфических комплексов Восточного Саяна (Н. Я. Тихомирова, 1958 г.); вероятно, в результате их размыва и происходило формирование вещественного состава ассоциации. Следовательно, источник питания был общим для обеих ассоциаций (пятой и шестой), и некоторые различия в их вещественном составе объясняются тем, что источник питания был более удален от области накопления шестой ассоциации, нежели пятой, и ввиду более значительного пути переноса обломочный материал в большей степени дезинтегрировался. Этим и объясняется несколько меньшее содержание обломков пород и почти полное отсутствие биотита.

Ассоциация полевошпатово-грауваккова я при повышенном содержании в низах разреза биотита отличается от рассмотренных выше ассоциаций (пятой и шестой) несколько иным соотношением в содержании обломков кварца метаморфических и кварца изверженных пород, а также более высоким содержанием обломков эффузивных пород и кварцитов. Помимо того, отличительной чертой является наличие биотита в составе ассоциации. Все это говорит о том, что источник питания был иным, нежели для описанных выше ассоциаций. По всей вероятности, им служили ближайшие области Байкальской горной страны и Прибайкалья, имеющие сходный общий минеральный состав пород (Тихомирова, 1958 г.).

Анализ вещественного состава ассоциации олигомиктово-кварцевой при высоком содержании биотита свидетельствует о том, что формирование ее осуществлялось за счет размыва гранитных и в меньшей мере метаморфических пород. Осадочные образования составляют незначительную часть. Высокое содержание кварца изверженных пород и биотита указывает на значительную степень обогащенности коренных пород этими минералами и на короткие пути переноса. Сопоставление общего вещественного состава данной ассоциации с вещественным составом гранитных и метаморфических пород районов, расположенных вблизи областей развития данной ассоциации, говорит о том, что обломочный материал, вероятнее всего, поступал из областей Восточного Саяна, прилегающих с юга к полю развития данной ассоциации.

Ассоциация аркозово-грауваккова, участками при повышенном содержании средних плагиоклазов, формировалась главным образом в результате размыва комплекса гранитных и метаморфических пород, причем доля участия тех и других примерно равная; помимо того, в значительной мере в формировании ассоциации участвовали также осадочные образования. Характерной особенностью ассоциации является также преобладание плагиоклазов над калиевыми полевыми шпатами, а также повышенное содержание биотита. Все это доказывает, что среди гранитных пород главную роль играли, по всей вероятности, плагиограниты, где плагиоклазы резко преобладают над калиевыми полевыми шпатами, а содержание кварца понижено. Вполне вероятно, что состав гнейсов также характеризовался повышенным содержанием плагиоклазов. Ограниченность распространения ассоциации на площади может быть объяснена тем, что питающая провинция находилась поблизости, в пределах Восточного Саяна. Перечисленные выше в качестве возможных источников питания комплексы пород имеют широкое распространение в протерозое и архее Восточного Саяна (Шамес, 1962).

Ассоциация загрязненная граувакково-аркозовая характеризуется резким преобладанием в ее составе изверженного материала. От пятой ассоциации (полевошпатово-грауваккова при высоком содержании обломков гранитных пород) она отличается значительно меньшим содержанием обломков гранитов. Сходство состава подтверждается ее формированием за счет тех же источников, с той, однако, разницей, что в процессе переноса породы разрушались в большей степени, чем и объясняется меньшее содержание в составе ассоциации обломков гранитов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из приведенного сравнительно краткого анализа состава пород и распределения их терригенно-минеральных ассоциаций на территории Ангаро-Чулымского прогиба следует, что юрская угленосная формация характеризуется весьма сложным и разнообразным минеральным составом терригенных отложений. Они возникли за счет разрушения изверженных, метаморфических и осадочных материнских пород, которые обрамляют прогиб или слагают внутри него возвышенности доюрского рельефа. Обломочный материал этих пород участвует в строении самых разнообразных литологических и литогенетических типов отложений независимо от их генезиса, а поэтому, естественно, не может служить критерием последнего.

Иные возможности дает размерность пород, указывающая на динамику водной среды, в которой происходило формирование тех или иных осадков. Так, для транспортировки гравелитов и песчаников необходима была значительная подвижность водной среды, способная переносить грубый материал или разрушать коренные породы (береговая абразия). Алевролиты и аргиллиты накапливались в несравненно более спокойных условиях, особенно последние, которые могут транспортироваться на большие расстo-

яния и отлагаться далеко от берега. Но, к сожалению, гранулометрический состав пород не дает однозначного решения, поскольку одни и те же осадки могли отлагаться в самых разнообразных условиях — в русле, на пойме, в дельте и в различных участках озерных водоемов и эпиконтинентального морского бассейна.

Несколько более определенные критерии, которые в ряде случаев отражают специфику накопления осадков в тех или иных фациальных условиях различных ландшафтов, можно получить при анализе размерности пород с учетом степени их отсортированности, т. е. соотношения преобладающей и второстепенных фракций. Так, песчаники руслового аллювия содержат меньше примеси алеврито-глинистого материала, чем дельтовые; последние хуже отсортированы по сравнению с песчаниками зоны открытого подвижного мелководья эпиконтинентального морского бассейна. В пойменных песчаниках и алевролитах глинистая примесь более обычна, чем в тех же типах осадков прибрежного мелководья крупного бассейна. Алевролиты и песчаники мелких озер речных долин, особенно их верховьев, как правило, имеют сравнительно плохую сортировку и поэтому очень легко отличаются от одноименных осадков крупных озерных водоемов, располагавшихся в низовьях крупных рек, в пределах аллювиально-дельтовых равнин. Еще бóльшие различия наблюдаются при сравнении песчаных осадков мелких озер с осадками различных частей прибрежного и открытого мелководья эпиконтинентального морского бассейна.

Неоднородность глинистых осадков также может зависеть от тех условий, в которых происходило их накопление. Так, аргиллиты удаленных от побережья участков эпиконтинентального бассейна могут не содержать примеси песчано-алевритового материала, тогда как непосредственно у побережья, особенно в речных дельтах, примесь эта может быть весьма значительной. Аргиллиты неодинаковы не только в крупных и мелких озерах, но и в их различных участках. Еще большие различия наблюдаются при сравнении аргиллитов озерных водоемов и эпиконтинентального морского бассейна.

Следовательно, гранулометрический состав и степень сортированности пород, т. е. их литологический тип, не могут служить достаточными критериями для суждения о генезисе осадков. Они в основном дают лишь указания на динамику водной среды без расшифровки ее интенсивности и направленности. Одни и те же литологические типы пород, даже имеющие одинаковую или близкую сортировку материала, как будет показано ниже (см. гл. VI—IX), могут возникать в самых разнообразных фациальных условиях. Поэтому для более или менее однозначного решения генезиса осадков необходимо знать еще ряд других п е р в и ч н ы х признаков, таких как цвет, текстура (слоистая, неслоистая, нарушенная), наличие или отсутствие растительных остатков и фауны (название, степень сохранности, количество), характер минеральных выделений и включений обломков пород, контакты и переходы между различными типами осадков и др. В целом же для литологических типов гравийно-песчаных и алеврито-глинистых пород большее сходство наблюдается между породами близкой размерности и различных фаций, чем между неодинаковыми по размерам породами одних и тех же фаций.

При изучении юрских угленосных отложений на территории Ангаро-Чулымского прогиба было установлено, что вещественный состав (терригенно-минеральные ассоциации), как правило, приурочен к определенным более или менее хорошо выдержанным на значительных расстояниях отрезкам угленосной формации, т. е. подформациям, отвечающим определенным и последовательно сменяющимся этапам ее образования. Всего, как упоминалось выше, установлено 20 терригенно-минеральных ассоциаций. При их выделении использовалось соотношение трех компонентов — обломков кварца, полевых шпатов и пород. Отношение содержания кварца к сумме

полевых шпатов и обломков пород представляет собой показатель зрелости обломочного материала ассоциаций, т. е. степень обогащения его устойчивыми минералами за счет разрушения и исчезновения нестойких компонентов (Коссовская, 1962). Следовательно, степень зрелости определяется исходным составом материнских пород и степенью постседиментационных преобразований. Переход от менее зрелых к более зрелым ассоциациям, так же, как и обратный переход, связан с изменениями в областях питания. Как видно из треугольных диаграмм состава (см. фиг. 42, 43), в пределах Ангаро-Чулымского прогиба выделяются две ассоциации мономинерально-кварцевых пород и восемь других ассоциаций пород, показатель зрелости которых больше единицы, т. е. содержание кварца больше 50%. Остальные ассоциации в минералогическом отношении не являются зрелыми.

Из рассмотрения последовательной смены терригенно-минеральных ассоциаций в пределах юго-западной части прогиба — Итатской, Березовской, Алтат-Назаровской мульд — следует, что смена первой ассоциации второй выражается в изменении вещественного состава в сторону уменьшения зрелости песчаников (олигомиктово-кварцевые гравелиты и песчаники сменяются граувакково-кварцевыми). Это объясняется тем, что, как указывалось выше, в период формирования второй ассоциации в размыв вовлекались более значительные площади, где широко развиты глубоко метаморфизованные толщи эффузивов. Далее при переходе к третьей и четвертой ассоциациям появляются более зрелые сперва олигомиктово-кварцевые, а затем мономинерально-кварцевые песчаники. Таким образом, на юго-западе прогиба снизу вверх по разрезу сравнительно зрелая олигомиктово-кварцевая ассоциация сменяется более разбавленной, и затем в пределах третьей подформации появляются вновь более зрелые песчаники вплоть до мономинеральных.

В разрезе угленосной формации юга центральной части прогиба (Рыбинская впадина) при переходе от первой подформации ко второй состав гравийно-песчаной ассоциации изменяется от более зрелого олигомиктово-кварцевого до менее зрелого вначале аркозово-кварцевого, а затем грауваккова-аркозового. Это объясняется вовлечением новых источников питания за счет выноса обломочного материала из центральных районов Прибайкальского нагорья. На севере и северо-западе центральной части прогиба (Канско-Тасеевская впадина) ассоциация полевошпатово-грауваккових песчаников замещается более зрелыми кварцево-аркозовыми песчаниками. В районе Тасеево и юго-западнее, где имеется полный разрез юры, при переходе от второй подформации к третьей происходит смена более зрелых кварцево-аркозовых песчаников менее зрелыми кварцево-полевошпатовыми. Последнее связано с тем, что в период формирования третьей подформации преобладающая роль принадлежала материалу, сносимому с Северо-Байкальского нагорья, тогда как вторая ассоциация возникала в значительной мере за счет размыва Верхнеленской возвышенности и районов центральной части Тунгусской синеклизы, где были развиты также и породы трапповой формации.

В пределах юго-восточной части прогиба (Иркутская впадина) наблюдается большая пестрота в составе ассоциаций, обусловленная большим количеством областей питания и короткими путями миграции обломочного материала. На начальном этапе (первая и низы второй подформации) накопления осадков, для большей части территории Иркутской впадины была характерна полевошпатово-грауваккова ассоциация гравелитов и песчаников при высоком содержании обломков кислых эффузивов. К концу времени второй подформации она сменилась менее зрелой грауваккова-аркозово-кварцевой при значительном содержании бурого биотита и выветрелых кислых плагиоклазов. Это было связано с тем, что происходило постепенное воздымание Станового свода и прежде всего Байкальской горной страны, в процессе которого разрушался и выносился Пра-Ангарой

сложный комплекс изверженных, метаморфических, эффузивных и осадочных пород.

В это же время из Восточного Саяна Палео-Ока поставляла зрелые гравелиты и песчаники олигомиктово-кварцевого состава при низком содержании биотита, которые в дальнейшем (третья подформация) сменились менее зрелой аркозово-граувакковой ассоциацией, иногда содержащей повышенное количество средних плагиоклазов. Аналогичная картина наблюдается в районе Тулуна, когда более зрелая ассоциация первой половины времени образования угленосной формации сменяется менее зрелой. Здесь за счет размыва осадочного комплекса ордовика Среднеангарского кряжа и траппов накапливались мономинерально-кварцевые песчаники и гравелиты при высоком содержании кварца осадочных пород. Однако уже в конце времени второй подформации в этом районе сперва появились несколько менее зрелые олигомиктово-кварцевые песчаники и гравелиты с высоким содержанием биотита, которые к началу третьей подформации полностью вытеснили мономинерально-кварцевые песчаники и гравелиты.

На самом юго-востоке прогиба, в пределах Прииркутской мульды, со времени образования второй подформации возникали ареалы локального развития терригенно-минеральных ассоциаций гравелитов и песчаников. Все они не отличались особой зрелостью, поскольку сильно расчлененный рельеф верховьев Пра-Ангары и многочисленные ее мелкие притоки поставляли свежий и разнообразный обломочный материал. Относительно наиболее зрелой из них является граувакково-аркозовая ассоциация с преобладанием кислых плагиоклазов и микроклина. Она приурочена к долине Пра-Ангары и вниз по течению постепенно переходит в граувакково-аркозово-кварцевую ассоциацию, содержащую значительное количество бурого биотита и выветрелых плагиоклазов. К ней со стороны Заангарья примыкает устойчивая на протяжении второй и третьей подформаций полевошпатово-грауваккова ассоциация с повышенным количеством биотита (в низах разреза). Со стороны Восточного Саяна (Дабатский район) к концу второй подформации сносился материал, из которого образовывалась локально ограниченная полевошпатово-грауваккова ассоциация при высоком содержании обломков гранитных пород, которая в дальнейшем (третья подформация) сменилась незрелыми загрязненными граувакково-аркозовыми гравелитами и песчаниками. Последние образовывались за счет большого вовлечения в размыв массивов изверженных пород.

Следовательно, для различных частей Ангаро-Чулымского прогиба наблюдается о п р е д е л е н н а я последовательность в смене ассоциаций пород. Так, в целом для юго-западной и центральной частей прогиба характерен переход от более зрелых (первая подформация) к менее зрелым, т. е. к более разбавленным ассоциациям (вторая подформация), а затем вновь к более зрелым ассоциациям (третья подформация.). Последнего не наблюдается в Рыбинской впадине, поскольку там из-за последующего размыва практически полностью отсутствуют отложения третьей подформации. На юго-востоке прогиба подобная закономерность не выдерживается. Здесь терригенно-минеральные ассоциации первой и второй подформаций, которые занимают бо́льшую часть Иркутской впадины (первая — полевошпатово-грауваккова при высоком содержании обломков кислых эффузивов и четвертая — граувакково-аркозово-кварцевая при значительном содержании бурого биотита и выветрелых кислых плагиоклазов), столь резко не отличаются друг от друга (см. табл. 9), хотя можно усмотреть повышенную зрелость второй по отношению к первой. Ассоциации пород третьей подформации известны только для отдельных ограниченных по площади районов, т. е. для тех, где они сохранились от размыва, и своим происхождением обязаны местным и самым разнообразным материнским породам.

Таким образом, для Ангаро-Чулымского прогиба в целом наблюдается определенная закономерность в распределении терригенно-минеральных

ассоциаций. На его юго-востоке не проявляются четкие различия между ассоциациями пород различных подформаций; они в общем сходны и характеризуются полимиктовым составом. На остальной территории прогиба каждая подформация в отдельных регионах имеет свою ассоциацию пород, отличающуюся различной минералогической зрелостью и менее полимиктовым, а иногда олигомиктовым и даже мономинеральным составом. Минералогический состав терригенных ассоциаций прежде всего зависит от тех пород, которые размывались и поступали в область осадконакопления. Однако контролирующим фактором, обусловливающим возникновение осадков в одних случаях полимиктового, а в других — олигомиктового типа «является тектонический режим формациеобразующего ландшафта» (Страхов, 1963, стр. 114).

Как увидим ниже, Ангаро-Чулымский прогиб имел неодинаковый тектонический режим, как по периодичности, так и по интенсивности проявления. Схематично прогиб может быть разделен в меридиональном направлении на западный и восточный секторы, зона раздела между которыми примерно совпадает с восточной границей центральной части прогиба (см. фиг. 9). Восточный сектор, прежде всего юго-восточная часть прогиба, характеризовался сильно расчлененным доюрским рельефом и довольно интенсивным тектоническим режимом, что обусловило накопление преимущественно полимиктовых аркозовых и граувакковых гравелитов и песчаников. Тектонический режим западного сектора, включающего юго-западную и центральную части прогиба, имел периодически различную интенсивность, благодаря чему одни эпохи имели относительно выровненный рельеф и, следовательно, более или менее олигомиктовые ассоциации пород. Они могли возникать не только за счет переотложения осадочных пород, но и в результате размыва глубоко выветрелых магматических и метаморфических пород. Эпохи же тектонической активности, что, в частности, привело к появлению отложений второй подформации, создавали более расчлененный рельеф и формировали полимиктовые аркозовые и граувакковые песчаники, содержащие повышенное количество обломков разнообразных пород.

В заключение отметим, что установленные различные по минеральному составу и степени зрелости в различных частях Ангаро-Чулымского прогиба терригенные ассоциации пород не являются случайными. Они находятся, как увидим ниже, в полном соответствии с фациальными, палеогеографическими и палеотектоническими особенностями накопления осадков и геологическим развитием Южной Сибири.

Глава VI

МАКРОФАЦИИ, ФАЦИИ И ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ (А) И ДЕЛЮВИАЛЬНО-ПРОЛЮВИАЛЬНЫХ (Д + П) ОТЛОЖЕНИЙ

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Закономерности формирования и строения современного аллювия и делювиально-пролювиальных отложений, их морфологические и генетические особенности за последние 15—20 лет нашли довольно детальное освещение в литературе. Это в значительной мере обязано расширению общего фронта научных исследований по стратиграфии и генетическим типам четвертичных отложений, которые в большом объеме проводятся Геологическим институтом АН СССР, Сибирским отделением АН СССР, ВСЕГЕИ и другими академическими и отраслевыми организациями. Этому же способствовали и изыскательские работы на многих реках СССР в связи со строительством гидроэлектростанций. Собранный огромный фактический материал дал возможность выявить закономерности строения руслового и пойменного аллювия Днепра, Дона, Волги, Камы, Куры, Оби, Енисея, Ангары и некоторых других рек. Результатам всех этих исследований только за последние годы посвящены как специальные монографии и методические руководства, так и многочисленные отдельные статьи А. И. Апухтина и др. (1957), Г. И. Горецкого (1964), В. И. Елисеева (1961, 1963, 1964, 1965), Л. А. Коцеруба (1961), Ю. А. Лаврушина (1961 а, б, 1963), А. А. Лазаренко (1964), Н. А. Лебедевой (1963), Б. С. Лунева (1960), Н. И. Маккавеева (1951, 1955), А. И. Москвитина (1958), Н. И. Николаева (1946, 1947), Э. И. Равского и др. (1964), С. М. Цейтлина (1964), Е. В. Шанцера (1948, 1951, 1957, 1961, 1966), С. А. Яковлева и др. (1954) и мн. др.

При изучении современного аллювия любой исследователь может видеть не только характер строения и соотношения русловых, пойменных и старичных осадков, но и наблюдать самый процесс их накопления. Перед ним не стоит вопрос — аллювий это или нет? В этом его преимущество, которого лишен литолог, изучающий ископаемые отложения. Последнему же необходимо на основании комплекса первичных (генетических) признаков, во-первых, доказать, что тот или иной осадок накапливался в речной долине, и, во-вторых, найти ему место в конкретной палеогеографической схеме того или иного региона. В недавнем прошлом это представляло значительные трудности, поскольку отсутствовали методы детального литолого-фациального анализа. Поэтому не случайно долгое время существовало мнение о том, что аллювиальные отложения не могли переходить в ископаемое состояние, и их находки представляют редчайшее исключение (Пустовалов, 1940). Так, в частности, многие считали, а некоторые и сейчас полагают, что в угленосной толще Донбасса к континентальным отложе-

ниям следует относить только угольные пласты и их почвы, а все остальные отложения образовывались в морском бассейне — так называемый паралический тип угленакопления (Степанов, 1944; Белоусов, 1954; Иванов, 1957, и др.). Д. В. Наливкин (1955—1956) придерживается иной точки зрения, согласно которой в Донбассе все отложения — дельтовые, за исключением некоторых горизонтов известняков, содержащих морскую фауну. Многие исследователи ошибочно считают, что если в отложениях отсутствует морская фауна, то они могут иметь любой, но только не морской генезис. А как быть с прибрежно-морскими (прибрежно-бассейновыми) отложениями, в которых в силу конкретных особых палеотектонических и палеогеографических условий фауна отсутствует? Во всех этих случаях, как правило, выводы не основываются на детальном литолого-фациальном изучении осадков.

Уже первыми работами в Подмосковном, Кузнецком, Кизеловском и Буреинском бассейнах, а также на месторождениях восточного склона Урала с применением метода детального литолого-фациального и фациально-циклического[1] анализа, находившихся тогда на стадии своего становления, было доказано широкое развитие в угленосных отложениях аллювия, которым иногда слагаются толщи большой мощности (Брунс, 1939, 1940*а*, б, 1948; Жемчужников, 1926г, 1935б, 1940, 1947, 1948б; Жемчужников, Брунс, 1940; Давыдова, Гольдштейн, 1947, 1949; Васильев, 1947, 1950; Крашенинников, 1940, 1957; Ботвинкина, 1953, и мн. др.). Особенно плодотворные результаты в этом отношении были получены Ю. А. Жемчужниковым, Л. Н. Ботвинкиной, П. П. Тимофеевым, А. П. Феофиловой, В. С. Яблоковым и другими при изучении угленосной толщи среднего карбона Донбасса. В опубликованных работах ими дана детальная характеристика закономерностей строения аллювия, его соотношения с другими генетическими типами отложений, выявлены условия накопления, роль и значение аллювия для формирования угленосной толщи, установлены черты сходства между древним и современным аллювием, дана генетическая интерпретация каждого признака с указанием его роли при формировании руслового, пойменного и старичного аллювия. Одновременно в этих работах получил свое оформление метод детального фациально-циклического анализа, в настоящее время в той или иной мере применяемый при литологическом изучении всех осадочных образований.

После работ по Донбассу широкое распространение аллювия в угленосных формациях Европейской части СССР, Казахстана, Средней Азии, Сибири, Тувы, Якутии и Дальнего Востока было показано в работах Е. А. Слатвинской (1954, 1961, 1962), М. И. Ритенберг (1958), Т. А. Ишиной (1954, 1955, 1961), Е. П. Бутовой (1963), И. И. Шарудо (1957, 1960), Г. Ф. Крашенинникова (1957), П. П. Тимофеева (1953а, б, 1954а, б, 1955а, б, 1958а, б, 1960б, 1962, 1963а, б, 1964, 1967), А. П. Феофиловой (1966; Феофилова, Левенштейн, 1963), В. И. Копорулина (1964, 1966), А. М. Блоха (1957) и мн. др. Теперь несомненно, что аллювий является неотъемлемой составной частью всех угленосных формаций, развитых не только на территории СССР, но и в пределах всего земного шара. Хорошо изученные признаки руслового, пойменного и старичного аллювия позволяют, как правило, безошибочно их констатировать среди ископаемых осадочных образований.

Аллювиальные отложения многочисленны также и в составе юрской угленосной формации Ангаро-Чулымского прогиба. Их накопление происходило в бассейнах трех основных крупных рек — Пра-Ангары, Пра-Тунгуски и Пра-Чулыма. Эти реки, дренируя окружавшие прогиб возвышенные пространства, впадали в обширный мелководный эпиконтинентальный

[1] В настоящее время автор считает, что этот метод объединяет литолого-фациальный анализ и начальный этап формационного анализа (подробнее см. гл. IV данной книги и гл. I второй книги данной монографии. Труды ГИН АН СССР, вып. 198)

ный морской бассейн, который располагался в пределах Западно-Сибирской эпипалеозойской платформы и неоднократно и с различной интенсивностью трансгрессировал в глубь прогиба. В своих низовьях реки имели сильно разветвленные и глубоко вдававшиеся в бассейн седиментации плоские приустьевые части, т. е. наземные дельты; здесь между отдельными руслами, рукавами и протоками возникали благоприятные условия для заболачивания и образования торфяников различной мощности. Рукава крупных рек, особенно в начальной стадии формирования речных долин, продолжались и на дне бассейна, образуя систему подводных русел. Выносимый ими материал образовывал широкую зону прибрежно-бассейновых грубообломочных (в основном песчаных) осадков. В этом отношении приустьевые части этих трех рек ничем не отличались друг от друга, чего нельзя сказать об их средних и особенно верхних участках.

Река Пра-Ангара размывала Прибайкальское нагорье и в верховьях являлась горной рекой, в относительной узкой долине которой накапливались исключительно разногалечные конгломераты и разнозернистые гравелиты, сохранившиеся в истоках р. Ангары и на побережье Байкала. При выходе из Западного Прибайкалья Пра-Ангара на значительном протяжении на юго-востоке прогиба в раннеюрское время была горно-равнинной рекой с редуцированной поймой, а затем здесь в средне- и позднеюрское время приобрела черты типично равнинной реки. Далее вниз по течению Пра-Ангара уже в виде равнинной реки с широкой и хорошо разработанной долиной пересекала юг центральной части прогиба и в районе Красноярска выходила в пределы северо-западной части прогиба. Ближе к устью все более уменьшались размеры влекомого и переносимого материала, улучшалась его сортировка, и в среднем и нижнем течении Пра-Ангары накапливался русловый аллювий с уже хорошо выраженной крупной косой однонаправленной слоистостью, подчеркнутой ритмической сортировкой обломочных зерен. Одновременно здесь большое развитие получили отложения как прирусловой, так и внутренней частей поймы.

Река Пра-Тунгуска дренировала более обширную территорию, чем Пра-Ангара. В верхнем течении она, очевидно, состояла из двух рек, которые соединялись в одну в районе Еремо-Катангского плато. Один исток (левая Пра-Тунгуска) находился в пределах Северо-Байкальского и Патомского нагорий, а другой (правая Пра-Тунгуска) — в междуречье среднего течения Нижней и Подкаменной Тунгусок. Не исключено, что последний располагался ближе к подножию гор Путорана. Левый исток имел горный характер, а правый — скорее черты горно-равнинной реки. После слияния левого и правого истоков Пра-Тунгуска следовала сперва на юго-запад, а затем на запад и где-то между Канско-Ангарским горстом, который в раннее и частично среднеюрское время существовал в виде расчлененной и слабо всхолмленной древней возвышенности, и Северо-Енисейским мегантиклинорием также выходила на просторы Западно-Сибирской эпипалеозойской платформы и впадала в тот же эпиконтинентальный морской бассейн, что и Пра-Ангара. Вполне возможно, что в раннеюрское время Пра-Тунгуска могла быть правым притоком Пра-Ангары.

Третья крупная река, Пра-Чулым, располагалась на юго-западе прогиба. Она была короче двух предыдущих и в северном направлении выносила обломочный материал из Кузнецкого Алатау и западных отрогов Восточного Саяна, которые на протяжении всего юрского времени представляли собой слабо возвышенные выровненные пространства. В своем верховье Пра-Чулым скорее всего был горно-равнинной или равнинно-горной, а в среднем и нижнем течении — равнинной рекой. Развитые на юго-западе прогиба речные отложения имеют хорошо выраженные черты. Русловый аллювий слагается песчаным материалом, а более грубые разности пород характерны только для основания разреза макаровской (первая подформа-

ция) и итатской (вторая подформация) свит. Пойменный аллювий представлен не только осадками прирусловой поймы, но и ее внутренних застойных, часто заиливающихся и заболачивающихся водоемов. Как Пра-Ангара, так Пра-Тунгуска и Пра-Чулым имели также крупные, сильно разветвленные, неоднократно заболачивавшиеся многорукавные дельты со слабо наклоненной поверхностью в сторону морского бассейна.

В целом характер речных отложений (размеры зерен осадка, его сортировка, отчетливая слоистость и т. п.) и соотношения в них руслового и пойменного аллювия находятся в полном соответствии с типом того или иного участка долины и местом их положения по отношению к области сноса. Так, в горных частях рек пойма развита слабо, иногда отсутствует. Русловый аллювий здесь сложен плохо отсортированным конгломерато-гравийным материалом со слабо выраженной крупной косой слоистостью, где ритмическая сортировка зерен не всегда заметна. Вниз по долине уменьшается размерность пород, улучшается их сортировка, увеличивается мощность пойменных отложений, которые достигают наибольшего распространения в низовьях рек. Крупная косая однонаправленная слоистость, подчеркнутая ритмической сортировкой материала, составляет одну из особенностей развитого здесь руслового аллювия. В начальный этап образования угленосной формации, когда доюрский рельеф еще играл некоторую роль при распределении зон седиментации, сносимый с расположенных внутри прогиба возвышенностей и бортов прогиба обломочный материал усложнял и порой нарушал нормальное строение руслового и пойменного аллювия. Особенно наглядно это проявляется среди отложений равнинного аллювия, где в различные его части вклиниваются горизонты плохо отсортированных (из-за короткого пути транспортировки) осадков, приносимых сюда многочисленными крупными и мелкими притоками. Подобное же явление можно эпизодически наблюдать на протяжении всего разреза угленосной формации, особенно в участках, близко располагавшихся к бортам прогиба.

Делювиально-пролювиальные отложения по сравнению с аллювиальными имеют незначительное развитие. Они характерны для нижней половины угленосной формации, особенно для юго-, северо-восточной и центральной частей прогиба; в меньшей мере встречаются они на юго-западе прогиба. Делювий приурочен к различным частям склонов возвышенностей доюрского рельефа, а также к бортам прогиба. Пролювий распространен несколько шире и его отложения в виде конусов выноса и пролювиальных вееров и шлейфов можно наблюдать среди руслового и пойменного аллювия. Значительная его часть, вероятно, подверглась той или иной переработке русловыми потоками, за счет чего в ряде случаев происходило усложнение строения руслового и пойменного аллювия.

Механизм образования и стадии развития речных долин юрского времени в пределах Ангаро-Чулымского прогиба принципиально не отличаются от формирования современных речных долин, описанных в ряде упомянутых выше монографий и руководств. Специфические особенности и детали строения аллювиальных и делювиально-пролювиальных отложений в той или иной мере будут освещены, при изложении палеогеографических условий накопления осадков угленосной формации, а также при характеристике отдельных фаций.

ХАРАКТЕРИСТИКА МАКРОФАЦИЙ, ФАЦИЙ И ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ — А

Аллювиальные отложения юрской угленосной формации Ангаро-Чулымского прогиба весьма разнообразны в силу определенных условий, существовавших на различных участках речных долин Пра-Ангары, Пра-Тунгуски и Пра-Чулыма и их многочисленных протоков и притоков, а также в малых реках, впадавших непосредственно в бассейн седиментации. Среди

Таблица 10

Литогенетические типы и фации аллювиальных отложений (А)

Литогенетический тип		Фация			Макрофация
Название	Индекс	Индекс	Условия седиментации	Название	
Конгломераты разногалечные, часто валунные, иногда гравелиты, несортированные, с включениями неокатанных обломков разнообразных пород и крупных стволов деревьев	АРГ-1	АРГ	Условия текучих вод в русле и на пойме	Гравийно-галечных осадков русла горных рек	Русловых отложений — АР
Конгломерат мелко-крупногалечный, разногалечный, гравелит мелко-крупнозернистый, разнозернистый, плохо сортированные, со слабо выраженной крупной косой однонаправленной слоистостью и включениями обломков разнообразных пород и обугленных стволов и стеблей растений	АРГ-2				
Гравелиты, песчаник крупнозернистый, гравийный, разнозернистые, часто галечные, иногда конгломераты, разногалечные, несортированные	АРР-1	АРР		Песчано-гравийных осадков русла крупных равнинных рек	
Гравелит мелко- и среднезернистый, песчаник средне- и крупнозернистый, разнозернистые, с крупной косой однонаправленной прямолинейной слоистостью и ритмической сортировкой материала	АРР-2				
Песчаник средне- и мелкозернистый, часто крупнозернистый, с крупной косой однонаправленной сходящейся слоистостью и ритмической сортировкой материала	АРР-3				
Песчаник средне- и крупнозернистый, иногда гравийный, алевритовый, с крупной и мелкой косой однонаправленной сходящейся слоистостью и слабо выраженной ритмической сортировкой материала	АРП-1	АРП		Песчаных осадков русла малых рек, притоков и протоков крупных рек	
Песчаник средне- и мелкозернистый, алеврито-глинистый, со слабо выраженной мелкой, иногда крупной косой однонаправленной сходящейся, участками горизонтальной волнистой и косоволнистой слоистостью, включениями обломков пород, текстурами взмучивания и обилием обугленных обрывков растений и детрита	АРП-2				
Песчаник мелко-, редко среднезернистый, алевролит крупнозернистый, с мелкой косой однонаправленной сходящейся и мелкой косой штриховатой слоистостью, прослоями с горизонтальной прерывисто-волнистой слоистостью	АПГ-1	АПП		Алеврито-песчаных осадков прирусловой части поймы и ее паводковых вод	Пойменных отложений — АП
Песчаник мелкозернистый, алевролит крупнозернистый, с мелкой косой штриховатой и косоволнистой слоистостью, участками с прослоями заиления	АПП-2				
Алевролит крупнозернистый, песчаник мелкозернистый, с горизонтальной, горизонтальной волнистой и линзовидной слоистостью, часто их переслаивание	АПВ-1	АПВ	Условия слабопроточных и застойных вод поймы	Глинисто-алевритовых осадков застойных, часто зарастающих стариц и вторичных водоемов поймы	

Таблица 10 (окончание)

Литогенетический тип		Фация			
Название	Индекс	Индекс	Условия седиментации	Название	Макрофация
Алевролиты, аргиллит, иногда углистые, с горизонтальной, редко горизонтальной волнистой слоистостью, обилием растительного детрита, обрывков стеблей и листьев хорошей сохранности, иногда конкреции сидерита и пирита	АПВ-2	АПВ	Условия слабопроточных и застойных вод поймы	Глинисто-алевритовых осадков застойных, часто зарастающих стариц и вторичных водоемов поймы	Пойменных отложений — АП
Алевролиты, песчаник мелкозернистый, иногда аргиллит, с нарушенными текстурами и обилием обугленных растительных остатков	АПВ-3				

них выделяется несколько фаций, которые объединяются в две макрофации — русловых отложений и пойменных отложений (табл. 10), поскольку изученные нами речные отложения, как и их современные аналоги, состоят из двух, резко различных, но непосредственно парагенетически связанных комплексов осадков — руслового и пойменного аллювия.

Макрофация русловых отложений — АР
(табл. X — XXI)

Среди руслового аллювия установлены осадки трех фаций — гравийно-галечных осадков русла горных рек (АРГ), песчано-гравийных осадков русла крупных равнинных рек (АРР) и песчаных осадков русла малых рек, притоков и протоков крупных рек (АРП). Отложения этих фаций обладают сходными чертами строения, но, в свою очередь, различаются не только литологическими типами осадков, но и характером проявления одних и тех же признаков, что, несомненно, является отражением условий накопления осадков.

Фация гравийно-галечных осадков русла горных рек — АРГ (табл. X—XII).

Отложения данной фации лучше всего развиты на самом юго-востоке прогиба и представлены двумя литогенетическими типами отложений — АРГ-1 и АРГ-2. Осадки первого типа обычно предшествуют осадкам второго типа. Каждый из них обладает комплексом характерных признаков, хотя последние из-за грубости слагаемого материала и относительно плохой его сортировки проявляются весьма слабо и несколько лучше наблюдаются в обнажениях (см. фиг. 17—19; табл. XI, *1, 2*), чем по керну буровых скважин. В эту фацию в значительной мере включается также горно-равнинный аллювий, образующийся в речных долинах при выходе рек из гор. Он обычно представлен гравийным, плохо сортированным материалом и по комплексу признаков стоит ближе к горному, чем к равнинному аллювию.

Тип АРГ-1. Конгломераты разногалечные, часто валунные, иногда гравелиты, несортированные, с включениями неокатанных обломков разнообразных пород и крупных стволов деревьев (табл. X, *1—6*).

Отложения типа АРГ-1 сложены конгломератами крупно-, средне- (табл. X, *1*) и мелкогалечными (табл. X, *3*, *4*), как правило, разногалечными, с примесью гравийного и песчаного материала, и гравелитами крупно-, средне- (табл. X, *2*, *5*) и мелкозернистыми (табл. X, *6*), также разнозернистыми, с включениями как более крупного, так и более мелкого

материала. Для типа в целом более характерны конгломераты, которые обнажаются и хорошо прослеживаются в Западном Прибайкалье — в истоках р. Ангары, по побережью Байкала, вдоль многочисленных оврагов (пади Крестовая, Широкая, Солонянка и др.) и долин мелких рек (Черная, Голоустная, Дабат и др.), открывающихся к Байкалу или Ангаре. Сортировка материала практически отсутствует — это не что иное, как свал различных по размерам и разнообразных по составу галек, иногда валунов пород; присутствуют также неокатанные и слабо окатанные включения обломков пород (табл. X, *2*), часто алеврито-глинистых (с первичной ненарушенной текстурой), имеющих местное происхождение. Состав галек весьма разнообразный; они представлены эффузивами, гранитами, гнейсами, пегматитами, роговиками, кварцитами, кварцем и осадочными породами.

Цвет пород зависит от состава галек и зерен, а также цемента. Обычно он серый, темно-серый, редко светло-серый, хотя участками можно наблюдать зеленовато-серый, зеленовато-темно-бурый, что обусловлено цементирующим материалом, часто обогащенным глинистым и углистым веществом.

В отложениях данного типа слоистая текстура, очевидно, отсутствует. Они характеризуются беспорядочным нагромождением разнородных галек и обломков пород, песчано-гравийного, иногда алеврито-глинисто-углистого материала, крупных и мелких минерализованных и обугленных стволов и стеблей деревьев. Остатки фауны и их отпечатки не обнаружены и, по-видимому, отсутствуют. Иногда возможны включения отдельных глыб и валунов разнообразных пород. Минеральные выделения также не обнаружены.

Отложения типа АРГ-1 всегда залегают в нижней части аллювиально-озерно-болотных, иногда аллювиально-прибрежно-морских циклов осадконакопления и с эрозионным размывом перекрывают подстилающие их отложения. Последние вообще могут иметь различный генезис: от аллювиального до морского бассейнового, однако в пределах Ангаро-Чулымского прогиба трансгрессии последнего никогда не достигали областей развития горного аллювия. Форма контакта весьма неровная, амплитуда размыва резко изменчива и достигает 20—30 *м* и более. Вверх по разрезу отложения этого типа постепенно или с отчетливым контактом переходят в отложения типа АРГ-2. Вдоль речной долины они сменяются осадками типа АРР-1, относящимися к русловому аллювию равнинной реки, а поперек долины примыкают к ее бортам, сложенным осадками предыдущих циклов осадконакопления.

Мощность отложений типа АРГ-1 значительная и иногда достигает 5—15 *м*.

Тип АРГ-2. Конгломерат мелко-крупногалечный, разногалечный, гравелит мелко-крупнозернистый, разнозернистый, плохо сортированные со слабо выраженной крупной косой однонаправленной слоистостью и включениями обломков разнообразных пород и обугленных стволов и стеблей растений (табл. X, *7—9*; XI, XII).

Отложения данного типа представлены разнообразными конгломератами (табл. XI, *1, 2*), как правило, разногалечными, и гравелитами крупно-, средне- (табл. X, *7—9*) и мелкозернистыми, также разнозернистыми. Среди них присутствуют прослои грубого песчаного, часто гравийного материала; он же служит цементом в конгломератах. Сортировка материала плохая: чем грубее порода, тем хуже она проявляется; в целом наблюдается уменьшение размеров зерен и некоторое улучшение их сортировки снизу вверх по разрезу. Гравелиты обычно в основании разреза обогащены включениями галек и иногда слабо окатанных обломков пород. Состав галек конгломератов и включений в гравелитах весьма разнообразный; он такой же, как и в отложениях типа АРГ-1.

Цвет отложений типа АРГ-2 обычно серый, темно-серый, иногда светло-серый и определяется составом слагающих зерен и галек. В гравелитах они

участками могут принимать иную окраску за счет примеси алеврито-глинисто-углистого материала. Присутствие железисто-карбонатных конгломератов придает породе коричневую и темно-бурую окраску.

Для отложений типа характерна то лучше (табл. X, *9*; табл. XI, *1,2*; табл. XII, *1*, *2*), то хуже (табл. X, *7*, *8*) выраженная крупная косая однонаправленная слоистость, подчеркнутая едва заметной ритмической сортировкой материла. В более четком виде она проявляется там, где имеются в породе включения несколько более крупных зерен или галек, а также уплощенных обломков пород, особенно алеврито-глинистого состава, которые располагаются в основании косых слойков (табл. X, *9*). Мощность косых серий колеблется от 0,75 до 1,5—2,5 *м*. Значительно лучше слоистость выражена в гравийно-песчаных прослоях, если они залегают среди конгломератов (табл. XI, *1*, *2*). Здесь наблюдается то круто наклоненная, то пологая крупная косая однонаправленная прямолинейная и сходящаяся слоистость, также с ритмической сортировкой материала.

Растительные остатки составляют, хотя и незначительную, но неотъемлемую часть отложений типа АРГ-2. Чаще встречаются крупные стебли и стволы деревьев, обугленные с поверхности и минерализованные в остальной части. Обрывки растений и детрит сопутствуют более мелким размерностям гравелитов и прослоям песчаного материала. Они располагаются, как правило, беспорядочно или на границе двух гранулометрических разностей пород (табл. X, *9*), реже подчеркивают слоистость. Остатки фауны и их отпечатки не обнаружены и, очевидно, не встречаются.

Глыбы и валуны менее характерны, чем для отложений типа АРГ-1. Минеральные выделения локальны и однообразны — это главным образом чистые и железистые карбонаты. Они являются вторичными и обычно служат цементом в более тонких разностях пород. Эти участки в породах с той или иной интенсивностью вскипают с соляной кислотой.

Отложения типа АРГ-2 залегают в средней части аллювиально-озерно-болотных, иногда аллювиально-прибрежно-морских циклов осадконакопления и вверх по разрезу следуют за отложениями типа АРГ-1, имея с ними чаще отчетливый контакт, чем постепенный переход. В свою очередь, наблюдаются многократные внутриформационные размывы, которые усложняют многоярусное, выраженное в чередовании косых серий пород, строение руслового аллювия. Поперек речной долины отложения данного типа примыкают к ее бортам, а вдоль долины постепенно сменяются русловым аллювием равнинной реки (фация АРР).

Мощность отложений типа АРГ-2 достигает 20—25 *м*, хотя в результате наложения последующих эрозионных размывов может сокращаться до 8—10 *м*.

Основные генетические признаки отложений фации АРГ.

Таким образом, для отложений типов АРГ-1 и АРГ-2 характерны следующие признаки: 1) грубые породы — конгломераты и гравелиты, где первые преобладают; 2) разногалечность и разнозернистость пород и их уменьшение снизу вверх по разрезу; 3) общее уменьшение размеров галек и зерен от основания толщи к ее верхней части; 4) некоторое улучшение сортировки материала от очень плохой до относительно средней; 5) серая и темно-серая окраска пород; 6) слабо выраженная крупная косая однонаправленная слоистость; 7) то лучше, то едва заметная ритмическая сортировка материала в пределах каждого косого слойка и косых серий; 8) незначительное уменьшение снизу вверх по разрезу мощности серий косой слоистости от 2,5—2 до 1,5—1,2 *м* и лишь в песчано-гравийных прослоях среди конгломератов до 1—0,8 *м*; 9) наличие обугленных с поверхности, иногда минерализованных в остальной части крупных и мелких стволов и стеблей растений; 10) некоторое уменьшение снизу вверх по разрезу количества и размеров включений растительных остатков; 11) отсутствие остатков и отпе-

чатков фауны; 12) включения глыб и валунов разнообразных пород; 13) линейное распространение; 14) залегание толщи с эрозионным размывом на различных горизонтах, имеющих самый разнообразный генезис и относящихся к предыдущим циклам осадконакопления; 15) наличие внутриформационных размывов, усложняющих многоярусное строение толщи; 16) относительно значительное распространение и сравнительно большая протяженность; 17) залегание в нижней части аллювиально-озерно-болотных, иногда аллювиально-прибрежно-морских циклов осадконакопления.

Фация песчано-гравийных осадков русла крупных равнинных рек — АРР (табл. XIII—XIX).

В пределах русла равнинных рек образовывались, накапливались и переходили в ископаемое состояние осадки трех литогенетических типов — АРР-1, АРР-2 и АРР-3. Они наиболее широко распространены среди отложений угленосной формации, генетически представляют единый ряд и, за редким исключением, всегда сопровождают друг друга. Степень развития каждого в отдельности не одинаковая; основным среди них являются отложения типа АРР-2.

Тип АРР-1. Гравелиты, песчаник крупнозернистый, гравийный, разнозернистые, часто галечные, иногда конгломераты, разногалечные несортированные (табл. XIII).

Отложения типа АРР-1 представлены гравелитами крупно-, средне- (табл. XIII, *8*) и мелкозернистыми (табл. XIII, *2 — 5, 9*), песчаниками крупнозернистыми, гравийными (табл. XIII, *4, 6, 7, 10*), иногда конгломератами мелкогалечными, разногалечными (табл. XIII, *1*); последние сцементированы песчано-гравийным материалом. Среднезернистые песчаники составляют исключение. Сортировка материала, как правило, очень плохая: чем грубее порода, тем хуже она сортирована. В гравелитах и песчаниках присутствуют в изобилии гальки различных размеров и состава (табл. XIII, *3—6*, 10), неокатанные и слабо окатанные обломки алевритоглинистых пород (табл. XIII, *2, 7, 10*). Состав галек разнообразный; они представлены кварцем, эффузивами, гнейсами, гранитами, кварцитами, роговиками, пегматитами, осадочными породами, железистыми карбонатами (переотложенные конкреции сидерита), углями. Обломки пород в основном состоят из алевритово-глинистых, редко песчаных пород. В целом для отложений наблюдается, хотя и слабое, общее уменьшение размерности зерен снизу вверх по разрезу.

Цвет пород обычно серый, редко светло-серый. Темно-серый цвет обусловлен присутствием темноцветных минералов и обломков пород, а также обугленных и минерализованных растительных остатков. Бурая и темно-коричневая окраска зависит от наличия в цементе железистых карбонатов.

Для данного типа характерна слабо выраженная косая крупная беспорядочная, часто разнонаправленная взаимосрезающая слоистость. Из-за грубости материала и беспорядочного распределения в породе крупных и мелких обугленных и минерализованных стволов, стеблей и растительных остатков, слоистость по образцам керна определяется с трудом. Обычно слоистость удается наблюдать только в обнажениях. Угол наклона косых слойков колеблется от 5—10 до 25—40°, а их мощность непостоянна и достигает 8—12 *см*. Косые серии не параллельны и срезают друг друга. Мощность их самая различная, но не превышает 1,5—2 *м*. В некоторых разрезах встречаются прослои, имеющие более или менее отчетливо выраженную горизонтальную прерывисто волнистую (табл. XIII, *10*) или сплошную слоистость, подчеркнутую в основном скоплением большого количества обугленных растительных остатков.

По всей толще присутствуют крупные растительные остатки — стебли и стволы диаметром до 40—50 *см*, чаще не более 10—15 *см*. Преобладают

обломки витренизированной древесины (табл. XIII, *4*, *6*, *9*, *10*); фюзенизированные обломки представляют исключение. Крупные стволы витренизированы с поверхности, а в остальной части — минерализованы (табл. XIII, *4Б*). Мелкие витренизированные и фюзенизированные обрывки растений обычно приурочены к более мелкозернистым прослоям с горизонтально-волнистой слоистостью, которая ими подчеркивается, а крупные — к более грубым породам. Остатков фауны и их отпечатков не обнаружено, и, очевидно, их нет.

Возможны включения разнообразных по составу и размерам обломков пород, иногда отдельных глыб и валунов. Минеральные выделения однообразны; карбонаты от чистого кальцита до анкерита и брейнерита, являющиеся цементом в песчаниках (табл. XIII, *4*) и гравелитах. В тех случаях, когда порода разбита трещинами, присутствует кальцит, заполняющий их. Линзы витрена также обычно обогащены кальцитом, который располагался по трещинам и наслоению. Участки пород с карбонатным цементом (в зависимости от его количества) то слабо, то энергично вскипают с соляной кислотой.

Отложения типа АРР-1 располагаются в основании аллювиально-озерно-болотных и континентально-морских циклов осадконакопления и всегда с эрозионным размывом залегают на различных горизонтах морских, озерных и озерно-болотных, болотных, аллювиальных и других отложений предыдущих циклов осадконакопления. Форма контакта неровная, волнистая, с карманообразными углублениями в подстилающих породах. Амплитуда размыва резко изменчива и достигает 15—20 *м* и более. Вверх по разрезу контакт обычно отчетливый, редко постепенный переход, который обусловливается уменьшением размеров зерен, улучшением сортировки материала и появлением крупной косой однонаправленной прямолинейной слоистости. Поперек речной долины отложения типа АРР-1 по эрозионной границе примыкают к ее бортам, а вдоль долины они в сторону горной части реки сменяются отложениями типа АРГ-1, а по направлению к бассейну — осадками подводной части дельты.

Мощность отложений типа АРР-1 колеблется от 1—2 до 4—5 *м*, редко достигает 7—10 *м*.

Тип АРР-2. Гравелит мелко- и среднезернистый, песчаник средне- и крупнозернистый, разнозернистые, с крупной косой однонаправленной прямолинейной слоистостью и ритмической сортировкой материала (табл. XIV—XVI).

Отложения типа слагаются гравелитом мелко- (табл. XIV, *3*, *4*, *8*; табл. XV, *1*, *2*, *7*, *9*; табл. XVI; *2*, *4*) и среднезернистым (табл. XIV, *5*), песчаником средне- и крупнозернистым (табл. XIV, *1*, *2*, *6*, *7*; табл. XV, *3—6*, *8*, *10*; табл. XVI, *1*, *3*). Все они в той или иной степени разнозернистые, с включениями то более мелкого, то более крупного материала. Если они залегают с размывом на отложениях типа АРР-3, то в их основании встречаются гальки и обломки пород (табл. XVI, *3*; табл. XVIII, *3А*). Сортировка материала ритмическая и в большинстве случаев выражена хорошо (табл. XIV, *1—4*, *6*, *7*; табл. XV, *1*, *2*, *5—10*; табл. XVI, *1*), иногда несколько хуже (табл. XIV, *5*, *8*; табл. XV, *3*, *4*; табл. XVI, *2—4*). Она характерна тем, что в пределах каждого косого слойка наблюдается постепенное утоньшение материала от нижней части слойка к его верхней границе. Кроме того, имеет место общее уменьшение размеров зерен и разнозернистости пород, т. е. увеличение степени сортировки снизу вверх по разрезу как в пределах каждой косой серии, так и в отложениях типа в целом. В результате этого в их нижней части различия в размерах зерен между основанием косых слойков и косых серий, с одной стороны, и их верхних частей — с другой, больше, чем в верхней части отложений данного типа. Цвет отложений обычно серый, иногда светло-серый.

Для отложений типа АРР-2 характерна крупная косая однонаправленная прямолинейная слоистость (табл. XIV, *1—8*; табл. XV, *1—10*), которая подчеркивается ритмической сортировкой материала. Мощность косых слойков от 1—2 до 4—5 *см*, редко более, а косых серий 0,5—2 *м*, иногда в конгломератах она достигает 4—5 *м*. Граница раздела косых серий, как правило, горизонтальная. Угол наклона косых слойков колеблется от 10—15 до 30—35°; он не имеет прямой зависимости от размерности пород, образующих косую слоистость. Очень часто более грубые породы имеют меньший угол наклона слойков, нежели менее грубые. Вверх по разрезу толщи угол наклона косых слойков уменьшается, они начинают выполаживаться, исчезает четкость ритмической сортировки, а с ней и четкость самой слоистости, если здесь она не подчеркивается обугленным растительным детритом. В большинстве случаев косые серии параллельны друг другу, хотя часто, особенно в верхней части типа, по направлению косой слоистости можно наблюдать их срезание или выклинивание. В верхней части отложений типа АРР-2 появляются прослои с тонкогоризонтальной слоистостью, мощностью 0,2—0,3 *м*, а также такой же мощности прослои с косой мелкой пологой слоистостью. Кроме того, здесь можно наблюдать косые серии с крупной косой однонаправленной сходящейся слоистостью (тип АРР-3).

По всей толщине присутствуют крупные обугленные растительные остатки — стебли и стволы деревьев, частично или полностью обугленные (витренизированные, иногда фюзенизированные) с поверхности, а в остальной части — минерализованные. Количество и размеры растительных остатков убывают снизу вверх по разрезу. Имеются также мелкие обугленные стебли растений, обрывки и детрит, обычно располагающиеся по плоскостям наслоения косых слойков (табл. XV, *3*, *6*). Иногда косые серии, особенно в средней части отложений типа, полностью лишены растительных остатков. Остатков фауны и их отпечатков не обнаружено.

По разрезу отложений данного типа (по керну) участками наблюдаются минерализованные прослои темно-бурого цвета, то слабо, то энергично вскипающие с соляной кислотой. Микроскопическое изучение показало, что темно-бурая окраска песчаников и гравелитов обусловлена цементом, имеющим анкерито-брейнеритовый состав. Часто на этих участках порода разбита вертикальными или слабо наклонными трещинами, заполненными чистым кальцитом. Мощность этих прослоев колеблется от 0,2 до 1—2 *м*, редко более. Наблюдения в обнажениях показали, что эти прослои представляют собой пластовые конкреции, иногда протягивающиеся на 20—30 *м* и более. Кроме того, имеются единичные включения остроугольных и слабо окатанных обломков пород с ненарушенной первичной текстурой.

Отложения типа АРР-2 залегают в нижней части аллювиально-озерно-болотных и континентально-морских циклов осадконакопления. Вверх по разрезу они постепенно сменяются отложениями типа АРР-3. Это происходит за счет уменьшения размера зерна, увеличения степени сортировки материала и изменения типа слоистости — крупная косая однонаправленная прямолинейная сменяется такой же, но сходящейся, причем одновременно несколько ухудшается четкость изображения ее рисунка. С нижележащими отложениями типа АРР-1 контакт чаще отчетливый, изредка отмечается постепенный переход, устанавливаемый по исчезновению правильной косой слоистости и резкому ухудшению сортировки материала. Довольно часто можно наблюдать внутриформационные размывы (табл. XVI, *1—4*), причем отложения приконтактной зоны размыва во многом напоминают отложения типа АРР-1. Вдоль русла наблюдается постепенный переход в отложения подводной дельты с крупной косой разнонаправленной слоистостью, а в сторону горной части реки они сменяются отложениями типа АРГ-2. Поперек долины отложения типа АРР-2 по резкому контакту с размывом прилегают к осадкам различного генезиса преды-

дущих циклов осадконакопления, т. е. к тем осадкам, в которых располагается речная долина.

Мощность отложений типа АРР-2 колеблется в среднем от 8—10 до 15—20 *м* в пределах одного цикла осадконакопления.

Тип АРР-3. Песчаник средне- и мелкозернистый, часто крупнозернистый, с крупной косой однонаправленной сходящейся слоистостью и ритмической сортировкой материала (табл. XVII—XIX).

В строении отложений этого типа участвуют песчаники разнозернистые, средне- (табл. XVII, *5*, *7*, *8*; табл. XVIII; *1—5*; табл. XIX, *3*, *4*) и мелкозернистые (табл. XVII, *4*; табл. XVIII, *7*; табл. XIX, *2*), часто крупнозернистые (табл. XVII, *1—3*, *6*; табл. XVIII, *6*; табл. XIX, *1*, *5*). По сравнению с отложениями типа АРР-2 они имеют относительно лучшую сортировку материала. Здесь разнозернистость подчеркивается не только включением более грубого, но в основном более мелкого — алевритового и частично глинистого материала. Исключением являются участки, или переполненные скоплениями мелких и крупных линз витрена (табл. XIX, *5*), или те, где имеются следы размыва, а также включения неокатанных обломков пород (табл. XIX, *2*). Для разреза отложений типа в целом характерно уменьшение размерности зерен и улучшение их сортировки снизу вверх по разрезу. Цвет отложений типа обычно серый, реже темно-серый.

Отложения типа АРР-3 обладают крупной косой однонаправленной сходящейся слоистостью (табл. XVII, XVIII и XIX, *1*, *3*, *4*), которая более отчетлива в тех случаях, когда она подчеркивается не только ритмической сортировкой зерен, но и мелким обугленным растительным детритом (табл. XVII, *2*, *5—7*; табл. XVIII, *1—6*; табл. XIX, *1*, *3*). Более слабое проявление слоистости обусловлено тем, что для ее образования не было соответствующих условий (ослабленная динамика речного потока в припойменной части речной долины), а также большей однородностью (по сравнению с типом АРР-2) материала, благодаря чему отложения типа не всегда имеют четкую ритмическую сортировку. Угол наклона косых слойков 20—35°, а их мощность 1—3 *см*, часто меньше, особенно в частях, переходящих в прируслovые пойменные отложения. Мощность косых серий колеблется от 0,3—0,8 *м* в основании типа до 0,1—0,3 *м* в верхней части. Очень часто косые серии залегают не параллельно, а срезают друг друга под некоторым углом (табл. XVII, *1*, *3*, *7*; табл. XVIII, *2*, *5*; табл. XIX, *2*). В средней (иногда) и в верхней частях толщи между слоями косых серий встречаются прослои в основном песчаника мелкозернистого, с горизонтальной и горизонтально-волнистой слоистостью (табл. XVII, *3*, *7*; табл. XVIII, *5*, *6*) мощностью 0,1—0,2 *м*; они разделяют косые серии. В самой верхней части наблюдаются прослои с мелкой косой сходящейся, мелкой косой штриховатой и косоволнистой слоистостью, сочетающейся с горизонтальной и горизонтальной волнистой. Эта часть толщи обычно является переходной к пойменному аллювию. Не менее характерно иногда присутствие среди отложений типа АРР-3 косых серий с крупной косой однонаправленной прямолинейной слоистостью (тип АРР-2). Все эти прослои усложняют строение верхней части руслового аллювия.

Растительные остатки встречаются в основном в виде витринизированных обломков (табл. XIX, *5*) и детрита. Последний обычно располагается на плоскостях наслоения, подчеркивая рисунок слоистости (табл. XVII, *2*, *5—7*; табл. XVIII, *1*, *2*, *4—7*; табл. XIX, *1*, *3*). Иногда имеются включения крупных стеблей растений, в том числе стволов деревьев диаметром до 0,3—0,5 *м*. Остатки фауны и их отпечатки не обнаружены.

В разрезе данного типа реже, чем в предыдущем, встречаются прослои мощностью от 0,2—0,3 до 0,5 *м*, редко 1 *м*, обогащенные карбонатным материалом. Приурочены они в основном к нижней части отложений типа, реже к средней и еще реже к их верхней части. Эти так называемые пластовые конкреции имеют темно-бурую окраску разной интенсивности. Переход от кон-

креций в ниже- и вышележащие породы постепенный (в отложениях типа АРР-2 он обычно более резкий) и происходит за счет уменьшения количества железисто-карбонатного материала в цементе. Одновременно порода приобретает серый и светло-серый цвет. Включения остроугольных и слабо окатанных обломков пород с ненарушенной первичной текстурой единичны.

Отложения типа АРР-3 залегают в нижней части аллювиально-озерно-болотных и континентально-морских циклов осадконакопления и всегда выше отложений типа АРР-2, к которым имеют обычно постепенный переход. Последний выражается в изменении типа слоистости и уменьшении размерности обломочных зерен пород. Вверх по разрезу они реже постепенно, чаще по отчетливому контакту сменяются пойменным аллювием (типы АПП-1, АПП-2, иногда АПВ-1). Поперек речной долины отложения типа АРР-3 по резкому контакту с размывом примыкают к бортам речной долины, а в ряде случаев там сочленяются с делювиально-пролювиальными осадками. Вверх по течению реки, в пределах ее горно-равнинной и горной долины, они сменяются соответствующим русловым аллювием, а в сторону бассейна седиментации фациально замещаются дельтовыми отложениями.

Мощность отложений типа АРР-3, как правило, значительно меньше, чем типа АРР-2, и достигает 3—5, редко 10—12 *м*.

Основные генетические признаки отложений фации АРР

Таким образом, литогенетические типы отложений АРР-1, АРР-2 и АРР-3 в целом характеризуются следующим комплексом признаков: 1) грубые породы от конгломератов (редко) и гравелитов до песчаников мелкозернистых включительно; 2) разнозернистость пород и ее уменьшение снизу вверх по разрезу; 3) общее уменьшение размеров зерен от основания отложений типа к его верхней части; 4) в целом средняя сортировка материала, но участками плохая (тип АРР-1), иногда хорошая; 5) серая, иногда темно-серая окраска пород; 6) крупная косая однонаправленная слоистость; 7) переход снизу вверх по разрезу косой слабо выраженной беспорядочной, часто разнонаправленной взаимосрезающейся слоистости (тип АРР-1) в косую однонаправленную прямолинейную слоистость (тип АРР-2), а затем последней в косую однонаправленную сходящуюся слоистость (тип АРР-3); 8) ритмическая сортировка материала в пределах каждого косого слойка и косых серий; 9) многоярусное и в основном параллельное расположение косых серий; 10) уменьшение мощности серий косой слоистости снизу вверх по разрезу от 2—1,5 до 0,5—0,1 *м* и косых слойков от 4—5 до 1 *см*; 11) большое количество обугленных, реже минерализованных стволов и стеблей растений, а также детрита; 12) уменьшение снизу вверх по разрезу размеров обломков и обрывков растительных остатков с одновременным увеличением количества детрита; 13) отсутствие остатков фауны и ее отпечатков; 14) возможны включения обломков разнообразных пород; 15) линейное и большой протяженности распространение; 16) залегание толщи с эрозионным размывом на различных горизонтах пород морского, болотного, озерного, озерно-болотного, аллювиального и другого генезиса; 17) наличие внутриформационных размывов, усложняющих многоярусное строение толщи; 18) залегание ниже угольного пласта того цикла, в который входит данный аллювий, и выше контакта с эрозионным размывом.

Фация песчаных осадков русла малых рек, притоков и протоков крупных рек — АРП (табл. XX—XXI).

Крупные равнинные реки имели многочисленные притоки и разветвленную сеть протоков, в которых накапливался руслового аллювий с несколько иным комплексом признаков и характером строения разреза. Аналогичный аллювий формировался и в малых реках, также впадавших в бассейн седиментации. Среди отложений этого рода выделяются два литогенетических типа — АРП-1 и АРП-2. Отложения первого типа являются основной

составной частью руслового аллювия данной фации и в редуцированном виде обычно (если они присутствуют) включают осадки стрежневой части русла, столь хорошо развитые в крупных равнинных и горных реках. Осадки второго типа имеют подчиненное значение и в ряде случаев обладают некоторыми чертами пойменного аллювия.

Тип АРП-1. Песчаник средне- и крупнозернистый, иногда гравийный, алевритовый, с крупной и мелкой косой однонаправленной сходящейся слоистостью и слабо выраженной ритмической сортировкой материала (табл. XX, 1—8).

Отложения типа представлены песчаником средне- (табл. XX, *5*) и крупнозернистым (табл. XX, *3*, *4*, *7*), часто гравийным (табл. XX, *6*, *8*), иногда мелкозернистым и гравелитом мелкозернистым (табл. XX, *1*, *2*). Сортировка материала в целом средняя, иногда относительно хорошая; по типу она слабо ритмическая, участками едва заметная, благодаря чему в ряде случаев косая слоистость проявляется недостаточно четко (табл. XX, *1*, *3Б*, *6Б*, *7*). Ухудшение сортировки связано еще с тем, что в верхних частях косых слойков примешивается алеврито-глинистый материал и мелкий обугленный растительный детрит. В основании отложений данного типа часто присутствуют включения плохо и хорошо окатанных обломков алеврито-глинистых пород (табл. XX, *1*). Гальки более плотных пород составляют исключение и встречаются, как правило, только в низах разреза аллювия малых рек и не известны в протоках крупных рек. Мощность этого горизонта обычно не превышает 10—20 *см*, и он по существу является не чем иным, как редуцированным аналогом отложений типа АРР-1 фации крупных равнинных рек. Снизу вверх по разрезу в целом происходит уменьшение размерности зерен пород и улучшение их сортировки как от одной косой серии к другой, так и в пределах косых слойков от основания к их верхней части. Цвет отложений серый, реже светло- и темно-серый.

Отложения типа АРП-1 характеризуются косой однонаправленной сходящейся крупной (табл. XX, *1*, *3—7*, *8А*) и мелкой (табл. XX, *2*, *4*, *8Б*, *В*) слоистостью, подчеркнутой ритмической сортировкой материала. Слоистость лучше заметна, если на плоскостях наслоения присутствует обугленный растительный детрит (табл. XX, *3*, *4*). Угол наклона косых слойков колеблется от 10—20 до 35°, а их мощность у мелкой косой слоистости изменяется от 0,5 до 1 *см*, а у крупной—от 1 до 3 *см*. Мощность косых серий не столь велика и разнообразна, как у отложений фации русла крупных равнинных рек. У крупных косых серий она обычно не превышает 20—30 *см*, а у мелких — изменяется от 3 до 10 *см*. Мелкая косая слоистость более характерна для верхних горизонтов отложений типа, и она здесь, как правило, разделяется сериями пород с горизонтальной волнистой и прерывистоволнистой слоистостью (табл. XX, *4*). Другая их характерная особенность заключается в том, что косые серии чаще залегают не горизонтально, а срезают друг друга под некоторым углом. Кроме того, между смежными сериями наблюдаются различия в азимутах косых слойков, которые, однако, не выходят за рамки однонаправленной слоистости.

Растительные остатки довольно обычны, особенно мелкие обрывки и детрит, которые подчеркивают слоистость. Крупные витренизированные обломки древесины приурочены к основанию этих отложений (табл. XX, *1*), хотя не исключены и в других участках разреза. Иногда они образуют беспорядочные скопления, которые сопровождаются плохой сортировкой материала и неправильной перепутанной слоистостью. Остатки фауны и их отпечатки не обнаружены.

Минеральные выделения представлены кристаллами пирита, марказита, сидерита, карбонатами железа в цементе; последние образуют пластовые и лепешкообразные конкреции небольших размеров; с соляной кислотой бурно вскипают. В этих местах породы серую и светло-серую окраску меняют на

темно-бурую и коричневую. Иногда встречаются единичные включения остроугольных и слабо окатанных обломков пород с ненарушенной первичной текстурой.

Отложения типа АРП-1 располагаются в основании нижней части аллювиально-озерно-болотных и континентально-морских циклов осадконакопления и с эрозионным размывом залегают на горизонтах пород различного генезиса. Форма контакта волнистая; амплитуда размыва небольшая. Вверх по разрезу они постепенно или, реже, по отчетливой границе сменяются осадками типа АРП-2. Поперек речной долины отложения данного типа по эрозионному контакту примыкают к ее бортам или сочленяются с делювиально-пролювиальными осадками. Вдоль речной долины они замещаются более грубыми и хуже отсортированными осадками ее верхних частей, а вниз по течению — сменяются аллювием крупных рек. В случае малых рек, впадавших непосредственно в бассейн седиментации, отложения типа АРП-1 фациально замещаются дельтовыми осадками.

Мощность отложений типа АРП-1 небольшая и не превышает 5—8 *м*, чаще не более 3—5 *м*.

Тип АРП-2. Песчаник средне- и мелкозернистый, алеврито-глинистый со слабо выраженной мелкой, иногда крупной косой однонаправленной сходящейся, участками горизонтальной волнистой и косоволнистой слоистостью, с включениями обломков пород, текстурами взмучивания и обилием обугленных обрывков растений и детрита (табл. XX, *9*; табл. XXI).

В строении отложений данного типа принимают участие песчаники средне- (табл. XX, *9*; табл. XXI, *1*, *4*, *6—8*) и мелкозернистые (табл. XXI, *2*, *3*), редко крупнозернистые (табл. XXI, *5*), в той или иной мере разнозернистые за счет примеси как более грубого гравийно-песчаного, так и алеврито-глинистого материала. Сортировка материала средняя, часто плохая; по типу она ритмическая (в случае наличия отдельных прослоев с мелкой или крупной косой слоистостью). Особенно плохая сортировка возникает тогда, когда в формировании осадков участвует большое количество витренизированных растительных остатков (табл. XX, *9*; табл. XXI, *3*, *4*, *8*) и мелких обломков алеврито-глинистых пород (табл. XXI, *7*, *8*). В отличие от отложений типа АРП-1 здесь не всегда соблюдается снизу вверх по разрезу постепенное уменьшение размеров зерен пород и улучшение их сортировки. Часто можно видеть чередование различных пород с неодинаковым типом слоистости, что придает верхней части разреза отложений данной фации весьма сложное строение. Окраска пород серая, светло- и темно-серая, значительно реже темно-бурая и коричневая.

Отложения типа АРП-2 имеют мелкую (табл. XX, *9*; табл. XXI, *1*, *6*) и редко крупную (табл. XXI, *5*) косую однонаправленную сходящуюся слоистость, а также мелкую косую штриховатую (преобладает сходящаяся; табл. XXI, *2*), широко распространенную горизонтальную волнистую и прерывистоволнистую (табл. XX, *9*; табл. XXI, *1*, *4*, *7*, *8*) и изредка косоволнистую (табл. XXI, *2*) слоистость. Мелкая и крупная косая слоистость подчеркивается в основном слабо выраженной ритмической сортировкой материала (табл. XXI, *1*, *5*, *6*), а остальные типы слоистости — обугленным растительным детритом, обрывками витрена и примесью алеврито-глинистого материала (табл. XX, *9*; табл. XXI, *4*, *5*, *7*, *8*). Угол наклона косых слойков у мелкой и крупной косой слоистости более крутой, нежели у косой штриховатой, где он не превышает 25—30°. Мощность крупных косых серий не более 15—20 *см*, т. е. приближается к мощности мелких, у которых она колеблется от 3 до 10 *см*, а мелкой косой штриховатой — всего лишь 1—3 *см*. Первые два типа слоистости характерны для нижней части разреза, где они разделяются горизонтальными сериями пород, а верхи отложений данного типа имеют в основном горизонтальную волнистую, прерывистоволнистую и косоволнистую слоистость.

Растительные остатки многочисленны; особенно их много в верхней части разреза, где они подчеркивают различные типы горизонтальной и волнистой слоистости (табл. XX, *9*; табл. XXI, *2—4*, *7*, *8*). Встречаются также участки разреза с беспорядочным скоплением витренизированных обрывков растений. Остатки фауны и их отпечатки не обнаружены.

Включения обломков пород и минеральные выделения аналогичны тем, которые встречаются в отложениях типа АРП-1. Очень часто железисто-карбонатный цемент сопутствует участкам разреза с большим количеством витренизированных растительных остатков; здесь породы с той или иной интенсивностью вскипают с соляной кислотой.

Отложения типа АРП-2 залегают в нижней части аллювиально-озерно-болотных и континентально-морских циклов осадконакопления и постепенно переходят в нижележащие (тип АРП-1) и сменяющие их вверх по разрезу осадки поймы, а иногда прямо в почвенные и подпочвенные образования. Их соотношение с другими типами осадков вдоль и поперек речной долины такое же, как и отложений типа АРП-1.

Мощность отложений типа АРП-2 в среднем не превышает 4—5 *м*.

Основные генетические признаки отложений фации АРП.

Таким образом, для литогенетических типов отложений АРП-1 и АРП-2 характерны следующие признаки: 1) песчаный состав пород; 2) разнозернистость пород и ее уменьшение в целом снизу вверх по разрезу; 3) общее уменьшение размеров зерен от основания отложений типа к его верхней части; 4) в целом средняя сортировка материала, участками иногда плохая (тип АРП-2); 5) окраска пород обычно серая, реже темно- и светло-серая; 6) крупная (высота серии не более 30 *см*) и мелкая косая однонаправленная сходящаяся слоистость в нижней части разреза и мелкая косая штриховатая, горизонтальная волнистая, прерывистоволнистая и редко косоволнистая слоистость — в верхней части; 7) ритмическая (иногда слабо выражена — тип АРП-2) сортировка материала в пределах каждого косого слойка и косых серий крупной и мелкой косой однонаправленной сходящейся слоистости; 8) многоярусное расположение косых серий, которые часто срезают друг друга; 9) уменьшение мощности косых серий снизу вверх по разрезу от 30—20 до 5—3 *см* и косых слойков от 3 до 0,5 *см*; 10) большое количество обугленных растительных остатков, в том числе обломков витрена, которые подчеркивают слоистость, и увеличение их количества снизу вверх по разрезу; 11) уменьшение в том же направлении размеров обломков и обрывков растительных остатков с одновременным увеличением количества детрита; 12) отсутствие остатков фауны и ее отпечатков; 13) линейное распространение; 14) залегание толщи с эрозионным размывом на породах различного генезиса; 15) наличие внутриформационных размывов; 16) относительно незначительное развитие; 17) залегание ниже угольного пласта того цикла, в который входит данный аллювий, и выше контакта с эрозионным размывом.

Условия накопления русловых отложений

Рассмотрение основных генетических признаков и анализ закономерностей строения литогенетических типов отложений АРГ-1, АРГ-2, АРР-1, АРР-2, АРР-3, АРП-1 и АРП-2, а также сравнение их с аналогичными современными осадками и древними породами показывает, что они могли накапливаться только на суше в водной среде, причем имеющей однонаправленный, хотя и разнорежимный характер ее движения. Подобные условия существовали (как и существуют в настоящее время) в речных долинах, в их р у с л о в о й части.

Процесс заполнения осадками речной долины происходил вследствие миграции русла по дну долины, а также образования, роста и смещения меандров вниз по течению. Причем этот процесс наиболее активно протекал во время паводков. В каждом «временном» русле дно на стрежени, обычно сме-

щенном в сторону подмываемого берега, покрывалось грубым галечным и гравийным материалом с примесью разнозернистого, большей частью крупнозернистого песка (типы АРГ-1, АРР-1, частично основание типа АРП-1). Вкрест простирания стрежневой части русла, т. е. по мере приближения к намываемому берегу, происходило уменьшение размерности материала осадка до мелкого песка, который переносился не только во взвешенном состоянии, но и перекатывался (волочился) по отлогому склону дна реки, образуя русловую отмель. По мере перемещения русла к подмываемому берегу русловая отмель расширялась за счет накопления все новых слоев, в основном с крупной косой однонаправленной слоистостью, которые наращивали толщу руслового аллювия (типы АРГ-2, АРР-2, АРР-3, АРП-1, АРП-2). В соответствии с динамикой водной среды в русле распределялись и осадки по размерам слагающих зерен: галечники, затем гравий и песок. Часто грубые разнозернистые пески основания руслового аллювия вверх по разрезу сменялись все более тонким и лучше отсортированным песчаным, а иногда и алевритовым материалом. Кроме того, подчиняясь законам дифференциации, обломочный материал в процессе переноса подвергался раздроблению и истиранию, в результате чего его размер уменьшался с удалением от области питания, т. е. вниз по течению реки.

На русловый генезис осадков всех упомянутых выше семи литогенетических типов указывает также такой характерный для них признак, как наличие крупной косой, в основном однонаправленной слоистости, которая в различных частях русла имеет неодинаковый характер. В стрежневой части, где скорость водного потока велика и часто изменчива по силе и направленности, образовывалась крупная косая беспорядочная, часто разнонаправленная взаимосрезающаяся слоистость (типы АРГ-1, АРР-1). По мере удаления от стрежня уменьшалась сила потока, увеличивалась устойчивость его динамики, в результате чего возникала крупная косая однонаправленная прямолинейная, то слабо (тип АРГ-2), то хорошо (тип АРР-2) выраженная, а у самого берега сходящаяся (типы АРР-3, АРП-1, АРП-2) слоистость. Формирование косослоистых серий обусловливалось передвижением по дну песчаных и гравийных валов, которые непрерывно передвигались вниз по течению и последовательно перекрывали друг друга.

Весьма своеобразным и характерным признаком аллювиального типа слоистости служит ритмическая сортировка материала. Она связана с уменьшением крупности зерен как в каждом косом слойке от подошвы к его кровле, так и в пределах каждой косой серии также от основания к ее верхней части. Возникновение подобного рода сортировки объясняется дифференциацией осадков, влекомых по дну русла при формировании подводных валов с косой слоистостью. Они образовывались таким образом, что попадающие на гребень вала осадки, подчиняясь законам силы тяжести, постепенно осаждались; более грубые оказывались внизу слойка, а более мелкие — в верхней части. Периодическое уменьшение размерности пород снизу вверх по разрезу объясняется ослаблением живой силы потока в процессе формирования речной долины и накопления в ней комплекса руслового аллювия.

Этому же закону подчиняется распределение в разрезе обугленных и окаменелых растительных остатков. Поэтому с грубыми осадками связаны всегда крупные обломки и обрывки древесных остатков, а иногда и целые стволы деревьев. В прирусловой отмели, где накапливался средне- и мелкопесчаный материал, захоронялись мелкие обрывки растений и детрит. В прослоях заиления встречаются даже растительные остатки хорошей сохранности.

В результате меандрирования русловый поток подмывал и обрушивал свои берега. Часть обломков пород, попадая в русло, не претерпевала значительного переноса и обычно захоронялась где-то поблизости. Это приводило к тому, что обломки сохраняли угловатую форму; ненарушенная первичная текстура свидетельствует о значительной литификации отложений,

слагающих берега реки. Кроме того, аналогичные обломки могут захоронятся в русловом аллювии за счет размыва своих же прослоев заиления, особенно в тех случаях, когда он отвечает не перстративной (одноярусной), а констративной (многоярусной) фазе аккумуляции. Подобного рода обломки многочисленны в современном русловом аллювии (Шанцер, 1961 и др.), а также неоднократно отмечались многими исследователями во всех угленосных толщах — в Челябинском бассейне (Крашенинников, 1940), в Кузбассе (Ботвинкина, 1953), Донбассе (Тимофеев, 1954а; Жемчужников и др., 1959—1960), Улугхемском бассейне (Тимофеев, 1954б, 1964), Южно-Якутской угленосной площади (Ишина, 1961), Карагандинском бассейне (Ишина, 1954, 1955; Слатвинская, 1954) и других бассейнах и месторождениях. Ранее автором их присутствие отмечалось в угленосных толщах Канско-Ачинского и Иркутского бассейнов (Тимофеев, 1962, 1963а, б, 1967).

О русловом генезисе отложений литогенетических типов АРГ-1, АРГ-2, АРР-1, АРР-2, АРР-3, АРП-1 и АРП-2 говорит их залегание с эрозионным размывом на различных горизонтах накопившихся ранее отложений морского, озерного и озерно-болотного, болотного, аллювиального и другого генезиса. Эрозионные размывы хорошо фиксируются на значительной площади по налеганию на более тонкие породы более грубых, содержащих включения галек и обломков подстилающих пород. Иногда смежные породы могут мало различаться по гранулометрическому составу, но покрывающие породы (отложения типов АРГ-1 п АРР-1, частично АРП-1) всегда разнозернисты, с крупной косой беспорядочной слоистостью и включениями разнообразных галек. И во всех случаях линия контакта волниста, с крупными и мелкими ложбинообразными и карманообразными углублениями. Амплитуда размыва весьма различна и определяется первыми десятками метров (25—40 *м*), хотя в местах устойчивого и длительного существования на одном и том же участке русла она может достигать 80—100 *м*.

На аллювиальный генезис указывает также характер соотношения аллювия с боковыми породами. При прослеживании распространения аллювия поперек речной долины устанавливается, что он всегда бывает приурочен к определенной линейно вытянутой площади, которая ограничивается отложениями иного генезиса, причем здесь не наблюдается фациального перехода, а русловый аллювий по границе размыва примыкает к борту долины, промытой в ранее накопившихся отложениях. Несколько иная картина выявляется при прослеживании аллювия вдоль русла, в сторону бассейна седиментации. В этом случае аллювий переходит сперва в отложения подводной дельты, а затем в более удаленные от побережья терригенно-глинистые осадки. Наконец, выше указывалось на смену одного типа аллювия другим, отвечающую изменению характера осадков вдоль речной долины от истока к устью.

Краткий анализ основных генетических признаков литогенетических типов АРГ-1, АРГ-2, АРР-1, АРР-2, АРР-3, АРП-1 и АРП-2 показывает, что они образуют три родственных комплекса отложений [(АРГ-1 и АРГ-2), (АРР-1, АРР-2 и АРР-3) и (АРП-1 и АРП-2)], отвечающих трем фациям руслового аллювия различных типов рек или их частей. Каждый парагенетический ряд литогенетических типов, как было показано выше, имеет один и тот же комплекс генетических признаков. Однако между ними есть и некоторые различия, которые сказываются лишь на некоторых особенностях морфологии русловых отложений, не меняя принципиально их существа. Так, например, для типов комплекса АРГ-1 и АРГ-2 характерна плохая сортировка материала, его конгломерато-гравийный состав, очень крупная косая однонаправленная, нечетко выраженная слоистость, а отложения типов комплекса АРР-1, АРР-2 и АРР-3 имеют значительно лучшую ритмическую сортировку материала, в основном его песчаный состав и, как правило, хорошо выраженную крупную косую однонаправленную прямолинейную и сходящуюся слоистость. Б типах комплекса АРП-1 и АРП-2 размеры той же сло-

истости уменьшаются — она чаще мелкая, чем крупная, но всегда с ритмической сортировкой материала в каждом косом слойке; в целом — это все, несомненно, русловые отложения.

Некоторые различия в характере таких признаков, как неодинаковая степень выраженности косой однонаправленной слоистости и ритмической сортировки материала, размеры слоистости, указывают лишь на то, что накопление осадков этих трех парагенетических рядов происходило в руслах с неодинаковым режимом водного потока, который в первую очередь зависел от геоморфологических и тектонических факторов (при одном и том же климате); ими определялись соответствующие обстановки осадконакопления.

Отложения литогенетических типов ряда АРГ-1 и АРГ-2, судя по характеру слагающего материала (конгломераты и гравелиты), его слабой сортировке, весьма крупной косой слоистости и недостаточно четкой выраженности, большой мощности осадков и другим признакам, скорее всего накапливались в бурных однонаправленных потоках, присущих горным и горно-равнинным (равнинно-горным) рекам — фация гравийно-галечных осадков русла горных рек. Такие условия существовали в верховьях крупных рек (и прилегающих к ним участках среднего течения), пересекавших Ангаро-Чулымский прогиб и дренировавших прилегавшие к нему горные сооружения и возвышенные пространства. Отложения данной фации широко развиты на юго-востоке (верховье Пра-Ангары), а также частично на северо-востоке (среднее течение Пра-Верхней Тунгуски) и юго-западе (верховье Пра-Чулыма) прогиба. Мощность отложений фации АРГ в пределах одного цикла осадконакопления колеблется от 15—20 до 30—35 *м*, хотя в результате наложения сингенетичных и последующих эрозионных размывов может сокращаться до 10—15 *м*.

Несколько иные условия накопления руслового аллювия были свойственны отложениям литогенетических типов ряда АРР-1, АРР-2 и АРР-3. Песчаный и частично гравийный состав осадков, крупная косая однонаправленная и хорошо выраженная прямолинейная и сходящаяся слоистость, четкая ритмическая сортировка зерен в каждом косом слойке, ритмическое уменьшение размерности осадков снизу вверх по разрезу и другие признаки указывают на русловый аллювий крупных равнинных рек — фация песчано-гравийных осадков русла крупных равнинных рек. Они широко развиты на значительной части прогиба и приурочены прежде всего к Пра-Ангаре, Пра-Верхней Тунгуске и Пра-Чулыму, а также к другим более мелким рекам, являвшимся или их крупными притоками, или самостоятельными реками, впадавшими в эпиконтинентальный морской бассейн. В сторону последнего русловый аллювий равнинных рек фациально замещается дельтовыми (подводными) отложениями, а по направлению к верховьям рек — горным русловым аллювием. Мощность отложений фации АРР в пределах одного цикла осадконакопления колеблется от 10—15 до 25—30 *м*.

Отложения литогенетических типов ряда АРП-1 и АРП-2 имеют много общих черт с русловым аллювием крупных равнинных рек. Для них также характерны в основном песчаный состав осадков, косая однонаправленная слоистость, ритмическая сортировка зерен в каждом косом слойке и другие признаки. Однако здесь слоистость в основном мелкая, часто несколько взаимосрезающаяся, значительно больший диапазон направления косой слоистости, повышено количество обугленных растительных остатков, детрита, линз витрена и прослоев заиления (тип АРП-2). Имея малую мощность отложений в целом, они залегают в виде узких полос, сочленяющихся, как правило, с русловым аллювием крупных рек. Подобный комплекс признаков дает основание отнести отложения типов АРП-1 и АРП-2 к фации песчаных осадков русла малых рек, притоков и протоков крупных рек. Распространены они очень широко, известны во всех частях прогиба и сопровождают как средние течения круп-

ных рек, так и их низовья. Они же в ряде случаев являются осадками малых рек, периодически существовавших в течение всего времени накопления осадков угленосной формации в Ангаро-Чулымском прогибе. Мощность отложений фации АРП в пределах одного цикла осадконакопления в среднем составляет 8—10, редко до 15 *м*.

Следовательно, отложения описанных трех комплексов литогенетических типов в целом характеризуют русловый аллювий различных типов рек или их отдельных участков. Отложения каждого литогенетического типа в любом их комплексе, в свою очередь, указывают на участки русла, где они накапливались. Так, осадки литогенетических типов АРГ-1 и АРР-1 залегают в основании аллювиальных толщ и отражают условия стрежневой части русла с сильно изменчивым режимом аккумуляции — в первом случае горной реки, а во втором — крупной равнинной реки. В малых реках, притоках и протоках крупных рек отложения стрежня не всегда присутствуют, а если и имеются, то выражены очень слабо. Поэтому автор их не выделяет в самостоятельный литогенетический тип, а рассматривает как основание типа АРП-1.

Выше они перекрываются отложениями типов АРГ-2, АРР-2 и АРР-3, накопление которых происходило в прирусловой отмели, которая была очень хорошо выражена и порой занимала значительные площади в руслах крупных рек, чего нельзя сказать о горных реках, где она сильно редуцирована. Прирусловые отмели обладают более устойчивым режимом осадконакопления. Отложения типа АРР-2 накапливались на участках, примыкавших к стрежневой части русла, а типа АРР-3 — к прирусловой части поймы. Поэтому отложения типов АРР-2 и АРР-3 отличаются лучшей сортировкой материала и более или менее отчетливой крупной косой однонаправленной слоистостью. Наклон косых слойков зависит как от силы водного потока и размерности материала, так и от конфигурации гравийно-песчаных волн и ориентировки их гребней в плане, поскольку они меняются во времени.

Отложения типов АРП-1 и АРП-2 в целом отвечают русловым. В отличие от руслового аллювия крупных равнинных рек здесь верхняя часть толщи (тип АРП-2) накапливалась в прибортовых частях рек, протекавших среди заболоченных пространств и не имевших устойчивых берегов. Поэтому отложения типа АРП-2, хотя и слоисты, но хуже отсортированы, содержат многочисленные прослои заиления, обогащенные обугленными растительными остатками и крупными линзами витрена.

Мощность отложений фации русла перстративной фазы аккумуляции в среднем не превышает 15—20 *м*, иногда 25 *м*, хотя в зависимости от типа руслового аллювия она может колебаться от 5—10 до 30—40 *м*.

Отложения описанных выше трех фаций, представляющие собой разные типы руслового аллювия, объединены нами в одну макрофацию русловых отложений.

Макрофация пойменных отложений — АП

(табл. XXII—XXIX)

Пойменный аллювий в структурном и текстурном отношениях более многообразен, нежели русловый. Он покрывает последний и характеризует отложения как прирусловой части поймы и ее паводковых вод (типы АПП-1 и АПП-2), так и находящихся на различном удалении от русла застойных, часто зарастающих стариц и вторичных водоемов поймы (типы АПВ-1, АПВ-2 и АПВ-3). Их осадки редко бывают крупнее мелкозернистого песчаника; обычны также алевролиты, а аргиллиты сравнительно редки. Исключение составляют те случаи, когда пойменные отложения сочетаются с горным аллювием. Здесь они обычно сильно редуцированы и очень часто представлены более грубыми и хуже отсортированными осадками.

Фация алеврито-песчаных осадков прирусловой части поймы и ее паводковых вод — АПП (табл. XXII—XXVI).

В прирусловой части поймы накапливались отложения, относимые к литогенетическим типам АПП-1 и АПП-2. Каждый из них имеет специфические особенности. Первый является связующим звеном между руслом и поймой и представляет собой отложения прирусловых валов. Отложения типа АПП-2 составляют основную часть данной фации и образуются во время половодий на обширных пространствах прирусловой части поймы.

Тип АПП-1. Песчаник мелко-, редко среднезернистый, алевролит крупнозернистый, с мелкой косой однонаправленной сходящейся и мелкой косой штриховатой слоистостью, прослоями с горизонтальной прерывистоволнистой слоистостью (табл. XXII—XXIII).

Отложения типа АПП-1 представлены в основном песчаником мелкозернистым (табл. XXII, *2, 3, 5, 7, 8*; табл. XXIII, *1—6, 8—11*), участками среднезернистым (табл. XXII, *1, 4, 6*) и очень редко алевролитом крупнозернистым (табл. XXII, *9*; табл. XXIII, *7, 12*), часто песчано-глинистым. Песчаники, как правило, более или менее однородные, хотя почти всегда содержат примесь алеврито-глинистого материала. Песчаники среднезернистые, несколько разнозернистые, что обусловлено ритмической сортировкой зерен, подчеркивающей косую слоистость. В целом сортировка материала колеблется от средней до хорошей. Цвет пород серый, светло- и темно-серый. Интенсивность окраски зависит от количества примеси обугленного растительного детрита и глинистого материала.

Отложения данного типа обладают мелкой косой однонаправленной сходящейся слоистостью (табл. XXII, *1А, 2А, 3А, 4А, 5А, 6А*) с ритмической сортировкой зерен в пределах каждого косого слойка. Угол наклона последних достигает 20—25°, но чаще меньше, а их толщина всегда меньше 1 *см* и, как правило, не превышает 0,3—0,5 *см*. Мощность косых серий составляет 3—5, иногда 8—10 *см*. Другой характерной слоистостью является мелкая косая штриховатая прямолинейная и сходящаяся (табл. XXII, *2Б, 3Б, 5Б, 7А, 8, 9*; табл. XXIII, *1А, 2—6, 7А, 8—11, 12А*). Эти два типа слоистости почти всегда сопровождаются горизонтальной (табл. XXII, *1В, 3Г, 4Б, В, 7Б, 8*; табл. XXIII, *1Б, 5, 7Б, 8, 10, 12Б*), горизонтальной волнистой, участками прерывистой (табл. XXII, *3В, 4Б, 6Б*; табл. XXIII, *12В*), а иногда и косоволнистой (табл. XXIII, *2, 3, 8, 9*) слоистостью. Четкость рисунка мелкой косой однонаправленной сходящейся слоистости зависит от степени совершенства ритмической сортировки материала, которая является ее характерной чертой. Все остальные типы слоистости подчеркиваются обугленным растительным детритом, алеврито-глинистым материалом и слюдой. Иногда прослои с горизонтальной слоистостью содержат включения обугленных обрывков стеблей и листьев растений, в том числе хорошей сохранности.

Среди растительных остатков преобладают мелкие обрывки и детрит; редко встречаются стебли и листья хорошей сохранности. Располагаются они всегда по наслоению и напластованию, тем самым подчеркивая слоистость. Иногда их скопление настолько велико, что они образуют «слоеный пирог» (табл. XXII, *1Б*). Остатки фауны и их отпечатки не обнаружены.

Включения обломков пород не встречены. Минеральные выделения представлены железисто-карбонатным цементом, которым обогащаются отдельные участки отложений типа. По форме они образуют мелкие пластовые линзы, а иногда тела неправильной формы, к которым приурочено скопление обугленного растительного материала. Мощность прослоев небольшая и редко превышает 0,3—0,5 *м*.

Отложения типа АПП-1 располагаются в средней части аллювиально-озерно-болотных и континентально-морских циклов и всегда выше руслового аллювия, с которыми могут иметь как постепенный пере-

ход, так и отчетливый контакт. Вверх по разрезу они, как правило, постепенно сменяются отложениями типа АПП-2. Это происходит за счет изменения типа слоистости и уменьшения размерности зерен слагающего материала. Внутри отложений типа также встречаются как отчетливые контакты, так и постепенные переходы; могут быть и резкие контакты с размывом. Поперек речной долины они сочетаются с верхней частью руслового аллювия и отложениями внутренних районов поймы. В сторону бассейна седиментации они замещаются дельтовыми и прибрежно-бассейновыми осадками, а вверх по течению — русловым и пойменным аллювием более верхних участков речных долин.

Мощность отложений типа АПП-1 не превышает 2—3 *м*, хотя в зависимости от типа речных долин и места их положения в общей палеогеографической схеме она может колебаться от 1—2 до 5—7 *м*.

Тип АПП-2. Песчаник мелкозернистый, алевролит крупнозернистый, с мелкой косой штриховатой и косоволнистой слоистостью, участками с прослоями заиления (табл. XXIV—XXVI).

Отложения типа АПП-2 сложены песчаником мелкозернистым (табл. XXIV, *2—5*, *7—9*; табл. XXV, *1*, *2*, *5—8*; табл. XXVI, *1*, *2*, *5—7*, *10*), часто алевритовым (табл. XXVI, *8*), алеврито-глинистым, глинистым, иногда близким к среднезернистому (табл. XXIV, *3*), алевролитом крупнозернистым (табл. XXVI, *3*, *9*). Не менее часто они представлены песчаником среднезернистым (табл. XXIV, *1*, *6*; табл. XXV, *3*, *4*; табл. XXVI, *4*), который в ряде случаев связан с местным внутриформационным размывом (табл. XXV, *4*). Сортировка материала средняя, иногда более или менее хорошая в пределах ограниченных участков, обладающих мелкой косой штриховатой и косоволнистой слоистостью. Если рассматривать отложения типа в целом, то можно сказать, что они имеют относительно среднюю сортировку, поскольку слоистость образована и подчеркивается присутствием большого количества алеврито-глинистого материала. Участками, особенно в верхней части отложений данного типа, присутствуют прослои, представляющие собой чередование мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов (табл. XXVI, *3Б*, *В*); в ряде случаев они обогащены глинистым материалом и обугленными обрывками растений и детритом и отражают условия заиления. В целом для толщи характерно общее уменьшение размерности пород снизу вверх по разрезу. Цвет отложений обычно серый и темно-серый, редко светло-серый.

Отложения данного типа имеют мелкую косую штриховатую прямолинейную и сходящуюся (табл. XXIV, 1—*3*, *9А*; табл. XXV, *1А*, *2А*, *3—7*; табл. XXVI, *1—3А*, *4*, *5А*, *6—9*), а также косоволнистую (табл. XXIV, *2*, *4*, *7*; табл. XXV, *4*, *5*, *7*, *8*; табл. XXVI, *1*, *9*) слоистость, сочетающуюся, как правило, с горизонтальной, горизонтальной волнистой и горизонтальной прерывистоволнистой (табл. XXIV, *5*, *7—9Б*; табл. XXV, *1Б*, *2Б*, *4*, *6*, *8*; табл. XXVI, *1*, *2*, *4*, *5Б—7*, *9*) слоистостью. Слоистость подчеркивается большим количеством обугленного растительного детрита, слюдой и алеврито-глинистым материалом, причем последний обычно приурочен к различным разновидностям горизонтальной слоистости. Размеры слоистости очень малые. Так, высота косых штрихов не более 1—3 *см*, амплитуда волн косоволнистой слоистости колеблется от 0,5 до 5 *см*, а горизонтальной волнистой сплошной и прерывистой слоистости не превышает 0,5—1 *см*. Толщина косых слойков невелика — обычно 0,05—0,2, редко до 0,5 *см*. Угол наклона штрихов и волн достигает 15—30°, редко больше. В тех случаях, когда имеются местные внутриформационные размывы, то залегающие выше них осадки — среднезернистые, редко крупнозернистые песчаники — обладают неправильной, беспорядочного характера косой штриховатой, иногда мелкой косой однонаправленной сходящейся слоистостью, сочетающейся также с различными видами слоистости, характерными для отложений этого типа. Для от-

ложений типа АПП-2 в целом характерно изменение формы и размеров слоистости снизу вверх по разрезу (по мере уменьшения размеров зерен и относительного улучшения их сортировки) от мелкой косой штриховатой через косоволнистую до горизонтальной волнистой и горизонтальной. Участками, особенно в верхней части разреза типа и в частях, прилегающих к осадкам застойных, часто зарастающих стариц и вторичных водоемов поймы (фация АПВ), наблюдаются текстуры взмучивания и оползания.

Растительные остатки, представленные обычно детритом, располагаются по слоистости, в той или иной мере подчеркивая ее рисунок; чем больше размеры слоистости, тем более крупным детритом она подчеркивается. Кроме того, крупный детрит в наибольшем количестве приурочен к прослоям с горизонтальной и горизонтальной волнистой слоистостью. Здесь же иногда присутствуют крупные обрывки растений, в том числе стебли и листья хорошей сохранности (табл. XXVI, *10*). Остатки фауны и их отпечатки не обнаружены.

Минеральных выделений, образующих желвакообразные и линзовидные прослои, не встречено. Однако при микроскопическом изучении в породах наблюдаются мелкие рассеянные выделения темноцветных и непрозрачных минералов, возможно, типа анкерита и т. п. Включения обломков и галек пород не встречены. Исключения могут составлять те случаи, когда они приурочены к местным внутриформационным размывам; это, как правило, остроугольные обломки пород, не претерпевшие длительных путей транспортировки.

Отложения типа АПП-2 залегают в средней части аллювиально-озерно-болотных и континентально-морских циклов и в большинстве случаев на русловом аллювии, поскольку отложения типа АПП-1 часто недоразвиты или отсутствуют. Вверх по разрезу они постепенно сменяются или отложениями вторичных водоемов поймы (фация АПВ), или подпочвенными образованиями (тип ОБА-2), а с подстилающими отложениями имеют отчетливый контакт; исключением являются отложения типа АПП-1, с которыми почти всегда наблюдается постепенный переход. Вдоль русла по направлению к бассейну седиментации они фациально замещаются верхними горизонтами дельтовых и прибрежно-мелководными осадками, а вверх по течению — русловым и пойменным аллювием более верхних участков речных долин. Поперек речных долин они либо переходят в отложения вторичных водоемов поймы и верхних горизонтов стариц, либо по резкой границе примыкают к их бортам, сложенным отложениями предыдущих циклов осадконакопления.

Мощность отложений типа АПП-2 непостоянная и колеблется от 1—2 до 3—5 *м* и более.

Основные генетические признаки отложений фации АПП

Таким образом, для литогенетических типов АПП-1 и АПП-2, представляющих собой в основном нижнюю часть отложений пойменного комплекса, наиболее характерны следующие признаки: 1) мелко-, реже среднезернистый песчаный и крупноалевритовый материал; 2) его относительно лучшая сортировка по сравнению с отложениями фации русла крупных равнинных рек и ее колебание от средней в целом до хорошей на отдельных участках; 3) общее уменьшение размеров зерен снизу вверх по разрезу; 4) обычно серая и темно-серая окраска пород; 5) мелкая косая однонаправленная сходящаяся, мелкая косая штриховатая (прямолинейная и сходящаяся) и косоволнистая слоистость, сочетающаяся с горизонтальной, горизонтальной волнистой и горизонтальной прерывистоволнистой; 6) наличие прослоев заиления с горизонтальной сплошной и прерывистоволнистой слоистостью; 7) подчеркивание слоистости ритмической сортировкой материала, обугленным растительным детритом, мелкоалевритовым и глинистым материалом; 8) относительно большое количество обугленного растительного детрита, а также присутствие обломков и обрывков стеблей и листьев растений,

в том числе хорошей сохранности; 9) отсутствие остатков фауны и ее отпечатков; 10) линейное и большой протяженности распространение; 11) парагенетическая связь (по разрезу) только с русловым аллювием, с одной стороны, и с отложениями застойных, часто зарастающих стариц и вторичных водоемов поймы — с другой; 12) залегание ниже угольного пласта того цикла, в который они входят, и выше руслового аллювия.

Фация глинисто-алевритовых осадков застойных, часто зарастающих стариц и вторичных водоемов поймы — АПВ (табл. XXVII—XXIX).

Весьма значительное, хотя и неравномерное развитие среди угленосной формации Ангаро-Чулымского прогиба имеют глинисто-алевритовые отложения застойных, часто зарастающих, а на некоторых стадиях и заболачивающихся стариц и вторичных водоемов поймы. В этих условиях образовались осадки трех литогенетических типов — АПВ-1, АПВ-2 и АПВ-3. В целом они характеризуют заключительный этап формирования осадков речного аллювия.

Тип АПВ-1. Алевролит крупнозернистый, песчаник мелкозернистый, с горизонтальной, горизонтальной волнистой и линзовидной слоистостью, часто их переслаивание (табл. XXVII).

Отложения типа почти в равной степени сложены как песчаниками мелкозернистыми (табл. XXVII, *1*, *2*, *6*, *8*, *10*), часто алеврито-глинистыми (табл. XXVII, *3А*) и близкими к алевролитам крупнозернистым (табл. XXVII, *7*), так и алевролитами крупнозернистыми (табл. XXVII, *3Б*, *4*, *11*, *12*), глинистыми, иногда мелкозернистыми. Цвет пород большей частью темно-серый и зависит от количества примеси глинистого материала и обугленного растительного детрита; чем больше последнего, тем более темную окраску приобретает порода. Сортировка материала средняя и обычно бывает лучше тогда, когда однотипные породы имеют большую мощность. В случае переслаивания мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов (табл. XXVII, *5*, *9*) сортировка ухудшается, особенно на контакте смежных слойков. Например, аргиллит в переслое может включать до 20—30% алевритового и песчаного материала.

Текстура отложений более или менее однообразна. Преобладает горизонтальная (табл. XXVII, *1*, *2*, *4А*, *6—8*, *10—12*), горизонтальная волнистая сплошная и прерывистая (табл. XXVII, *1*, *3*, *6—8*, *12*), а также линзовидная (табл. XXVII, *2*, *11*, *12*) слоистость. Редко встречаются прослои с мелкой косой штриховатой слоистостью (табл. XXVII, *4Б*, *7*). Слоистость образована чередованием гранулометрических разностей пород и подчеркивается обугленным растительным детритом, обрывками стеблей и листьев, в том числе хорошей сохранности. В ряде случаев наблюдаются текстуры взмучивания (табл. XXVII, *9*), оползания, следы жизнедеятельности илоядных животных (табл. XXVII, *5*). В тех случаях, когда выше отложений данного типа залегают озерно-болотные осадки, в их верхней части обычно не удается различать какую-либо слоистость.

Растительные остатки плохой сохранности и детрит встречаются в изобилии и располагаются по плоскостям напластования и наслоения, подчеркивая слоистость; иногда их очень много (табл. XXVII, *3*, *8—10*). Изредка в тонких породах — мелкозернистых алевролитах и аргиллитах — встречаются растительные остатки хорошей сохранности. Остатков фауны и их отпечатков не обнаружено.

Включений обломков пород не встречено. Минеральные выделения аналогичны тем, которые встречаются в отложениях типа АПП-2.

Отложения типа АПВ-1 залегают в средней части аллювиально-озерно-болотных и континентально-морских циклов, ниже их угольного пласта, имеют довольно локальное распространение, ограничены по мощности и вверх по разрезу постепенно переходят в отложения типов

АПВ-2 и АПВ-3 или ОБА-1 и ОБА-2, при отсутствии двух первых. Если они залегают на осадках русла, то имеют с последними отчетливый контакт. На площади данные отложения генетически тесно связаны постепенным переходом с отложениями типа АПП-2. Вдоль русла в сторону бассейна седиментации они сперва сменяются отложениями заболачивающихся приустьевых пространств, на которых в дальнейшем формировались болота, а затем — прибрежно-мелководными отложениями.

Мощность отложений типа АПВ-1 непостоянна и колеблется от 0,5 до 2—3 *м*, очень редко достигая 5—8 *м*.

Тип АПВ-2. Алевролиты, аргиллит, иногда углистые, с горизонтальной, редко горизонтальной волнистой слоистостью, обилием растительного детрита, обрывков стеблей и листьев хорошей сохранности, иногда конкреции сидерита и пирита (табл. XXVIII).

Отложения типа состоят в основном из алевролитов как мелкозернистых (табл. XXVIII, *4*, *7*, *9—11*), часто глинистых, так и крупнозернистых (табл. XXVIII, *3*, *5*, *6*, *13*, *15*), иногда близких к песчанику мелкозернистому (табл. XXVIII, *1*), а также аргиллитов (табл. XXVIII, *8*, *14*). Исключение составляют песчаники мелкозернистые (табл. XXVIII, *2*, *12*). К отложениям данного типа иногда приурочены маломощные прослои и линзы углей (табл. XXVIII, *3*), глинисто-алевритовых углей и углистых мелкозернистых алевролитов и аргилллитов. Сортировка материала средняя, иногда может быть хорошей; она ухудшается в тех участках разреза, которые представлены чередованием гранулометрических разностей пород. Цвет отложений типа темно-серый, порой почти черный и темно-бурый за счет переполнения их обугленным растительным детритом.

Текстура более или менее однообразная; это горизонтальная (табл. XXVIII, *1—11*, *13*, *14*), горизонтальная волнистая (табл. XXVIII, *2*, *8*, *10*) и линзовидная (табл. XXVIII, *5*, *6*, *10*, *11*, *13*) слоистость, обусловленная чередованием различных гранулометрических разностей и подчеркнутая обугленным растительным детритом. В тех случаях, когда мощность слойков достигает 0,3—0,7 *см*, порода приобретает полосовидную (ритмическую пачечную) слоистость, обычно образованную чередованием алевритового и глинистого материала (табл. XXVIII, *4*, *8*, *11*).

Растительные остатки многочисленны; порой они переполняют породу, располагаясь обычно по плоскостям наслоения и напластования. Встречаются в изобилии как обугленный растительный детрит, так и обрывки стеблей и листьев плохой и хорошей сохранности (табл. XXVIII, *15*). Иногда присутствуют мелкие корешки растений. Остатков фауны и ее отпечатков не обнаружено, возможно, они отсутствуют.

Включений обломков пород не встречено. Минеральные выделения присутствуют в виде желвакообразных конкреций сферосидерита и пирита (табл. XXVIII, *12*), а также в виде рассеянных железисто-карбонатных окислов в цементе песчаников и алевролитов. Последние обычно сопровождаются повышенным скоплением обугленных растительных остатков.

Отложения типа АПВ-2 располагаются в средней части аллювиально-озерно-болотных и континентально-морских циклов, ниже их угольного пласта, имеют весьма ограниченное распространение и представляют в большинстве случаев конечную стадию заполнения различного типа водоемов поймы. Они имеют постепенные переходы вниз и вверх по разрезу, если выше залегают болотные отложения (типы ОБА-1 — почва и ОБА-2 — подпочва, см. гл. VII), а ниже — пойменные (типы АПВ-1 и АПП-2), с которыми на площади они имеют те же соотношения. Если отложения типа АПВ-2 встречаются среди руслового аллювия, то они обычно характеризуются резко очерченными границами.

Мощность отложений типа АПВ-2 незначительна и в ряде случаев достигает 2—3, редко 5 *м*.

Тип АПВ-3. Алевролиты, песчаник мелкозернистый, иногда аргиллит, с нарушенными текстурами и обилием обугленных растительных остатков (табл. XXIX).

Отложения данного типа представлены песчаниками мелкозернистыми (табл. XXIX, *3*, *6*, *8Б*), часто алеврито-глинистыми, алевролитами крупнозернистыми (табл. XXIX, *5*, *8А*), иногда песчанистыми (табл. XXIX, *1*), алевролитами мелкозернистыми (табл. XXIX, *10*), слабо песчанистыми (табл. XXIX, *7*), аргиллитами (табл. XXIX, *9*); не исключены песчаники среднезернистые (табл. XXIX, *4*), близкие к мелкозернистым. Сортировка материала разнообразная — от плохой до хорошей, но преобладает первая. Особенно плохая она в тех случаях, когда отложения обладают текстурами взмучивания, оползания и неправильными перепутанными текстурами (табл. XXIX, *1Б*, *6—9*). Цвет отложений данного типа светло-серый, серый и темно-серый и зависит от примеси глинистого материала и обугленного растительного детрита.

Для отложений типа характерны своеобразные, сложно построенные текстуры, как результат сочетания различных слоистых и неслоистых текстур и сингенетических эрозионных размывов. Можно наблюдать горизонтальную (табл. XXIX, *1А*), горизонтальную прерывистоволнистую (табл. XXIX, *7*), иногда неправильную (табл. XXIX, *3*, *5*, *8*, *9*) и линзовидную (табл. XXIX, *5*) слоистости, которые в той или иной мере нарушены текстурами взмучивания (табл. XXIX, *3*, *5*, *8*, *9*) или эрозионными размывами с карманообразными и каналовидными углублениями в подстилающих породах (табл. XXIX, *2*, *6*); иногда наблюдаются текстуры заполнения (табл. XXIX, *4*) трещин в уже литифицированном осадке. Слоистые текстуры образованы, как правило, чередованием различных гранулометрических разностей пород и подчеркиваются большим количеством обугленных растительных остатков и детрита.

Растительные остатки многочисленны. Особенно их много на участках с горизонтальной слоистостью, где они подчеркивают последнюю. Присутствуют обугленный растительный детрит и остатки стеблей и листьев плохой и хорошей (табл. XXIX, *10*) сохранности. Остатки фауны и ее отпечатки не встречены, хотя возможны.

Включения представлены остроугольными обломками пород, которые попадают в песчаники, заполняющие эрозионные размывы. Минеральные выделения аналогичны тем, которые встречаются в отложениях типов АПВ-1 и АПВ-2.

Отложения этого типа залегают в средней части аллювиально-озерно-болотных и континентально-морских циклов ниже их угольного пласта и имеют весьма локальное распространение. Они, как правило, располагаются выше отложений типов АПВ-1 и АПВ-2, хотя не менее часты и среди них. Во всех этих случаях они могут переходить в них постепенно или иметь отчетливые и резкие контакты, которые характеризуют неглубокие эрозионные размывы.

Мощность отложений типа АПВ-1 незначительная и редко превышает 2—3 *м*.

Основные генетические признаки отложений фации АПВ

Наиболее характерными признаками отложений фации АПВ являются следующие: 1) наличие алеврито-глинистых, реже мелкопесчаных отложений; 2) сортировка материала средняя, но может колебаться от плохой (иногда в отложениях типа АПВ-3) до хорошей (некоторые участки отложений типов АПВ-1 и АПВ-2); 3) отсутствие, как правило, хорошо отсортированных аргиллитов без примеси терригенного материала; 4) общее в целом уменьшение размеров зерен снизу вверх по разрезу; 5) обычно темно-серая, участками темно-бурая или почти черная окраска пород; 6) горизонтальная, горизонтальная волнистая, часто прерывистая, и линзовидная слоистость;

7) частое переслаивание алевролитов с аргиллитами и мелкозернистыми песчаниками; 8) наличие неправильных перепутанных текстур, текстур взмучивания, эрозионных размывов (тип АПВ-3), редко следов деятельности илоядных животных; 9) большое количество растительных остатков, иногда хорошей сохранности, и детрита; 10) наличие прослоев и линз углей, глинисто-алевритовых углей и углистых пород; 11) локальное распространение; 12) тесная парагенетическая связь с отложениями прирусловой части поймы и ее паводковых вод, с одной стороны, и отложениями болот — с другой; 13) залегание ниже угольного пласта цикла, в который они входят, и выше отложений прирусловой части поймы, иногда среди верхней части руслового аллювия.

Условия накопления пойменных отложений

Детальное рассмотрение перечисленных выше признаков литогенетических типов АПП-1, АПП-2, АПВ-1, АПВ-2 и АПВ-3, анализ их строения и соотношения между собой, а также с русловым аллювием дает нам право сделать вывод о том, что накопление осадков этих типов происходило в речной долине, в различных участках ее п о й м ы. «За границей русловой отмели,— пишет Е. В. Шанцер,— начинается собственно пойма, заливаемая только во время максимума половодья. Покрывающие ее полые воды текут медленно и не могут переносить грубый песчаный материал. Образующиеся здесь отложения возникают уже исключительно за счет оседания взвешенной в воде мути, состоящей по преимуществу из алевритовых и глинистых частиц. Таким путем формируется одевающий пойму покров п о й м е н н о г о а л л ю в и я, сложенный тонкозернистыми песками, супесями и суглинками, в той или иной степени переработанными процессами почвообразования, которые идут на пойме бóльшую часть года. Пойменный аллювий является в известной мере образованием субаэральным и р е з к о о т л и ч е н п о с о с т а в у и о б л и к у о т р у с л о в о г о а л л ю в и я (разрядка моя.— *П. Т.*), подстилающего его на всем пространстве дна долины» (Шанцер, 1961, стр. 190, 191).

О характере распределения осадков на пойме можно найти сведения во многих работах, в той или иной мере освещающих строение современных речных отложений. Так, И. И. Плюснин установил, что «чем дальше пункт от русла, тем осадки тоньше; чем мощнее поток, тем обильнее осадки и тем шире прирусловые полосы отложений» (Плюснин, 1936, стр. 254). Р. А. Еленевский при изучении поймы р. Днепра установил, что половодный процесс распределяет речной аллювий по его механическим фракциям таким образом, что грубые песчаные элементы откладываются вблизи русла, а глинистые — в местах затухания движения в центральной и притеррасной областях (Еленевский, 1936). Такие же закономерности установлены для всех современных рек (Шанцер, 1951, 1961; Ламакин, 1950; Маккавеев, 1951, 1955; Мордвинов, 1932; Лаврушин, 1961а; Горецкий, 1964; Николаев, 1947 и мн. др.).

Знакомство с морфологическими особенностями строения поверхности поймы и распределением на ней различных типов осадков показывает, что в прирусловой части поймы накапливаются отложения, практически ничем не отличимые от рассмотренных выше отложений литогенетических типов АПП-1 и АПП-2. Отложения типа АПП-1 соответствуют переходным отложениям между руслом и поймой и характеризуют внешнюю окраинную зону прирусловой части поймы, примыкающую к прирусловой отмели. Отложения типа АПП-2 относятся к более внутренним участкам прирусловой части поймы, где более грубые прослои (мелкозернистые, иногда среднезернистые песчаники) с мелкой косой штриховатой и косоволнистой слоистостью представляют собой отложения паводков, а более мелкозернистые прослои с различными типами горизонтальной слоистости и большим ко-

личеством обугленного растительного детрита соответствуют отложениям времени застоя и спада воды половодий.

Существенное значение при отнесении отложений типов АПП-1 и АПП-2 к прирусловой части поймы имеет общий характер слоистости и прежде всего форма и размеры, которые свидетельствуют о малой, но относительно изменчивой динамике водной среды, ослабевавшей в сторону соответствующего борта долины. В результате этого отложения прирусловой части поймы имеют довольно сложное строение, которое выражается как в чередовании различных осадков, так и в развитии разнообразных типов слоистости.

О пойменном характере этих отложений свидетельствует также их тесная генетическая связь с лежащим ниже русловым аллювием, с которым они составляют две части одного целого. Эта связь выражена в общем постепенном уменьшении размерности материала от руслового к пойменному аллювию, в постепенном изменении в том же направлении формы и размеров слоистости от крупной косой однонаправленной прямолинейной и сходящейся через мелкую косую сходящуюся к мелкой косой штриховатой (прямолинейной и сходящейся) и косоволнистой, что является следствием закономерного постепенного уменьшения динамики водной среды от русла к пойме, а в разрезе — от основания толщи речного аллювия к ее верхней части.

Приведенный комплекс признаков и их краткий анализ указывают на то, что отложения литогенетических типов АПП-1 и АПП-2 следует отнести к фации алеврито-песчаных осадков прирусловой части поймы и ее паводковых вод. Подобные условия существовали в речных долинах, достигая наибольшего развития в низовьях крупных рек. Мощность отложений фации АПП колеблется от 2—3 до 7—10 *м*, но чаще не превышает 5—7 *м*.

За пределами прирусловой части поймы, в отшнурованных от русла меандрах, одновременно с русловыми и пойменными отложениями (прирусловой части поймы) формировался старичный аллювий. Последний представляет собой «выполнения брошенных рекою участков русла, превращенных в озера-старицы, и по составу несколько напоминает озерные отложения. В типичных случаях — это богатые органическим веществом темноокрашенные иловатые пески, суглинки и супеси, иногда венчающиеся залежами торфа. Залегает старичный аллювий в виде линз, вложенных в толщу руслового и перекрытых пойменным аллювием» (Шанцер, 1961, стр. 191). В свою очередь, на пойме имелось много, хотя и менее глубоких, чем старицы, понижений в рельефе, располагавшихся на различном удалении от русла, в которых возникали благоприятные условия для длительного застоя вод, вызванные высоким уровнем стояния грунтовых вод, остаточными водами после спада полых вод и другими причинами. В этих так называемых вторичных пойменных водоемах, особенно характерных «для обширных внутриматериковых или приморских аккумулятивных аллювиальных равнин» (Шанцер, 1961, стр. 193), происходило накопление темно-серых, иногда почти черных суглинков, супесей и глин с горизонтальной и горизонтальной волнистой слоистостью, подчеркнутой большим количеством обугленных растительных остатков, детрита, обрывков стеблей и листьев как плохой, так и хорошей сохранности. «Вторичные пойменные водоемы,— пишет Е. В. Шанцер,— возникают по преимуществу вдали от русла на плохо дренированных участках поймы, где грунтовые воды залегают у самой поверхности. В этих условиях обширные площади заболачиваются (отложения типов ОБА-1 и ОБА-2 — *П. Т.*), а в понижениях пойменного рельефа образуются мелководные стоячие водоемы от небольших озерков до крупных озер. Их осадки, с внешней стороны часто несколько напоминающие старичные, обычно перекрывают как русловый, так и пойменный (отложения типов АПП-1 и АПП-2.— *П. Т.*) аллювий, образуя в погребенном состоянии линзовидные залежи, иногда

Сравнительная характеристика пород различных фаций аллювиальных отложений (А) Таблица 11

Основные генетические признаки	Макрофация русловых отложений — АР			Макрофация пойменных отложений — АП	
	Фации				
	АРГ	АРР	АРП	АПП	АПВ
Породы	Конгломераты мелко— крупногалечные, иногда валунные, гравелиты мелко — крупнозернистые, разнозернистые; в средней и верхней частях прослои песчаников	Гравелиты мелко — среднезернистые, песчаники мелко—крупнозернистые, разнозернистые; иногда гравелит крупнозернистый и конгломераты; в верхней части прослои алевролитов	Песчаники мелко — крупнозернистые, иногда гравийные; в средней и верхней частях алеврито-глинистые, также прослои алевролитов	Песчаники мелко-, редко среднезернистые, алевролит крупнозернистый; в средней и верхней частях прослои и линзы алевролитов и аргиллита	Алевролиты, аргиллиты, иногда углистые, редко песчаник мелкозернистый
Сортировка	Общее уменьшение размеров зерен и некоторое улучшение их сортировки от очень плохой (тип АРГ-1) до относительно средней. Слабо выраженная ритмическая сортировка материала (тип АРГ-2)	Общее уменьшение размеров зерен и относительное улучшение их сортировки от плохой (тип АРР-1) до средней в целом, участками хорошей. Хорошо выраженная ритмическая сортировка материала (типы АРР-2 и АРР-3)	Общее уменьшение размеров зерен снизу вверх по разрезу. Сортировка в целом средняя, участками плохая (тип АРП-2); то хорошо (тип АРП-1), то слабо (тип АРП-2) выраженная ритмическая сортировка материала	Общее уменьшение размеров зерен и некоторое улучшение их сортировки от средней до участками хорошей снизу вверх по разрезу. Ритмическая слабо выраженная сортировка материала (тип АПП-1)	Общее уменьшение размеров зерен снизу вверх по разрезу. Сортировка материала в целом средняя, иногда участками плохая (тип АПВ-3)
Цвет	Серый и темно-серый	Серый, иногда светло-серый	Обычно серый, реже темно- и светло-серый	Обычно серый и темно-серый	Обычно темно-серый, участками темно-бурый или черный
Текстура	Крупная косая однонаправленная, то слабо, то хорошо выраженная прямолинейная или сходящаяся слоистость с едва заметной ритмической сортировкой зерен в каждом косом слойке. В нижней части толщи (АРГ-1) текстура трудно различимая из-за беспорядочного нагромождения разнородного материала. Угол наклона косых слойков колеблется от 20—25 до 30—35°	Крупная косая однонаправленная прямолинейная (АРР-2) и сходящаяся (АРР-3) слоистость с ритмической сортировкой зерен в каждом косом слойке и серии — от более крупных в основании к более мелким в верхней части. В нижней части толщи (АРР-1) слабо выраженная крупная косая беспорядочная, иногда разнонаправленная и взаимосрезающаяся слоистость. Угол наклона косых слойков колеблется от 10—15 до 30—35°	Крупная и мелкая косая однонаправленная сходящаяся слоистость с ритмической сортировкой зерен в каждом косом слойке и серии — от более крупных в основании к более мелким в верхней части. В верхней части(АРП-2) участками с горизонтальной волнистой и косоволнистой слоистостью; здесь же текстуры взмучивания. Угол наклона косых слойков колеблется от 10—20 до 30—35°	Мелкая косая однонаправленная сходящаяся, мелкая косая штриховатая прямолинейная и сходящаяся, косоволнистая, участками горизонтальная сплошная и прерывистая, горизонтальная прерывистоволнистая слоистость. Угол наклона косых слойков колеблется от 15 до 30°	Горизонтальная волнистая сплошная и прерывистая, линзовидная, горизонтальная слоистость. Пологоволнистое, редко горизонтальное, в основном мелкое (0,5—5 *см*) и тонкое (до 0,5 *см*) переслаивание пород. Иногда (АПВ-3) текстуры взмучивания, следы жизнедеятельности илоядных животных, местные эрозионные размывы
Растительные остатки	Крупные и мелкие обугленные, иногда минерализован-	Крупные и мелкие обугленные, иногда минерализо-	Мелкие, иногда крупные обугленные обломки стволов	Мелкие обугленные обрывки стеблей и листьев, иногда хо-	Мелкие обугленные обрывки стеблей и листьев, часто хо-

	ные стволы и стебли деревьев и их обломки, крупные линзы витрена	ванные стволы и стебли деревьев и их обломки, крупные линзы витрена и обугленный растительный детрит	и стеблей деревьев, крупные и мелкие линзы витрена, многочисленный обугленный растительный детрит	рошей сохранности, и многочисленный обугленный детрит	рошей сохранности, многочисленный обугленный детрит и линзы витрена
Фауна	Не обнаружена; возможно, отсутствует				Не обнаружена
Включения обломков пород	Возможны отдельные глыбы и валуны разнообразных пород	Возможны отдельные глыбы и валуны (тип АРР-1), также остроугольные и слабо окатанные обломки с первичной текстурой (типы АРР-2 и АРР-3)	Возможны отдельные остроугольные и слабо окатанные обломки с первичной текстурой	Не встречены (тип АПП-1), иногда возможны в основании внутриформационных размывов (тип АПП-2)	Не встречены (АПВ-1 и АПВ-2), иногда возможны в основании внутриформационных размывов (тип АПВ-3)
Минеральные выделения	Отсутствуют или возможны чистые железистые карбонаты (тип АРГ-2), цементирующие породы или заполняющие трещины	Железистые карбонаты в цементе, образующие крупные пластовые конкреции темно-бурого цвета; по трещинам кальцит	Кристаллы пирита, сидерита, марказита, железистые карбонаты; последние образуют цемент небольших темно-бурых пластовых и лепешковидных конкреций	Железистые карбонаты образуют цемент мелких пластовых конкреций, часто неправильной формы; к последним приурочено скопление обугленного растительного материала. Отдельные темноцветные и непрозрачные минералы типа пирита, анкерита и т. п.	Желвакообразные конкреции сферосидерита и пирита, также рассеянные железистые окислы в цементе; здесь же скопления обугленных растительных остатков. Отдельные темноцветные и непрозрачные минералы типа пирита, анкерита и т. п.
Контакты и переходы по разрезу и на площади	В основании толщи резкий контакт с эрозионным размывом; верхний контакт отчетливый. Имеются внутриформационные размывы. Поперек русла по резкой границе с эрозионным размывом примыкают к бортам долин, а вдоль русла по течению постепенно замещаются русловым аллювием крупных равнинных рек	В основании толщи резкий контакт с эрозионным размывом; верхний контакт отчетливый, редко постепенный переход. Имеются внутриформационные эрозионные размывы. Поперек русла по резкой границе с эрозионным размывом примыкают к бортам долин, а вдоль русла по течению постепенно переходят в отложения подводной дельты	В основании толщи резкий контакт с эрозионным размывом; верхний контакт то отчетливый, то постепенный переход. Имеются иногда внутриформационные эрозионные размывы. Поперек русла по резкой границе с эрозионным размывом примыкают к бортам долин, а вдоль русла по течению замещаются русловым аллювием крупных равнинных рек или постепенно переходят в отложения подводной дельты и прибрежного мелководья бассейна	Нижний контакт отчетливый, иногда постепенный переход; верхний переход постепенный. Иногда встречаются внутриформационные размывы. Поперек русла по резкой границе с эрозионным размывом примыкают к бортам долин, а вдоль русла по течению постепенно переходят в отложения верхней части подводной дельты	Нижний и верхний переходы постепенные, иногда нижний контакт отчетливый (старицы). На площади имеют локальное распространение, без фациальных переходов в окружающие породы, исключая отложения фации АПП
Положение в цикле осадконакопления	В нижней части цикла и ниже угольного пласта того цикла, в который они входят, но выше эрозионного размыва			В средней части цикла и ниже угольного пласта того цикла, в который они входят, но выше отложений фации русла	В средней части цикла и ниже угольного пласта того цикла, в который они входят, но выше отложений фации АПП (вторичные водоемы) и среди отложений русла (старицы)
Мощность	Обычно от 10 — 12 до 20—25 *м*, редко до 30—35 *м*	Обычно от 10—15 до 25—30 *м*	Обычно 8—10, редко до 15 *м*	Обычно от 2—3 до 7—10 *м*, в среднем 5—7 *м*	Обычно 3—5, редко до 8—10 *м*

большого протяжения, но относительно небольшой мощности. С ними нередко связаны погребенные торфяники» (Шанцер, 1961, стр. 193).

Из приведенного краткого анализа современных отложений стариц и вторичных водоемов поймы следует, что в них возникают очень сходные условия, приводящие к накоплению мало различающихся (в основном, и то не всегда, по мощности) осадков. И только по положению в разрезе и соотношению с русловым и прирусловым пойменным аллювием можно судить об их отнесении к тому или иному типу отложений. Однако для ископаемых отложений это не всегда может быть сделано. Если мы теперь еще раз обратимся к отложениям литогенетических типов АПВ-1, АПВ-2 и АПВ-3, то такие их признаки, как глинисто-алевритовый состав, горизонтальная и горизонтальная волнистая, иногда линзовидная слоистость, наличие текстур взмучивания и местных эрозионных размывов, большое количество обугленного растительного материала, в том числе обрывков стеблей и листьев хорошей сохранности, незначительная мощность, локальное распространение, их положение среди руслового и пойменного аллювия, говорят об их принадлежности к одной фации — глинисто-алевритовых осадков застойных, часто зарастающих стариц и вторичных водоемов поймы. В самом деле, залегая в верхней части речного аллювия и представляя конечную стадию жизни того или иного участка речной долины, отложения типов АПВ-1, АПВ-2 и АПВ-3, естественно, имеют тот облик, который могут приобрести только отложения мелких застойных, часто зарастающих, иногда заболачивающихся и заиливающихся водоемов. Как в самих водоемах, так и в прилегающих частях на пойме поселялась травянистая и мелкая кустарниковая растительность, которая, отмирая, в ряде случаев давала тонкие невыдержанные прослои торфа. Осадки этих водоемов локально ограничены, не имея, как правило, фациальных переходов в боковые породы, что лишний раз подчеркивает их озерно-застойный режим, который мог возникнуть на пойме в пониженных участках, старицах, отшнурованных протоках и других им подобных аккумулятивных формах ее рельефа. Мощность осадков данной фации незначительна и редко достигает 8—10 *м*, обычно 3—5 *м*.

Все это вместе взятое дает основание для объединения осадков фаций АПП и АПВ в одну макрофацию пойменных отложений.

Общие выводы

В строении юрской угленосной формации Ангаро-Чулымского прогиба участвует широкий комплекс аллювиальных отложений, характеризующий различные типы руслового и пойменного аллювия (табл. 11). Среди руслового аллювия выделяются три комплекса литогенетических типов отложений, отвечающие трем фациям. Осадки первого из них, АРГ-1 и АРГ-2, накапливались в условиях неустойчивого речного потока, с сильно изменчивым его водным режимом, имевшим место в горных реках или в верховьях крупных равнинных рек, дренировавших окружающие прогиб горные сооружения (фация гравийно-галечных осадков русла горных рек — АРГ). Осадки второго комплекса, АРР-1, АРР-2 и АРР-3, имеют наиболее широкое распространение среди руслового аллювия изученной угленосной формации. Они обладают хорошо выраженными типичными признаками руслового аллювия крупных равнинных рек (фация песчано-гравийных осадков русла крупных равнинных рек — АРР). Третий комплекс, АРП-1 и АРП-2, характеризует условия русел малых рек, а также притоков крупных рек и блуждающих между ними или отдельными их рукавами протоков (фация песчаных осадков русла малых рек, притоков и протоков крупных рек — АРП). Эти три комплекса руслового аллювия, конечно, не исчерпывают всего его возможного многообразия, но они отражают основные типы, развитые в юрской угленосной формации Ангаро-Чулымского прогиба, к

которым могут быть отнесены осадки с признаками руслового аллювия. Так, в частности, нами не выделены в самостоятельную фацию русловые отложения, которые представляют собой связующее звено между горным и равнинным аллювием (горно-равнинный и равнинно-горный аллювий); в зависимости от преобладания черт того или другого они рассматриваются среди горного или равнинного аллювия.

Пойменные отложения, составляющие неотъемлемую часть речных отложений, также широко, хотя и неравномерно, развиты на отдельных частях территории прогиба, что зависит от положения в данный момент той или иной речной долины в общей палеогеографической схеме прогиба. Среди пойменного аллювия выделяются два комплекса литогенетических типов отложений. Первый из них, АПП-1 и АПП-2, осадки которого накапливались в прирусловой части поймы, повсеместно покрывают русловый аллювий. Исключение составляют горные реки или аналогичные участки горно-равнинных рек, где пойменный аллювий может или отсутствовать, или быть представленным в сильно редуцированном виде (фация алевритопесчаных осадков прирусловой части поймы и ее паводковых вод — АПП). Осадки второго комплекса, АПВ-1, АПВ-2 и АПВ-3, также образовывались на пойме, но не повсеместно, а локально; они представляют заключительный этап формирования речного аллювия. На пойме, в оставленных рекой участках русла, накапливались осадки старичного аллювия, а в понижениях рельефа поймы — осадки ее вторичных водоемов. По структурным и текстурным признакам эти осадки очень сходны и поэтому объединены автором в одну фацию. Только место их положения в разрезе позволяет говорить об их принадлежности к тому или иному участку аккумуляции осадков. Старичные отложения залегают среди верхних горизонтов руслового аллювия и перекрываются отложениями прирусловой части поймы, а осадки вторичных водоемов поймы подстилаются отложениями прирусловой части поймы (фация глинисто-алевритовых осадков застойных, часто зарастающих стариц и вторичных водоемов поймы — АПВ).

Таким образом, как сами комплексы литогенетических типов отложений, так и условия их образования, т. е. фации, представляют собой единый комплекс более высшего порядка. В пределах последнего элементарные комплексы также находятся во взаимной связи и сменяют друг друга в определенной последовательности. Русло и пойма — это части единого процесса формирования речной долины и накопления в ней осадков. В силу этого имеет место направленное изменение условий образования речных отложений, что наглядно выявляется при сравнении отдельных фаций (см. табл. 11). Так, по мере изменения условий от русла к пойме, с ее различными застойными водоемами, происходит уменьшение размеров зерен пород от конгломератов и гравелитов до аргиллитов и углей, изменение слоистости от крупной косой однонаправленной через мелкую косую до горизонтальной волнистой и горизонтальной и т. п. Эти и другие их характерные генетические признаки, а также направленное их изменение дают возможность определенно говорить об аллювиальном генезисе рассмотренных выше литогенетических типов отложений.

ХАРАКТЕРИСТИКА МАКРОФАЦИЙ, ФАЦИЙ И ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ДЕЛЮВИАЛЬНО-ПРОЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ — Д + П

Делювиально-пролювиальные отложения имеют весьма незначительное распространение и известны в большинстве своем в самых нижних горизонтах разреза изученной юрской угленосной формации. Их накоплению благоприятствовал сильно расчлененный рельеф Ангаро-Чулымского прогиба; они установлены как на его бортах, так и на склонах и в понижениях доюрских возвышенностей. Поэтому, как правило, в этих участках прогиба разрез формации начинается делювиально-пролювиальными отложениями.

Таблица 12

Литогенетические типы и фации делювиально-пролювиальных отложений (Д + П)

Литогенетический тип		Фация		Макрофация
Название	Индекс	Индекс	Название	
Конгломерато- и гравелито-брекчии, сцементированные разнообразным по составу и размеру материалом	ДВ-1	ДВ	Щебенчатых осадков верховьев склонов (элювиально-делювиальные отложения)	Делювиальных отложений — Д
Песчаники, алевролиты, аргиллит, иногда гравелиты, с разнообразной по составу галькой и щебенкой пород, иногда прослои конгломерато- и гравелитобрекчий	ДП-1	ДП	Песчано-глинистых осадков подножий склонов (делювиальные отложения; возможно, внутренняя периферическая часть пролювия — верховья конусов выноса)	
Гравелиты, песчаники, слабо сортированные, с плохо или хорошо выраженной крупной и мелкой косой пологой слоистостью, с включениями мелких обломков пород	ПК-1	ПК	Гравийно-песчаных осадков потоков конусов выноса (центральная часть пролювия)	Пролювиальных отложений — П
Алевролиты, аргиллит, иногда песчаники, со слабо выраженной горизонтальной и горизонтальной волнистой, редко косоволнистой и косой штриховатой слоистостью	ПШ-1	ПШ	Алеврито-глинистых осадков шлейфов конусов выноса (внешняя периферическая часть пролювия, возможно, и делювия)	

Они же (особенно пролювий в виде конусов выноса и их шлейфов) достигали внутренних частей речных долин и вклинивались в русловый и пойменный аллювий, чем в значительной мере усложняли строение последнего.

По сравнению с Тувинским мезозойским межгорным прогибом (Тимофеев, 1964), в Ангаро-Чулымском прогибе доюрские породы подсечены значительно большим числом скважин. Все эти скважины пробурены, как правило, на бортах прогиба, а также на склонах и различных участках возвышенностей внутри прогиба, поэтому они вскрыли большее разнообразие делювиально-пролювиальных отложений. Это позволило автору выделить несколько фаций, которые по родственному комплексу признаков могут быть объединены в две макрофации — макрофацию делювиальных и макрофацию пролювиальных отложений (табл. 12). Каждая фация содержит по одному литогенетическому типу отложений, поэтому краткое перечисление основных генетических признаков здесь приводится после описания всех осадков фаций, входящих в ту или иную макрофацию, а затем рассматриваются условия накопления осадков каждой макрофации.

Макрофация делювиальных отложений — Д
(табл. XXX—XXXI, *1—6*)

Среди делювия установлены отложения двух фаций — фации щебенчатых осадков верховьев склонов (ДВ) и фации песчано-глинистых осадков подножий склонов (ДП). Они, как видно из их названий, характеризуют условия накопления осадков, приуроченных к возвышенностям доюрского рельефа и их склонам, а также бортам прогиба.

Фация щебенчатых осадков верховьев склонов (элювиально-делювиальные отложения) — ДВ (табл. XXX, *1—5*).

В верховьях склонов накапливались своеобразные щебенчатые осадки, которые отнесены к одному литогенетическому типу ДВ-1. Его отложения встречены автором в ограниченном числе мест прогиба, где ими всегда начинается разрез угленосной формации.

Тип ДВ-1. Конгломерато-гравелитобрекчии, сцементированные разнообразным по составу и размеру материалом (табл. XXX, *1—5*).

Отложения этого типа сложены конгломерато- (табл. XXX, *1—5*) и гравелитобрекчиями, состоящими из различной по размеру щебенки, которая по составу отвечает подстилающим материнским породам. Это, как правило, песчано-алеврито-глинистые и карбонатные (известняки, доломиты, мергели) породы, а также разнообразный комплекс изверженных и метаморфических пород (гранитоиды, мигматиты, биотитовые и пироксенитовые гнейсы и сланцы, траппы и др.). Сцементированы они большей частью местным материалом, возникшим при разрушении материнских пород. Сортировка обломков отсутствует. Цвет отложений зависит от состава обломков и цементирующей их массы; он может быть любым, но чаще колеблется от светло-серого до темно-серого.

Слоистая текстура отсутствует. Для отложений типа характерно беспорядочное расположение обломков, между которыми иногда могут быть плохо отсортированные прослои песчано-алеврито-глинистых, часто карбонатных отложений с горизонтальной и пологой косой слоистостью. Плоскости наслоения неровные, волнистые, осложненные текстурами протыкания, вдавливания и другими.

Остатки растений и фауны, их отпечатки и детрит не обнаружены. Исключения составляют те случаи, когда они встречаются в обломках материнских пород; последние не имеют никакого отношения к генезису рассматриваемых отложений.

Включения обломков пород отсутствуют, поскольку отложения типа преимущественно образовались на месте и претерпели лишь незначительное перемещение вниз по склону. Минеральные выделения представлены в основном карбонатным и железисто-карбонатным материалом, заполняющим трещины, цементирующим обломки, а также входящим в состав песчано-алеврито-глинистых пород, образующих невыдержанные прослои и линзы.

Отложения типа ДВ-1 залегают в нижней части делювиально-озерно-болотных и делювиально-пролювиальных циклов, иногда непосредственно под угольным пластом, когда процессу заболачивания подвергались возвышенные пространства. Они распространены локально и на площади постепенно замещаются делювием более низких участков склонов (фация ДП). Вверх по разрезу они могут перекрываться речными, озерными и озерно-болотными и даже болотными отложениями, с которыми обычно имеют отчетливый или резкий контакт, а с подстилающими материнскими породами — как правило, отчетливый контакт.

Мощность встреченных отложений типа ДВ-1 незначительная и не превышает 3—5 *м*, хотя она, очевидно, может достигать и больших размеров.

Фация песчано-глинистых осадков подножий склонов (делювиальные отложения; возможно, внутренняя периферическая часть пролювия — верховья конусов выноса) — ДП (табл. XXX, *6—12;* XXXI, *1—6*).

Отложения этой фации, представленные литогенетическим типом ДП-1, примыкают непосредственно к осадкам предыдущей фации, но располагаются ниже по склону и имеют с ними постепенный переход. Они встречаются уже значительно чаще и на большей части территории прогиба, где ими также начинается разрез угленосной формации.

Тип ДП-1. Песчаники, алевролиты, аргиллит, иногда гравелиты, с разнообразной по составу галькой и щебенкой пород, иногда прослои конгломерато- и гравелитобрекчий (табл. XXX, *6—12*; XXXI, *1—6*).

Отложения данного типа представлены разнообразными по составу песчаниками, алевролитами крупно- (табл. XXXI, *1, 2, 5*) и мелкозернистыми (табл. XXX, *10, 11*), аргиллитами (табл. XXX, *7*; табл. XXXI, *3, 6*), иногда

гравелитами (табл. XXXI, *4*). Все они разнозернистые, часто массивные, известковистые, с примесью того или иного количества материала другой размерности, а также включениями обломков разнообразных пород. Последние чаще всего заимствованы из расположенных поблизости подстилающих отложений. В качестве маломощных прослоев встречаются конгломерато- (табл. XXX, *6*, *8*, *9*, *12*) и гравелитобрекчии, состоящие из неокатанных и слабо окатанных обломков — щебенки от аргиллита до песчаников и известняков включительно с ненарушенной первичной текстурой. В том или ином количестве присутствуют обломки разнообразных метаморфических и изверженных пород (табл. XXX, *6*, *9*). Сортировка материала очень плохая из-за неодинаковой размерности материала и его беспорядочного расположения, что придает отложениям типа неровный, крупноострогольный излом. Цвет отложений зависит от окраски исходных пород и колеблется от серого до темно-серого.

Текстура отложений своеобразна — беспорядочная и пятнистая за счет включений зерен и обломков пород; иногда она перепутанная, осложненная оползнями, неоднократным перемывом и переотложением осадков (табл. XXX, *10*, *11*; табл. XXXI, *4*, *5*). В отдельных обнажениях можно наблюдать неясную горизонтальную или слабо наклонную слоистость, но по керну это делать трудно (табл. XXX, *12*; табл. XXXI, *4*).

Растительные остатки немногочисленны; в основном это обрывки и детрит, расположенные беспорядочно. Остатки фауны и их отпечатки в первичном залегании не обнаружены.

Возможны включения обломков разнообразных пород, которые трудно отличить от основного материала породы. Не исключено присутствие отдельных глыб и валунов. Минеральные выделения довольно однообразны — карбонатный и железисто-карбонатный цемент, участками обогащающий отложения.

Отложения типа залегают в нижней части делювиально-озерно-болотных и делювиально-пролювиальных циклов; иногда могут подстилать почвенные и подпочвенные образования. Они имеют сравнительно ограниченное распространение и находятся, как правило, в парагенетической связи с русловым и пойменным аллювием, с которым имеют отчетливые контакты. Нижний контакт обычно отчетливый, иногда резкий, верхний — также отчетливый, иногда постепенный переход.

Мощность отложений типа ДП-1 может достигать 10—15 *м*, но чаще не превышает 5—8 *м*.

Основные генетические признаки делювиальных отложений

В целом для отложений фаций ДВ и ДП характерен следующий комплекс генетических признаков: 1) широкий диапазон размерности пород — от конгломератобрекчий и гравелитобрекчий до алевролитов и аргиллитов; 2) плохая сортировка материала, часто она отсутствует, и отложения состоят из беспорядочного нагромождения обломков различных пород; 3) разнозернистость и ее уменьшение по мере уменьшения размерности пород; 4) темно-серая и серая окраска пород; 5) иногда включения многочисленных угловатых и слабоокатанных обломков разнообразных пород в песчаниках, алевролитах и аргиллитах, возможны также отдельные глыбы и валуны; 6) беспорядочные текстуры оползания и редко неясная горизонтальная или слабо наклонная слоистость (тип ДП-1); 7) отсутствие растительных остатков и детрита или их редкие обрывки; 8) отсутствие фауны и их отпечатков; 9) нижний контакт, как правило, отчетливый; 10) парагенетическая связь с пролювием и аллювиальными отложениями; 11) локальное распространение; 12) залегание в нижней части делювиально-озерно-болотных или делювиально-пролювиальных циклов, иногда непосредственно под угольным пластом в озерно-болотных циклах.

Условия накопления делювиальных отложений

На возвышенностях и склонах доюрского рельефа с различной интенсивностью протекали процессы механического выветривания, которые, очевидно, резко преобладали; в меньшей степени шло органическое и отчасти химическое выветривание. Эти процессы разрыхляли материнские породы и подготовляли их для образования делювиальных и пролювиальных отложений. Элювиальные отложения в подавляющей своей части предшествовали накоплению осадков угленосной формации, и поэтому они не включаются в ее состав — они должны рассматриваться совместно с доюрской корой выветривания, которая не является предметом данного исследования.

В самых верховьях склонов и на слабо всхолмленных плоских возвышенностях доюрского рельефа накапливались совершенно несортированные осадки, представленные разноразмерной щебенкой и дресвой материнских пород (конгломерато-гравелитобрекчии), сцементированных тем или иным количеством в основном песчано-алеврито-глинистого и карбонатного материала. Претерпев, в отличие от собственно элювия, незначительное перемещение, о чем свидетельствует отсутствие постепенного перехода в материнские породы, эти осадки образовывали смешанные, элювиально-делювиальные отложения. Подобный характер, как было показано выше, имеют отложения литогенетического типа ДВ-1, которые относятся автором к фации щебенчатых осадков верховьев склонов. Мощность отложений данной фации в среднем не более 3—5 *м*, редко больше.

Далее вниз по склону и у его подножия в результате плоскостного смыва накапливались собственно делювиальные отложения. Здесь уже преобладающим типом пород являются гравелиты, песчаники, алевролиты и даже аргиллиты, которые заключают то или иное количество обломков пород. Они все же еще имеют плохую сортировку материала, хотя иногда можно наблюдать слабо выраженную крупную косую пологую и горизонтальную слоистость, которая в какой-то мере подчеркивается различной размерностью зерен. Часто среди них присутствуют прослои конгломерато- и гравелитобрекчий. Эти признаки, характерные для отложений литогенетического типа ДП-1, позволяют отнести его к фации песчано-глинистых осадков подножий склонов. В ряде случаев они же могут отвечать и верховьям пролювиальных конусов выноса. Однако сюда мы не включаем осадки делювиального шлейфа, представленные, как правило, уже лучше отсортированными алеврито-глинистыми осадками с относительно хорошо выраженной горизонтальной слоистостью, поскольку их не всегда можно отличить от отложений пролювиального шлейфа, с которыми они и рассматриваются ниже (фация ПШ). Мощность отложений фации ДП в среднем не более 5—8 *м*, редко достигает 10—15 *м*.

В какой-то мере сходные структурные и текстурные черты имеют гравитационные (коллювиальные) отложения и прежде всего осадки обвалов, осыпей, частично оползней и других типов склоновых образований. Поэтому возможно, что последние невольно включаются нами в отложения этих двух фаций. Причиной служит то, что в силу специфических особенностей их строения, ограниченного числа точек наблюдений и незначительного развития среди отложений данной формации, они не всегда могут быть разграничены и выделены в самостоятельные типы отложений.

Макрофация пролювиальных отложений — П

(табл. XXXI, *7—10*; XXXII)

Пролювиальные отложения имеют более четкие структурные и текстурные признаки, нежели делювий. Среди них выделяются отложения двух фаций — фации гравийно-песчаных осадков потоков конусов выноса (ПК) и фации алеврито-глинистых осадков шлейфов конусов выноса (ПШ). Они на площади по существу являются связующим звеном между делювием, с одной стороны, и русловым и пойменным аллювием — с другой.

Фация гравийно-песчаных осадков потоков конусов выноса (центральная часть пролювия)—ПК (табл. XXXI, *7—10;* XXXII, *1—3*).

Наряду с накоплением делювия из оврагов в речные долины выносился слабо отсортированный гравийно-песчаный и частично алевритовый материал, который образовывал конуса выноса — отложения типа ПК-1. По строению и положению в разрезе они уже резко отличаются от делювия, хотя приобретенный ими ряд признаков (косая слоистость и др.) еще не делает их похожими на русловый аллювий даже горно-равнинных рек.

Тип ПК-1. Гравелиты, песчаники, слабо сортированные, с плохо или хорошо выраженной крупной и мелкой косой пологой слоистостью, с включениями мелких обломков пород (табл. XXXI, *7—10*; XXXII, *1—3*).

Отложения типа представлены гравелитами, в том числе мелкозернистыми (табл. XXXI, *7—10*; табл. XXXII, *2*), песчаниками крупно-, средне- (табл. XXXII, *1*) и мелкозернистыми (табл. XXXI, *8, 9*; табл. XXXII, *3*). Они, как правило, образуют крупные линзы, различающиеся не только размерами и конфигурацией, но и составом слагающего материала. Как гравелиты, так и песчаники разнозернисты и слабо отсортированы. Среди них встречаются прослои и линзы алеврито-глинистого материала (табл. XXXI, *10*), где их отдельные участки могут иметь хорошую сортировку и тонкую слоистость. В целом разрез в нижней части сложен более грубыми осадками; по мере удаления от прибортовых и возвышенных частей прогиба и снизу вверх по разрезу они сменяются все более тонкозернистыми. В противоположность аллювию отложения типа ПК-1 не подразделяются на русловые, пойменные и старичные осадки. Цвет отложений серый, темно-серый, участками до почти черного, что обусловлено повышенной примесью глинистого материала и обугленного растительного детрита.

Для отложений типа характерна крупная и мелкая косая, чаще пологая однонаправленная, то слабо (табл. XXXI, *8*; табл. XXXII, *1, 2*), то хорошо (табл. XXXI, *7, 9, 10*; табл. XXXII, *3*) выраженная слоистость. В ряде случаев она подчеркивается ритмической сортировкой материала (табл. XXXI, *7*), иногда материалом иного гранулометрического состава и обугленным растительным детритом.

Растительные остатки представлены обрывками стволов и стеблей растений, а также их детритом. Остатки фауны и их отпечатки, а также минеральные включения не встречены, хотя последние не исключены. Минеральные выделения не характерны, обычно они ограничиваются карбонатным и железисто-карбонатным цементом в гравелитах и песчаниках. Возможны включения обломков разнообразных пород, отдельных глыб и валунов.

Отложения типа ПК-1 залегают, как правило, в нижней части пролювиально-озерно-болотных циклов, а также в верхней части делювиально-пролювиальных циклов. Кроме того, в виде отдельных прослоев и мелких линз они встречаются среди руслового и пойменного аллювия других типов циклов. Залегают они с эрозионным размывом на подстилающих отложениях любого генезиса и чаще всего ими оказываются доюрские породы. Известны случаи, когда отложения данного типа перекрывают делювий — типы ДВ-1 и ДП-1, с которыми имеют чаще всего эрозионный кон-

такт. На площади в сторону центральных частей речных долин они вначале сменяются более тонкозернистым и лучше отсортированным песчано-алевритовым материалом (пролювиальный шлейф), а затем фациально замещаются русловым и пойменным аллювием. Если речная долина подходит близко к возвышенностям, то отложения типа ПК-1 могут непосредственно вклиниваться в русловый и пойменный аллювий. Они могут и встречаться среди отложений старичного аллювия и осадков вторичных водоемов поймы. В противоположную сторону, к верховьям оврагов, осадки грубеют, их сортировка ухудшается, материал становится щебенчато-валунным (отложения типа ДП-1), и по довольно резкой границе они примыкают к вершине и стенкам оврагов.

Мощность отложений типа ПК-1 колеблется от 3—5 до 15—20 *м*.

Фация алеврито-глинистых осадков шлейфов конусов выноса (внешняя периферическая часть пролювия, возможно, и делювия) — ПШ (табл. XXXII, *4—12*).

Отложения конусов выноса, его потоковой фации, спускаясь вниз по оврагу в сторону речной долины или предгорной равнины, приобретали все более тонкую размерность и образовывали пролювиальные шлейфы—отложения типа ПШ-1. В силу специфики условий своего образования они трудно отличимы от сходных пойменных и озерных отложений, и в установлении их генезиса значительная роль принадлежит определению места их положения в разрезе и на площади прогиба, а также установлению их соотношения с остальными типами делювиально-пролювиальных отложений.

Тип ПШ-1. Алевролиты, аргиллит, иногда песчаники, со слабо выраженной горизонтальной и горизонтальной волнистой, редко косоволнистой и косой штриховатой слоистостью (табл. XXXII, *4—12*).

Отложения данного типа представлены в основном алевролитами крупно- (табл. XXXII, *4, 9, 11*) и мелкозернистыми (табл. XXXII, *5, 7*), глинистыми, часто карбонатными, и аргиллитами (табл. XXXII, *6, 8, 10, 12*). Значительно реже встречаются песчаники, которые залегают в виде мелких линз и прослоев (табл. XXXII, *6*) и являются, очевидно, периферической частью потоковой фации конусов выноса. Они обычно разнозернисты, содержат включения мелких гравийных зерен. Кроме того, не исключены прослои алевролитов и аргиллитов, содержащих включения более или менее окатанных мелких обломков алевролитов и других осадочных пород (табл. XXXII, *4*). Сортировка материала в целом средняя, хотя может участками колебаться от плохой до хорошей. Цвет отложений чаще темно-серый, и лишь более грубые осадки имеют более светлые тона.

Для отложений типа характерна горизонтальная и горизонтальная волнистая слоистость, выраженная в разной степени (табл. XXXII, *4—9, 11*) и определяемая часто по способности породы раскалываться на плоскопараллельные плитки; встречается также линзовидная слоистость. Песчаники и крупнозернистые алевролиты иногда обладают полого наклоненной, возможно, косой слоистостью (табл. XXXII, *6, 11*), подчеркнутой различной размерностью пород и обугленным растительным детритом. Кроме того, отмечаются песчаные прослои с косоволнистой и мелкой косой штриховатой, чаще сходящейся слоистостью. Если происходит внедрение грубого материала в алевролиты и особенно аргиллиты, то можно наблюдать местные небольшие эрозионные размывы и неровные плоскости наслоения. Некоторые породы, большей частью аргиллиты, неслоисты и имеют остроугольно-раковистый излом (табл. XXXII, *10, 12*).

Растительные остатки возможны; чаще обнаруживается детрит, который подчеркивает слоистость. Остатков фауны и их отпечатков не найдено.

Встречаются включения мелких, более или менее окатанных обломков разнообразных пород (табл. XXXII, *4, 5, 7*); они располагаются беспорядоч-

но, но могут в какой-то мере подчеркивать слоистость. Минеральные выделения представлены карбонатным и железисто-карбонатным цементом (табл. XXXII, *4*, *5*), также конкрециями и кристаллами пирита (табл. XXXII, *8—10*, *12*); в ряде случаев они приурочены к местам скопления обугленного детрита.

Отложения типа ПШ-1 чаще залегают в средней части пролювиально-озерно-болотных циклов, а также в верхней части делювиально-пролювиальных циклов. Они обычно постепенно переходят в пойменный аллювий и в отложения потоков конуса выноса, которыми они замещаются как вниз по разрезу, так и вдоль потока в сторону его истоков. Вверх и вниз по разрезу они имеют то постепенный переход, то отчетливый контакт.

Мощность отложений типа ПШ-1 незначительная и в среднем не превышает 2—3 *м*.

Основные генетические признаки пролювиальных отложений

Осадки фаций ПК и ПШ, представляющих собой закономерно изменяющийся ряд отложений, обладают следующим комплексом генетических признаков: 1) гравийно-песчаный и алеврито-глинистый материал, иногда конгломерато- и гравелитобрекчии; 2) разнозернистость пород уменьшается от гравелитов к аргиллитам, причем алевролиты и чаще аргиллиты более или менее однородны; 3) сортировка материала от слабой до хорошей, особенно в алевролитах и аргиллитах; 4) чередование линз грубого и слабо отсортированного материала с прослоями и слоями лучше отсортированного того же материала с плохо или с хорошо выраженной слоистостью, также со слоями алевролитов и аргиллитов (фация ПК); 5) редкие линзы грубых осадков среди алевролитов и аргиллитов (фация ПШ); 6) смена в целом грубого материала более тонкозернистым по мере перехода от отложений фации ПК к фации ПШ; 7) серая и темно-серая, участками светло-серая и почти черная окраска пород; 8) слоистость от крупной и мелкой косой однонаправленной, часто пологой, иногда с ритмической сортировкой зерен, до горизонтальной и горизонтальной волнистой, участками косоволнистой, мелкой косой штриховатой и линзовидной; 9) включения в относительно небольшом количестве слабо окатанных обломков пород, которые обычно приурочены к плоскостям наслоения, часто подчеркивая при этом слоистость; 10) обугленные обрывки стволов и стеблей растений, детрит; 11) отсутствие фауны и ее отпечатков; 12) парагенетическая связь с делювиальными и аллювиальными отложениями; 13) относительно локальное линейное или площадное распространение; 14) нижний контакт резкий, с эрозионным размывом (фация ПК), остальные контакты могут быть различными: 15) залегание в нижней части пролювиально-озерно-болотных циклов или образование самостоятельных пролювиальных циклов (фация ПК), часто в средней части пролювиально-озерно-болотных циклов, также в верхней части делювиально-пролювиальных циклов (фация ПШ).

Условия накопления пролювиальных отложений

Пролювиальные отложения в генетическом отношении примыкают непосредственно к аллювию, с которым имеют ряд общих черт. Однако они обладают еще бóльшим количеством других признаков, позволяющих их резко различать. Так, прежде всего пролювий, в отличие от аллювия, не дифференцирован на русловые, пойменные и старичные отложения, что связано с особенностями его формирования. Далее, эти различия «...заключаются в смене грубого галечно-валунного или гравелистого материала все более тонкозернистым по мере удаления от вершины конуса выноса к его периферии. В вершинной части крупных конусов выноса материал слабо отсортирован, и для этой части пролювиальной толщи характерно неправильное чередование больших линз разного состава. В средней и нижней частях конуса линзы галечного, гравелистого и песчаного состава становятся тонь-

ше, более вытянуты и чередуются со слоями грубо- и тонкопесчаных супесей и суглинков. На периферии конуса пролювий может быть уже целиком суглинистым» (Шанцер, 1957, стр. 17).

Эта общая характеристика пролювия мало отличается от комплекса признаков описанных выше отложений литогенетических типов ПК-1 и ПШ-1, накопление которых происходило в основном в начальный период образования юрской угленосной формации. Наиболее благоприятные условия для этого в Ангаро-Чулымском прогибе возникали на участках, прилегавших к бортам прогиба и в меньшей мере — к возвышенностям внутри него. Борта прогиба, особенно на его юго-востоке, а также в других местах, примыкавших к окружавшим прогиб возвышенным пространствам, имели крутые и пологие склоны, прорезанные крупными и мелкими оврагами с временными и постоянными водными потоками.

Эти потоки, не имея постоянного русла и неся большое количество обломочного материала различной размерности, при выходе в речные долины и на аллювиально-дельтовые равнины образовывали комплекс пролювиальных отложений. У самого выхода из оврагов накапливались более грубозернистые осадки, отвечающие конусам выноса — сухим дельтам. Это разнозернистые гравелиты и песчаники, слабо сортированные, чередующиеся с прослоями и линзами тех же пород, но с лучшей сортировкой материала, имеющие иногда слабо выраженную крупную и мелкую косую, часто полого наклонную однонаправленную слоистость. Там, где сохранились условия русла, косая слоистость подчеркивается едва заметной ритмической сортировкой зерен. Среди них встречаются прослои плохо отсортированных конгломерато- и гравелитобрекчий, указывающие на большую скорость потока, которая могла быть характерна для оврагов, располагавшихся среди сильно расчлененного рельефа. Не менее характерны горизонты алеврито-глинистых пород, отражающие условия застоя вод. Отложения подобного типа, которые выделены автором в литогенетический тип ПК-1, относятся к фации гравийно-песчаных осадков потоков конусов выноса. Мощность их обычно колеблется от 3—5 до 15—20 *м*. Осадки самых верховьев конусов выноса, особенно когда они представлены весьма грубым материалом, часто очень похожи на делювиальные отложения подножия склонов; поэтому в ряде случаев они могут входить в фацию песчано-глинистых осадков подножий склонов (ДП).

В сторону речной долины и аллювиально-дельтовой равнины отложения конусов выноса фациально замещаются алеврито-глинистыми, редко мелкозернистыми песчаными осадками пролювиального шлейфа. Здесь они в целом имеют уже лучшую сортировку, которая становится более совершенной по мере удаления от вершины конуса выноса. Однако среди них встречаются горизонты более грубых и слабо отсортированных осадков с включениями обломков пород; последние присутствуют и среди алевролитов и аргиллитов, где они часто располагаются по слоистости. Горизонтальная, участками слабо волнистая, косоволнистая и линзовидная, то плохо, то хорошо выраженная слоистость указывает на довольно спокойные условия седиментации. Лишь косая полого наклонная, а также мелкая косая штриховатая слоистость в мелко-, редко среднезернистых песчаниках свидетельствует о том, что временами в области развития шлейфовых отложений внедрялись потоки конусов выноса. Этот комплекс признаков имеют отложения литогенетического типа ПШ-1, которые отнесены к фации алеврито-глинистых осадков шлейфов конусов выноса. Мощность их в среднем не более 2—3 *м*. Сходные структурные и текстурные признаки имеют осадки делювиального шлейфа, отличить которые от пролювиального шлейфа удается только по их положению в разрезе и на площади, а также по их соотношению со смежными типами отложений.

Таблица 13

Сравнительная характеристика пород различных фаций делювиально-пролювиальных отложений (Д + П)

Основные генетические признаки	Макрофация делювиальных осадков — Д		Макрофация пролювиальных осадков — П	
	Фации			
	ДВ	ДП	ПК	ПШ
Породы	Конгломерато- и гравелитобрекчии, сцементированные, как правило, песчано-алеврито-глинистым и карбонатным материалом	Песчаники, алевролиты, аргиллиты, разнозернистые, иногда гравелиты; участками прослои конгломерато- и гравелитобрекчий	Гравелиты и песчаники разнозернистые; сортировка материала слабая. Иногда прослои и линзы алеврито-глинистого материала и конгломератобрекчий	Алевролиты и аргиллиты, часто карбонатные; иногда присутствуют песчаники разнозернистые
Сортировка	Отсутствует	Очень плохая	Слабая; для прослоев тонких пород иногда средняя и хорошая	В целом средняя; колеблется от плохой до хорошей
Цвет	Обычно темно-серый или серый	Чаще темно-серый, чем серый	Серый и темно-серый, участками для тонких пород почти черный	Темно-серый; для грубых осадков серый, иногда светло-серый
Текстура	Отсутствует. Беспорядочное расположение обломков разнообразных пород	Редко наблюдается неясная горизонтальная или слабонаклонная слоистость. Чаще беспорядочная и пятнистая структура, имеются текстуры оползания	Крупная и мелкая косая, часто полого наклонная однонаправленная, то плохо, то хорошо выраженная слоистость, иногда с ритмической сортировкой материала	Горизонтальная и горизонтальная волнистая, то плохо, то хорошо выраженная слоистость, редко косоволнистая и мелкая косая штриховатая, чаще сходящаяся слоистость; участками линзовидная и в отдельных грубых прослоях, возможно, косая пологая слоистость
Растительные остатки	Не встречены, хотя их присутствие не исключено	Редкие обугленные обрывки растений и детрит	Обугленные обрывки стволов и стеблей растений, детрит	Обугленный растительный детрит
Фауна	Отсутствует			Не обнаружена, возможно отсутствует
Включения обломков пород	Возможны	Возможны обломки пород, также отдельные глыбы и валуны	Возможны обломки пород, также отдельные глыбы и валуны	Возможны мелкие обломки пород
Минеральные выделения	Карбонатный и железисто-карбонатный материал, заполняющий трещины и входящий в состав цемента	Карбонатный и железисто-карбонатный цемент	Не характерны; обычно карбонатный и железисто-карбонатный цемент	Карбонатный и железисто-карбонатный цемент, кристаллы и конкреции пирита
Контакты и переходы по разрезу и на площади	Нижний контакт, как правило отчетливый; верхний — чаще отчетливый или резкий. Вниз по склону постепенно замещаются отложениями фации ДП	Нижний контакт обычно отчетливый, иногда резкий, верхний — отчетливый, иногда постепенный переход. На площади постепенно переходят в отложения верховьев склонов (фация ДВ), а в сторону речной долины имеют, как правило, отчетливый контакт с русловым и пойменным аллювием	Нижний контакт резкий, с эрозионным размывом, верхний — отчетливый, редко постепенный переход. В сторону верховьев склонов — постепенный переход, в противоположную сторону также постепенный переход в отложения пролювиального шлейфа (фация ПШ)	Вверх и вниз по разрезу то отчетливый контакт, то постепенный переход. Вверх по оврагу постепенно замещаются отложениями потоков конусов выноса (фация ПК), а в сторону речной долины — постепенный переход и резкий контакт с русловым и пойменным аллювием
Положение в цикле осадконакопления	В нижней части цикла, иногда непосредственно под угольным пластом	В нижней части цикла, иногда непосредственно под угольным пластом	В нижней части цикла, иногда образуют самостоятельные циклы	В средней части пролювиально-озерно-болотных циклов, также верхней части делювиально-пролювиальных циклов
Мощность	В среднем не более 3—5 *м*, редко больше	В среднем не более 5—8 *м*, редко достигает 10—15 *м*	Обычно колеблется от 3—5 до 15—20 *м*	В среднем не более 2—3 *м*

Наряду с русловым, пойменным и старичным аллювием, а также осадками вторичных водоемов поймы в строении юрской угленосной формации Ангаро-Чулымского прогиба, хотя относительно и незначительная, но существенная роль принадлежит разнообразному комплексу делювиальных и пролювиальных отложений (табл. 13). Особенно они характерны для начального этапа образования угленосной формации, чему в значительной мере способствовала неодинаковая степень расчлененности рельефа различных частей прогиба. Наиболее благоприятные условия существовали на юго- и, очевидно, северо-востоке прогиба, где многочисленные овраги и крутые склоны бортов прогиба и возвышенностей внутри прогиба поставляли в речные долины и аллювиально-дельтовые равнины разнородный по составу и размеру обломочный материал.

Специфика древних отложений (по сравнению с современными) не позволяет в ряде случаев отличать осадки осыпей от делювия, так же как и осадки верховьев конусов выноса от аллювия верховьев горных рек, но она дает возможность довольно четко отличать делювиальные отложения от пролювиальных, хотя в отдельных случаях при этом могут возникать трудности. В определении генезиса таких осадков существенную роль играют их местоположение в общем палеогеографическом плане и соотношение делювия и пролювия между собой, с одной стороны, и их связь с аллювиальными и элювиальными отложениями — с другой.

Коренные породы под воздействием выветривания и выщелачивания атмосферными агентами разрыхляются и постепенно вовлекаются в осадочный процесс. Одни из них остаются на месте и образуют элювий, который, как уже упоминалось, автор не включает в состав изученной угленосной формации. Другие, подвергаясь плоскостному смыву, постепенно смещаются вниз по склону. Осадки, претерпевшие незначительное перемещение, еще не потеряли полной связи с элювием, но в свою очередь уже приобрели новые признаки, характерные для делювия (фация щебенчатых осадков верховьев склонов — элювиально-делювиальные отложения). По мере смещения вниз по склону они все более и более изменяются и у его подножия приобретают черты типичного делювия. Здесь в зависимости от интенсивности расчленения рельефа в целом и крутизны склонов в частности он сложен то грубыми и плохо отсортированными конгломерато- и гравелитобрекчиями, то песчаниками, алевролитами и даже аргиллитами, переполненными щебенкой и галькой разнообразных пород, расположенных чаще беспорядочно, но иногда подчеркивающих косую пологую слоистость. В целом наблюдается общее уменьшение размерности осадков и относительное улучшение их сортировки в сторону, противоположную от вершины склона, и снизу вверх по разрезу. Часто верхняя часть разреза отложений бывает представлена маломощными алевролитами и аргиллитами со слабо выраженной горизонтальной слоистостью и отсутствием включений обломков пород, что может указывать на присутствие отложений делювиального шлейфа. В этом случае они рассматриваются автором как единое целое с отложениями литогенетического типа ДП-1. Иногда сходные структурные и текстурные признаки могут иметь отложения самых верховьев конусов выноса, особенно тогда, когда их осадки претерпели незначительное перемещение по дну оврага. В тех случаях, когда они встречаются изолированно и не могут быть по каким-либо причинам увязаны непосредственно с отложениями конусов выноса, их условно относим к делювию (фация песчано-глинистых осадков подножий склонов — делювиальные отложения, а возможно, и внутренняя периферическая часть пролювия, т. е. верховья конусов выноса).

С внешней периферической стороны к собственно делювию примыкает делювиальный шлейф, осадки которого очень схожи, а иногда даже не отличимы от осадков пролювиального шлейфа. Кроме того, четкое их разграничение

затрудняется еще и тем, что на площади они очень часто смыкаются и образуют единое поле делювиально-пролювиального шлейфа. Подобные обстоятельства иногда делают невозможным выделение осадков делювиального шлейфа в самостоятельный литогенетический тип отложений. Учитывая также, что среди изученной угленосной формации более широко распространены отложения пролювия вообще и пролювиального шлейфа в частности, осадки делювиального шлейфа в ряде случаев могут невольно рассматриваться в одной фации совместно с осадками шлейфов конусов выноса (фация ПШ).

Наряду с плоскостным смывом в речные долины обломочный материал выносился временными и постоянными водными потоками через овраги и мелкие долины. Когда водные потоки достигали бассейна седиментации (русла рек, старицы, вторичные водоемы поймы, озерного или озерно-болотного водоема), они формировали русловый аллювий различных типов. Если же водные потоки (постоянные и временные), выходя из оврагов и мелких долин, исчезали, а их воды растекались по плоской поверхности равнины, и весь влекомый и взвешенный материал сгружался у их устьев, то они образовывали пролювий — конуса́ выноса (сухие дельты) и пролювиальные шлейфы. Наиболее грубый и плохо отсортированный материал накапливался на вершине конуса выноса; в какой-то мере он напоминает делювий подножий склонов. Далее эти осадки сменялись гравелитами и песчаниками разнозернистыми, слабо сортированными, с плохо или хорошо выраженной косой пологой слоистостью и включениями мелких обломков пород. Здесь наблюдается переслаивание различных типов осадков, различающихся сортировкой и размерами слагающего материала (фация гравийно-песчаных осадков потоков конусов выноса — центральная часть пролювия). Кроме того, среди них встречаются прослои и линзы конгломерато- и гравелитобрекчий.

По периферии конусов выноса или сухих дельт накапливался в основном алеврито-глинистый, уже лучше отсортированный материал с горизонтальной, горизонтальной волнистой, линзовидной, иногда косоволнистой и мелкой косой штриховатой слоистостью, выраженной то плохо, то хорошо. Он отлагался как в мелких водоемах — лужах, озерах и других, которые периодически здесь возникали, так и в процессе растекания водных струй по поверхности речной долины и аллювиально-дельтовой равнины. Кроме того, как уже упоминалось, вместе с осадками делювиального шлейфа они иногда образуют по периферии фаций ДП и ПК сплошные извилистые полосы отложений, расположенные на некотором удалении вдоль бортов прогиба и возвышенностей внутри него (фация алеврито-глинистых осадков шлейфов конусов выноса — внешняя периферическая часть пролювия, возможно, и делювия).

Таким образом, среди этой группы отложений выделяются по две фации делювиальных (ДВ и ДП) и пролювиальных (ПК и ПШ) осадков, которые настолько тесно связаны между собой, что некоторые из них по ряду признаков не всегда отличимы друг от друга. Поэтому в ряде случаев приходится говорить об элювиально-делювиальных и делювиально-пролювиальных отложениях, тем самым подчеркивая трудность их разграничения в ископаемом состоянии и принципиальный характер процесса в отдельные моменты истории образования угленосной формации. Накопление делювиальных и пролювиальных осадков не было постоянным, оно зависело прежде всего от характера рельефа, интенсивности эрозионной деятельности и состава пород, подвергавшихся разрушению, и связано главным образом с начальными этапами каждой подформации.

Глава VII

МАКРОФАЦИИ, ФАЦИИ И ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОЗЕРНЫХ И ОЗЕРНО-БОЛОТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (О)

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Озерные и озерно-болотные отложения, так же как русловый и пойменный аллювий, широко развиты в разрезе юрской угленосной формации Ангаро-Чулымского прогиба. Они распространены повсюду, и только в верхней половине разреза формации на юго-западе и в центральной части (Канско-Тасеевская и частично Рыбинская впадины) прогиба озерные отложения сменяются осадками крупного эпиконтинентального морского бассейна. Количество последних еще больше увеличивается на северо-западе прогиба, где появляются уже отложения с морской фауной.

Формирование озерных и озерно-болотных отложений происходило в речных долинах и на обширных пространствах аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин Ангаро-Чулымского прогиба. Под аллювиально-дельтовыми равнинами автор понимает приустьевые аллювиальные пространства, т. е. наземные дельты, и хорошо разработанные нижние участки речных долин, являющиеся непосредственным их продолжением. Под прибрежно-морскими равнинами — участки побережья, располагающиеся между крупными наземными дельтами. Эти прибрежно-морские равнины могли пересекаться мелкими реками, не образующими наземных дельт. В первом случае озерные и озерно-болотные осадки подстилаются аллювием (русловым, пойменным, старичным), а во втором — в основном прибрежно-мелководными отложениями эпиконтинентального морского бассейна, частично возникшими за счет наращивания побережья в процессе накопления осадков.

Благоприятные условия для накопления озерных и озерно-болотных осадков и соответствующие ландшафты неоднократно возникали на протяжении всего времени образования юрской угленосной формации. Они не всегда были постоянными, а изменялись вслед за развитием прогиба. В начальную стадию каждой подформации озерные и озерно-болотные ландшафты отсутствовали, и лишь на зрелой и старой стадиях существования аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин они имели наибольшее распространение. В свою очередь, по мере заполнения осадками всякое озеро в пределах каждого цикла осадконакопления претерпевало несколько последовательно сменявшихся стадий своего существования, которое заканчивалось, как правило, заболачиванием с последующим формированием торфяных болот.

После каждой крупной регрессии эпиконтинентального бассейна седиментации происходила смена отложений одной подформации породами дру-

гой и начиналось формирование аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин. Отступание бассейна седиментации знаменовало собой начало выработки побережьем и реками нового продольного профиля равновесия. В начальную стадию побережье, возникшее в результате выхода бывшего дна бассейна на дневную поверхность, обладало определенным рельефом, степень расчленения которого была неодинакова. Участки, располагавшиеся перед устьем, были более расчленены, так как рукава и протоки дельт глубоко вдавались в бассейн седиментации и образовывали систему подводных русел, иногда с довольно крутыми «берегами», служивших путями выноса обломочного, главным образом гравийно-песчаного материала. Часть этого материала образовывала подводные дельты, более мелкий — поступал в глубь бассейнов, а остальной разносился вдоль побережья и служил основой для формирования более сглаженных аккумулятивных форм прибрежно-мелководной зоны эпиконтинентального морского бассейна.

Неровности бывшего дна бассейна уже в самом начале создавали благоприятные условия для размещения первых многочисленных озерных водоемов. Однако по мере выравнивания побережья одни из них исчезали, другие возникали, и к зрелой стадии оставались только те, которые вписывались во вновь сформированные ландшафты побережья. Часть озер появлялась также в результате отшнурования прибрежно-мелководных участков эпиконтинентального морского бассейна. В этих случаях можно часто наблюдать, как прибрежно-мелководные осадки бассейна вверх по разрезу постепенно фациально замещаются озерными отложениями. Каждая регрессия бассейна седиментации сказывалась и на развитии рек: они каждый раз начинали вновь вырабатывать профиль равновесия, создавая при этом новую наложенную речную долину, которая только частично совпадала с долиной предыдущего цикла осадконакопления.

Озерные водоемы развивались по-разному (табл. 14). Наиболее крупные, приуроченные в основном к побережью, питались за счет мелких рек, поставлявших в них обломочный материал. Поэтому очень часто нижние и средние горизонты разреза слагаются песчаными и алевритовыми, редко мелкогравийными осадками малых (по сравнению с эпиконтинентальным морским бассейном) аккумулятивных форм — дельт, подводных валов, гряд (фация ОВМ). Одновременно в прибрежных, полуизолированных участках озер накапливались аргиллиты и алевролиты (фация ОВП). Верхние горизонты обычно представлены алевролитами и аргиллитами, характеризующими условия зарастания озер (фации ОЗП и ОЗЗ) с последующим их заболачиванием (фация ОПВ). Мелкие озера, более характерные для речных долин, в значительной мере питались за счет разлива крупных рек и их притоков, а также временных потоков, что, естественно, сказывалось на структурных, текстурных и других особенностях накапливавшихся в них осадков. В результате этого здесь преимущественное развитие получили осадки зараставших озерных водоемов (фации ОЗЗ, ОЗП, частично ОЗУ), а при их заболачивании возникали почвенные и подпочвенные образования (фация ОПО). В ряде случаев могли создаваться условия одновременного накопления органического и минерального вещества, что приводило к накоплению углистых аргиллитов и мелкозернистых алевролитов (фация ОЗУ).

По мере заполнения озер осадками и общего выравнивания рельефа побережья и речных долин озерный ландшафт сменялся болотным, т. е возникали условия сплошного заболачивания этих пространств — озер и междуозерных участков (фации ОПА, ОПП, ОПВ и ОПО). Заболачивание могло происходить и минуя озерную стадию. В этом случае выведенное на дневную поверхность дно бассейна только выравнивалось без развития большого количества озерных водоемов. Воды эпиконтинентального морского бассейна при очередной трансгрессии подпруживали речной сток, повышался уровень грунтовых вод, поселялась древесная растительность, и

Литогенетические типы и фации озерных и озерно-болотных отложений (О)

Литогенетический тип		Фация			Макрофация
Название	Индекс	Индекс	Условия седиментации	Название	
Алевролиты, аргиллит, редко песчаник мелкозернистый, с комковатой текстурой и корневыми остатками — почва угольного пласта	ОПА-1	ОПА	Условия широкого заболачивания речных долин и побережья эпиконтинентального морского бассейна	Глинисто-алевритовых осадков заболоченных аллювиально-дельтовых равнин и речных долин	Отложений заболачивающихся речных долин, аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин (почвы и подпочвы) — ОП
Алевролиты, песчаник мелкозернистый, с редкими корневыми остатками — подпочва угольного пласта	ОПА-2				
Алевролиты с комковатой текстурой и корневыми остатками — почва угольного пласта	ОПП-1	ОПП		Песчано-алевритовых осадков заболоченных прибрежно-морских равнин	
Алевролиты, песчаник мелкозернистый, с редкими корневыми остатками и флюидоподобной текстурой — подпочва угольного пласта	ОПП-2				
Аргиллит, алевролиты с комковатой текстурой, иногда со слабо выраженной горизонтальной волнистой слоистостью и крупными корневыми остатками — почва угольного пласта	ОПВ-1	ОПВ	Условия заболачивания озерных водоемов в речных долинах и на побережье эпиконтинентального морского бассейна	Глинисто-алевритовых осадков заболоченных озерных водоемов аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин	
Алевролиты, песчаник мелкозернистый, часто со слабо выраженной горизонтальной волнистой слоистостью, флюидоподобными текстурами и корневыми остатками — подпочва угольного пласта	ОПВ-2				
Алевролиты, песчаник мелкозернистый, буровато-пепельные, с флюидоподобной и слабо выраженной комковатой текстурами, мелкими корневыми остатками — почва угольного пласта	ОПО-1	ОПО		Алеврито-песчаных осадков заболоченных мелких озер преимущественно речных долин	
Песчаник мелко-, иногда среднезернистый, алевролит крупнозернистый, с неправильной горизонтальной прерывистоволнистой слоистостью, флюидоподобной текстурой и редкими мелкими корневыми остатками — подпочва угольного пласта	ОПО-2				
Аргиллит, алевролит мелкозернистый, почти черного цвета, с тонкой горизонтальной, иногда слабо волнистой слоистостью, обилием обугленных обрывков растений, часто листовой флорой хорошей сохранности	ОВП-1	ОВП	См. след. стр.	Глинисто-алевритовых осадков полуизолированных прибрежных частей озерных водоемов	см. след. стр.
Алевролиты с горизонтальной, часто прерывистоволнистой и линзовидной слоистостью, обилием обугленного детрита, редко листовой флорой хорошей сохранности	ОВП-2				

Таблица 14 (окончание)

Литогенетический тип		Фация			
Название	Индекс	Индекс	Условия седиментации	Название	Макрофация
Алевролит крупнозернистый, песчаник мелкозернистый, с горизонтальной и горизонтальной волнистой слоистостью, обрывками растений и детритом, часто их переслаивание	ОВМ-1	ОВМ	Условия озёрных водоемов, участками зарастающих, проточных или застойных, а также заливающихся торфяных болот и сапропелевых озер речных долин и побережья эпиконтинентального морского бассейна	Песчаных осадков открытого мелководья озерных водоемов (отложения малых аккумулятивных форм — дельт, подводных валов, гряд и т. п.)	Отложений озерных водоемов речных долин, аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин — ОВ
Песчаник мелко- и среднезернистый, с мелкой косой штриховатой и косоволнистой, участками с горизонтальной прерывистоволнистой слоистостью, обилием обрывков растений и детрита	ОВМ-2				
Песчаник средне- и крупнозернистый, редко гравелит мелкозернистый, с мелкой и крупной косой одно- и разнонаправленной выклинивающейся и взаимосрезающейся сходящейся слоистостью, растительным детритом, часто крупными обломками древесины	ОВМ-3				
Песчаник мелко- и среднезернистый, алевролит крупнозернистый, с горизонтальной волнистой и линзовидной слоистостью, текстурами взмучивания и оползания, обилием обугленных обрывков растений и детрита	ОЗП-1	ОЗП		Алеврито-песчаных осадков проточных участков зарастающих озерных водоемов	Отложений зарастающих озерных водоемов и заливающихся торфяных болот и сапропелевых озер речных долин, аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин — ОЗ
Пологоволнистое переслаивание пород от аргиллита до песчаника мелко- и среднезернистого, с текстурами взмучивания и оползания, обилием обугленного детрита и обрывками растений	ОЗП-2				
Аргиллит, алевролиты, буровато-серые, без видимой слоистости, с остроугольно-раковистым изломом, обугленным детритом, редкими мелкими корешками, иногда конкрециями пирита и сидерита	ОЗЗ-1	ОЗЗ		Глинисто-алевритовых осадков застойных участков зарастающих озерных водоемов	
Алевролиты с многочисленными текстурами — флюидоподобными, взмучивания и оползания, также с неправильной горизонтальной прерывистоволнистой слоистостью, обилием обугленных обрывков растений и детрита	ОЗЗ-2				
Аргиллит, алевролит мелкозернистый, углистые	ОЗУ-1	ОЗУ		Углистых, глинисто-алевритовых осадков слабо заболачивающихся озер и заливающихся участков торфяных болот и сапропелевых озер	
Аргиллит, алевролит мелкозернистый, листовато-углистые, с горизонтальной и горизонтальной волнистой слоистостью, обилием линз витрена, часто с листовой флорой хорошей сохранности	ОЗУ-2				

на побережье и в речных долинах образовывались условия для сплошного развития болот (фации ОПА и ОПП).

Длительное существование на побережье болотных ландшафтов способствовало развитию крупной древесной растительности (фации ОПП, ОПВ и частично ОПА). В речных долинах в силу своеобразия палеогеографической обстановки болотные ландшафты не могли длительно сохраняться на одном и том же месте, в результате чего в ископаемое состояние переходила мелкая древесная и кустарниковая растительность (фации ОПО и частично ОПА). Последняя могла произрастать и на побережье, но там она имела резко подчиненное значение. Все это в конечном итоге сказывалось на своеобразии почвенных и подпочвенных образований.

Таким образом, на морском побережье и в речных долинах формировался обширный комплекс разнообразных озерных и озерно-болотных отложений. Среди них могут быть выделены осадки трех макрофаций. Первая макрофация (ОП) представлена в основном глинисто-алевритовыми отложениями заболачивавшихся речных долин, аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин (фации ОПА, ОПП, ОПВ и ОПО). Условия накопления осадков второй (ОВ) и третьей (ОЗ) макрофаций соответствуют озерным водоемам. В первом случае накапливались глинистые и песчаные осадки в прибрежных полуизолированных и открытых участках озер (фации ОВП и ОВМ), а во втором — песчано-глинистые и углистые осадки застойных и проточных частей озер (фации ОЗЗ и ОЗП), а также заиливавшихся участков торфяных болот и сапропелевых озер (фация ОЗУ), располагавшихся в пределах речных долин, аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин.

ХАРАКТЕРИСТИКА МАКРОФАЦИЙ, ФАЦИЙ И ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ОЗЕРНЫХ И ОЗЕРНО-БОЛОТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ — О

Озерные и озерно-болотные отложения подразделяются на три макрофации, осадки которых накапливались в самых различных участках речных долин, аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин (см. табл. 14) и в целом характеризуют различные этапы их развития. Одни из них возникали в процессе заболачивания этих пространств и в значительной мере являются продуктами переработки разнородного по генезису субстрата, на котором впоследствии развивались болота (почвенные и подпочвенные образования). Другие накапливались в различных частях мелких и относительно крупных озер (осадки прибрежных частей и открытого мелководья озерных водоемов). Третьи появлялись в результате зарастания озер и заиливания торфяных болот и сапропелевых озер; бо́льшая часть из них характеризует конечную стадию существования озерных водоемов (осадки застойных и проточных участков зарастающих озер и заиливающихся болот). В свою очередь, в каждой из этих трех макрофаций выделяется по несколько фаций, в которых формировались разнообразные осадки, отнесенные к различным литогенетическим типам отложений.

Макрофация отложений заболачивающихся речных долин, аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин (почвы и подпочвы) — ОП

(табл. XXXIII — XLI)

Среди отложений данной макрофации выделяются четыре фации. Они различаются в основном первичным генезисом осадков, которые подвергались переработке под воздействием корневой системы крупной и мелкой древесной растительности. Не исключено, что при заболачивании некоторых озерных водоемов немаловажная роль принадлежала травянистой растительности, хотя она и не служила исходным торфообразующим материалом.

Каждой фации отвечает два литогенетических типа — почва и подпочва, причем последняя, как правило, всегда предшествует первой и отличается от нее меньшей интенсивностью переработки первичных структурных и текстурных особенностей исходного осадка.

Отложения этой макрофации развиты на всей площади прогиба и в пределах всего разреза угленосной формации, исключая лишь ее песчано-гравийные и конгломератовые толщи, слагающие нижние части каждого макроцикла. Они участвуют в строении различных типов циклов и обычно предшествуют угольным пластам. Почвы и подпочвы, развитые на аллювиальных и озерных осадках, составляют основную часть отложений макрофации и встречаются во всех частях прогиба. На северо-западе и в центральной и юго-западной частях прогиба некоторая доля участия в строении верхних горизонтов угленосной формации принадлежит почвам и подпочвам, возникшим за счет переработки прибрежно-мелководных осадков эпиконтинентального морского бассейна.

Фация глинисто-алевритовых осадков заболоченных аллювиально-дельтовых равнин и речных долин — ОПА (табл. XXXIII—XXXIV).

Почвы и подпочвы этой фации развиваются на верхних горизонтах аллювия, т. е. на пойменных отложениях. Среди последних чаще подвергаются заболачиванию глинисто-алевритовые осадки застойных, часто зарастающих стариц и вторичных водоемов поймы. В процессе заболачивания возникают отложения типов ОПА-1 и ОПА-2.

Тип ОПА-1. Алевролиты, аргиллит, редко песчаник мелкозернистый, с комковатой текстурой и корневыми остатками — почва угольного пласта (табл. XXXIII).

Отложения данного типа слагаются аргиллитами (табл. XXXIII, *5*, *6*), часто алевритовыми (табл. XXXIII, *1*) и алевролитами мелко- (табл. XXXIII, *7*, *9*) и крупнозернистыми (табл. XXXIII, *8*, *10*); иногда встречаются песчаники мелко- (табл. XXXIII, *4*) и даже среднезернистые (табл. XXXIII, *2*, *3*). Сортировка материала относительно плохая, особенно когда отложения типа образованы за счет некоторого перемыва первичного осадка и содержат большое количество крупных и мелких корешков растений. Последние в какой-то мере нарушают еще недостаточно уплотненный осадок; одновременно с этим происходит частичное проникновение вдоль корешков материала различной размерности. Цвет отложений изменяется от серого и темно-серого в нижней части до бурого и темно-бурого в самой верхней, подугольной, части.

В отложениях типа отсутствуют сингенетичные слоистые текстуры, хотя наличие их не исключено в тех случаях, когда верхняя часть почвы образуется в результате местного перемыва осадков поймы за счет выравнивания рельефа при ее заболачивании. Для осадков типа ОПА-1 характерна комковатая отдельность, которая лучше выражена в его средней и верхней частях. Интенсивность ее проявления в различной мере маскирует первичную текстуру пойменного аллювия (табл. XXXIII, *1—3*, *5*, *8*, *10*). Комковатость обусловлена включением большого количества крупных и особенно мелких корневых остатков, которые пронизывают отложения типа преимущественно в вертикальном и близком к нему направлениях (табл. XXXIII, *1—3*, *5—10*). Встречаются также почвы, почти лишенные крупных корневых остатков. В этих случаях осадки сохраняют четко выраженную горизонтальную, горизонтальную волнистую и линзовидную слоистость пойменного аллювия (табл. XXXIII, *4А*). По текстуре они часто напоминают подпочвенные образования и имеют резко сокращенную мощность, обычно не более 0,2—0,3 *м*. Кроме того, в отложениях типа наблюдаются слабо выраженные флюидоподобные текстуры, напоминающие тестуры взмучивания (табл. XXXIII, *8*), протыкания, оползания и др.

Растительные остатки многочисленны. Помимо крупных и мелких корешков, в изобилии встречаются неопределимые обрывки растений и детрит, количество которых убывает вниз по разрезу. Остатков фауны и их отпечатков не обнаружено.

Возможны включения неокатанных или слабо окатанных обломков пород, близких по размерности к отложениям почвы (табл. XXXIII, *4А*, *7*, *8*). Они могли попадать в самые верхние горизонты почвы при местном перемыве осадков поймы в процессе их заболачивания. Минеральные выделения довольно обычны: отдельные железисто-карбонатные конкреции (табл. XXXIII, *3*), образованные чаще всего по корневым остаткам, а также железистые окислы и железистые карбонаты в цементе, обычно обогащенные гумусовым веществом (табл. XXXIII, *5*, *8*).

Отложения типа ОПА-1 залегают в средней части аллювиально-озерно-болотных и континентально-морских циклов и всегда подстилают угольные пласты. Если же последние отсутствуют, то они по довольно отчетливой границе сменяются осадками озер или прибрежно-мелководных частей эпиконтинентального моря. Вниз по разрезу почва постепенно переходит в подпочвенные образования (тип ОПА-2). На площади осадки типа ОПА-1 фациально замещаются почвами типов ОПП-1, ОПВ-1 и ОПО-1, соответственно развивающимися на побережье за пределами речных долин и при заболачивании озерных водоемов.

Мощность отложений типа ОПА-1 обычно незначительна и редко превышает 0,5—0,8 *м*.

Тип ОПА-2. Алевролиты, песчаник мелкозернистый, с редкими корневыми остатками — подпочва угольного пласта (табл. XXXIV).

Отложения данного типа представлены в основном мелко- (табл. XXXIV, *2*) и крупнозернистыми (табл. XXXIV, *5*, *7*, *10*) алевролитами и мелкозернистыми песчаниками (табл. XXXIV, *1*, *3*, *11*). Менее обычны аргиллиты (табл. XXXIV, *6*, *8*) и среднезернистые песчаники (табл. XXXIV, *4*); исключение составляют песчаники крупнозернистые (табл. XXXIV, *9*). Сортировка материала различная — от плохой до хорошей; в верхней части, где присутствуют флюидоподобные и другие сходные текстуры, она обычно плохая или средняя, а ниже определяется характером слоистых текстур, на которых развиваются подпочвенные образования. Цвет отложений типа обычно серый, иногда темно-серый, особенно в тех случаях, когда они обогащены глинистым материалом и тонкорассеянным обугленным растительным детритом. Буроватая окраска обусловлена железисто-карбонатным цементом в осадках.

Здесь отмечаются текстурные признаки двоякого рода. Одни из них — слоистые текстуры, текстуры исходного осадка, которые могут и отсутствовать, другие — наложенные на предыдущие текстуры, на основании которых выделяются отложения подпочвы. Для них характерно присутствие того или иного количества крупных (табл. XXXIV, *4*, *7—10*), чаще мелких (табл. XXXIV, *1—3*, *5*, *6*, *11*) корневых остатков, которые нарушают первичную слоистость (если она присутствует) и часто образуют то хорошо, то плохо выраженные текстуры протыкания (табл. XXXIV, *1*, *3*, *8*, *9*). Реже встречаются текстуры оползания (табл. XXXIV, *2*) и весьма своеобразные флюидоподобные текстуры (табл. XXXIV, *2*, *4*, *5*), возникавшие в результате взмучивания осадков. Последнее могло происходить при местном перемыве осадков субстрата или во время заболачивания пойменного аллювия, или в конечную стадию накопления осадков в старицах и вторичных водоемах поймы еще до общего ее заболачивания. Здесь же могли возникать также неправильные перепутанные текстуры (табл. XXXIV, *2*, *6*, *11*), приводящие к резкому ухудшению сортировки обломочного материала.

Растительные остатки составляют одну из характерных черт отложений данного типа. Корневые остатки присутствуют по всей толще, но их размеры

и количество убывают вниз по разрезу. Одновременно увеличивается содержание обрывков растений и детрита, которые в той или иной мере подчеркивают слоистость. Остатков фауны и их отпечатков не обнаружено.

Включения обломков пород не встречены и практически исключены. Минеральные выделения присутствуют в виде отдельных зерен или иногда составляют основную часть цемента песчаных и алевритовых осадков. Это обычно карбонаты, чаще железистые, придающие отложениям буроватую окраску. Не являются исключением конкреционные псевдоморфозы сидеритов по корневым остаткам (табл. XXXIV, *7*, *8*, *10*) и мелкие конкреции пирита. В верхних горизонтах угленосной формации цементом в подпочвенных отложениях часто служит кальцит.

Отложения типа ОПА-2 залегают в средней части аллювиально-озерно-болотных и континентально-морских циклов и, как правило, всегда предшествуют осадкам почвы (типа ОПА-1). Вниз по разрезу они чаще постепенно сменяются осадками верхних горизонтов стариц и вторичных водоемов поймы (фация АПВ), а на площади — подпочвенными образованиями, развивавшимися за пределами речных долин или на озерных осадках. Кроме того, отложения данного типа могут фациально замещаться различными осадками озерных и озерно-болотных водоемов, а также прибрежно-мелководных частей морского бассейна.

Мощность отложений типа ОПА-2 непостоянна и колеблется от 0,5—0,8 до 1,2—1,5 *м*, редко больше.

Основные генетические признаки отложений фации ОПА

Для отложений литогенетических типов ОПА-1 и ОПА-2 в целом характерны следующие признаки: 1) в основном глинисто-алевритовый, иногда мелкопесчаный материал; 2) чаще плохая, чем средняя или хорошая, его сортировка; 3) темно-бурая и буровато-пепельная окраска пород с переходом в темно-серую и серую вниз по разрезу; 4) текстуры протыкания, оползания, флюидоподобные, перепутанные, слабо выраженная комковатая отдельность; 5) многочисленные крупные и мелкие корешки растений; 6) убывание количества корешков сверху вниз по разрезу; 7) появление вниз по разрезу все более четко выраженной слоистой текстуры осадков субстрата, на которых развивались подпочвенные образования; 8) отсутствие остатков фауны и их отпечатков; 9) региональное распространение; 10) непосредственное залегание ниже угольных пластов или отложений типа кровли угольных пластов; 11) постепенный переход вниз по разрезу в отложения поймы и, как правило, отчетливый контакт с угольными пластами или отложениями, их замещающими; 12) залегание в средней части аллювиально-озерно-болотных и континентально-морских циклов.

Фация песчано-алевритовых осадков заболоченных прибрежно-морских равнин — ОПП (табл. XXXV—XXXVI).

За пределами надводных дельт вдоль берега эпиконтинентального морского бассейна также происходило заболачивание прибрежной суши. Здесь в результате переработки верхних горизонтов ранее накопившихся прибрежно-мелководных морских осадков происходило образование двух литогенетических типов. Первый тип, ОПП-1, отложения которого подстилают угольные пласты, представляет собой почву, а второй — ОПП-2, постепенно переходящий вверх по разрезу в первый,— подпочву угольных пластов.

Тип ОПП-1. Алевролиты с комковатой текстурой и корневыми остатками — почва угольного пласта (табл. XXXV).

Отложения типа сложены мелко- (табл. XXXV, *2*, *4—7*) и крупнозернистыми (табл. XXXV, *1*), часто глинистыми (табл. XXXV, *1*, *2*, *4*, *7*) алевролитами, иногда в основном алевритовыми аргиллитами (табл. XXXV,

3, 9); не менее обычны мелкозернистые, часто алевритовые песчаники (табл. XXXV, *8*). Сортировка материала чаще плохая, чем даже средняя. Это обусловлено тем, что здесь почвы образовались за счет местного перемыва осадков бывшего дна прибрежного мелководья, имевшего более расчлененный рельеф, чем пойма в момент заболачивания. В связи с этим могут появиться и слабо выраженные нечеткие слоистые текстуры. Цвет отложений темно-серый, редко серый; в самой верхней, подугольной, части темно-бурый, буровато-пепельный.

Текстура отложений типа ОПП-1 весьма своеобразна и четко выражена. По сравнению с отложениями почвы, развитыми на пойме (тип ОПА-1), она обусловлена более интенсивным перемывом осадков субстрата, включением значительно большего количества крупных корешков растений (табл. XXXV), расположенных обычно вертикально, и, очевидно, более деятельным их воздействием на осадок; многочисленны также мелкие корешки. Вся масса корешков придает осадкам комковатое строение, благодаря чему они не только в сухом, но и в сыром виде распадаются на кусочки различных размеров. Иногда встречаются флюидоподобные текстуры (табл. XXXV, *1, 8*), текстуры протыкания, если осадок обладает хотя бы слабо выраженной слоистостью (табл. XXXV, *3, 8*), оползания, взмучивания и др.

Растительные остатки многочисленны. Наряду с большим количеством крупных и мелких корешков присутствуют обугленные растительные остатки и детрит, размещающиеся в отложениях почвы в различных направлениях. Остатков фауны и их отпечатков не обнаружено.

Включения обломков пород возможны за счет размыва, оползания и различного рода смещения осадков субстрата при формировании почвы. Минеральные выделения более или менее обычны. Они встречаются как в виде сидеритовых конкреционных образований по корневым остаткам (табл. XXXV, *4*), отдельных конкреций пирита (табл. XXXV, *9*), так и в виде отдельных зерен и цемента. Очень часто цемент имеет кальцитовый состав.

Отложения типа ОПП-1 залегают в основании прибрежно-морских и морских, а также, как исключение, озерно-болотных циклов и всегда предшествуют угольным пластам или отложениям, их заменяющим. Вниз по разрезу они постепенно сменяются подпочвенными образованиями (тип ОПП-2), а на площади фациально замещаются осадками заболоченных аллювиально-дельтовых равнин (фация ОПА) или озерных водоемов (фации ОПО и ОПВ). В сторону моря они постепенно переходят в осадки его прибрежного мелководья.

Мощность отложений типа ОПП-1 колеблется от 0,3—0,5 до 0,8—1,2 *м*, редко больше.

Тип ОПП-2. Алевролиты, песчаник мелкозернистый, с редкими корневыми остатками и флюидоподобной текстурой — подпочва угольного пласта (табл. XXXVI).

Отложения данного типа представлены в основном мелко- (табл. XXXVI, *3, 6*) и крупнозернистыми (табл. XXXVI, *1, 4*) алевролитами и мелкозернистыми песчаниками (табл. XXXVI, *2, 5*), иногда глинистыми, и, как исключение, аргиллитами, часто алевритовыми или песчанистыми. Встречаются также среднезернистые песчаники. Сортировка материала чаще средняя, хотя нередко и плохая, поскольку осадки типа ОПП-2 по сравнению с подпочвами, развитыми на пойме, претерпели несколько бо́льшие изменения. Цвет отложений типа темно-серый, иногда буроватый, с постепенным посветлением вниз по разрезу. Одновременно с этим улучшается сортировка материала.

Для отложений типа в целом характерны очень своеобразные флюидоподобные текстуры, выраженные то хорошо, то плохо (табл. XXXVI, *3, 4*). В их образовании участвуют осадки от аргиллита до мелкозерни-

стого и даже в редких случаях до среднезернистого песчаника; форма и контуры рисунка расплывчатые. Для этих участков характерны не крупные корневые остатки, а мелкие, которые нарушают и усложняют особенности строения текстурного рисунка. Кроме того, наблюдаются текстуры протыкания (табл. XXXVI, *1*, *5*, *6*), оползания, взмучивания (табл. XXXVI, *6*) и др.; возможны следы жизнедеятельности илоядных животных. Обилие корешков, особенно мелких, придает осадкам подпочвы комковатое строение и остроугольно-раковистый излом. Если встречаются различные слоистые текстуры, то они не сингенетичны с почвообразовательным процессом, а относятся к осадкам, на которых развивались болота.

Растительные остатки более чем обычны. Наряду с корневыми остатками присутствуют в большом количестве обугленные обрывки растений и детрит, которые то подчеркивают флюидоподобные и другие текстуры или слоистость (первичную и вторичную), то располагаются в самых различных направлениях. Остатков фауны и их отпечатков не обнаружено.

Включения обломков пород не обнаружены, хотя и возможны. Минеральные выделения сравнительно редки. Встречаются мелкие конкреции пирита (табл. XXXVI, *4*); можно также наблюдать отдельные участки, обогащенные железистыми карбонатами и чистым кальцитом. Как исключение отмечаются псевдоморфозы сидерита по корневым остаткам.

Отложения типа ОПП-2 залегают в нижней части прибрежно-морских и морских, а также иногда озерно-болотных циклов и предшествуют осадкам почвы (тип ОПП-1). Вниз по разрезу они постепенно замещаются осадками прибрежного мелководья моря, а на площади — осадками заболоченных аллювиально-дельтовых равнин (фация ОПА) или озерных водоемов (фации ОПО и ОПВ). В сторону моря они постепенно сменяются осадками его прибрежного мелководья.

Мощность отложений типа ОПП-2 непостоянна и часто достигает 1—1,5 *м*.

Основные генетические признаки отложений фации ОПП

Отложения литогенетических типов ОПП-1 и ОПП-2 обладают следующими признаками: 1) в основном песчано-алевритовый материал; 2) плохая, иногда средняя его сортировка; 3) темно-бурая и буровато-пепельная окраска пород, переходящая в темно-серую и серую вниз по разрезу; 4) флюидоподобные текстуры, текстуры взмучивания, оползания, протыкания, перепутанные, комковатая отдельность; 5) многочисленные крупные и мелкие корешки растений; 6) уменьшение количества корешков сверху вниз по разрезу; 7) появление вниз по разрезу все более четко выраженной слоистой текстуры субстрата, на котором развивались подпочвенные образования; 8) отсутствие остатков фауны и их отпечатков; 9) региональное распространение; 10) непосредственное залегание ниже угольных пластов или отложений типа кровли угольных пластов; 11) постепенный переход вниз по разрезу в отложения морского прибрежного мелководья и, как правило, отчетливый контакт с угольными пластами или отложениями, их заменяющими; 12) залегание в нижней части морских циклов.

Фация глинисто-алевритовых осадков заболоченных озерных водоемов аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин — ОПВ (табл. XXXVII—XXXVIII).

В пределах наземно-дельтовой области и вне ее на побережье эпиконтинентального морского бассейна седиментации располагалось большое количество разнообразных мелких и относительно крупных озерных водоемов. В конечную стадию своего существования они зарастали не только мелкой, но и крупной древесной растительностью и совместно с окружающими их пространствами заболачивались. Это приводило к формированию двух литогенетических типов отложений — почвы (тип ОПВ-1) и подпочвы (тип

ОПВ-2) угольных пластов. Они во многом напоминают отложения предыдущей фации ОПП, но имеют и специфические черты строения.

Тип ОПВ-1. Аргиллит, алевролиты, с комковатой текстурой, иногда со слабо выраженной горизонтальной волнистой слоистостью и крупными корневыми остатками — почва угольного пласта (табл. XXXVII, *1—9*).

Отложения типа представлены аргиллитами, в основном алевритовыми (табл. XXXVII, *2*, *4*, *6*, *9*), алевролитами мелко- (табл. XXXVII, *3*) и крупнозернистыми (табл. XXXVII, *1*, *5*, *7*, *8*), часто глинистыми; не исключаются также мелкозернистые песчаники. Сортировка материала чаще средняя, чем плохая, поскольку в ряде случаев наблюдаются слоистые текстуры. Цвет отложений данного типа темно-серый, в самой верхней части (зона 0,2—0,3 *м*) становится темно-бурым, буровато-пепельным.

По текстуре отложения типа ОПВ-1 во многом сходны с почвенными образованиями предыдущей фации (тип ОПП-1). Основное различие состоит в том, что иногда здесь слоистые текстуры — горизонтальная сплошная и прерывистоволнистая, реже горизонтальная слоистость (табл. XXXVII, *1—3*, *6*, *8*) — появляются еще в процессе самого формирования осадков почвенных образований. Типичными все же являются неслоистые текстуры — комковатая и другие, сочетающиеся с нарушенными текстурами — взмучивания, оползания, протыкания, иногда флюидоподобными. Те и другие текстуры осложнены присутствием крупных и мелких обугленных корешков растений. Последние часто придают отложениям своеобразную и порой трудно определимую неправильную текстуру.

Растительные остатки представлены большей частью вертикально расположенными крупными и мелкими обугленными корневыми остатками, а также обрывками и обломками стеблей и листьев деревьев и растительным детритом. Остатков фауны и их отпечатков не обнаружено.

Включения обломков пород не встречены. Минеральные выделения образованы различным количеством железисто-карбонатного цемента, особенно в тех случаях, если отложения типа состоят из мелкозернистого песчаника. Не исключено образование сидеритовых конкреций по корневым остаткам.

Отложения типа ОПВ-1 залегают в нижней части озерно-болотных, а также прибрежно-морских и реже морских циклов и всегда предшествуют угольным пластам или отложениям, их заменяющим. Вниз по разрезу они постепенно сменяются отложениями подпочвы (тип ОПВ-2), а на площади — почвенными образованиями других фаций.

Мощность отложений типа ОПВ-1 иногда может достигать 1—1,5 *м*.

Тип ОПВ-2. Алевролиты, песчаник мелкозернистый, часто со слабо выраженной горизонтальной волнистой слоистостью, флюидоподобными текстурами и корневыми остатками — подпочва угольного пласта (табл. XXXVII, *10*, XXXVIII).

Отложения данного типа представлены в основном крупнозернистыми алевролитами (табл. XXXVII, *10Б*; табл. XXXVIII, *1*) и мелкозернистыми песчаниками (табл. XXXVII, *10А*; табл. XXXVIII, *2*, *5*), часто обогащенными глинистым материалом. Менее характерны мелкозернистые алевролиты (табл. XXXVIII, *4*) и аргиллиты алевритовые (табл. XXXVIII, *3*). Иногда в строении типа участвуют среднезернистые песчаники. Сортировка материала средняя, хотя в одном типе может колебаться от плохой до хорошей; последняя обычно отвечает нижним горизонтам подпочвы. Цвет отложений серый, темно-серый и лишь редко бывает серовато-пепельным.

Текстуры встречаются как неслоистые и нарушенные, так и слоистые, но первые два вида, как правило, доминируют над последними. Для отложений типа характерны флюидоподобные текстуры (табл. XXXVII, *10*;

табл. XXXVIII, *2*, *4*) и текстуры протыкания (табл. XXXVIII, *1—4*). Кроме того, встречаются текстуры оползания, взмучивания и неправильные комковатые. По сравнению с вышележащими отложениями почвы (тип ОПВ-1) здесь лучше выражена горизонтальная, прерывистоволнистая (табл. XXXVIII, *1—4*), реже сплошная волнистая слоистость; чем лучше выражена слоистость, тем отчетливее проявляются текстуры протыкания.

Растительные остатки многочисленны. Они представлены крупными и мелкими обугленными корешками растений, а также обрывками и обломками древесины и листьев, расположенных чаще беспорядочно. Обугленный растительный детрит в большей мере подчеркивает слоистость. Остатков фауны и их отпечатков не обнаружено.

Включения обломков пород не встречены, хотя и не исключаются. Минеральные выделения иногда образуют сидеритовые конкреции по корневым остаткам; в ряде случаев наблюдаются участки в цементе, обогащенные железистыми карбонатами и частично кальцитом.

Отложения типа ОПВ-2 залегают в основании озерно-болотных, а также прибрежно-морских, реже морских циклов и всегда подстилают отложения почвы — тип ОПВ-1. Вниз по разрезу они замещаются озерными, реже морскими отложениями, а на площади — почвенными и подпочвенными образованиями других фаций.

Мощность отложений типа ОПВ-2 непостоянна и колеблется от 1—1,5 до 2—3 *м*, редко больше.

Основные генетические признаки отложений фации ОПВ

Таким образом, для отложений литогенетических типов ОПВ-1 и ОПВ-2 характерны следующие признаки: 1) в основном глинисто-алевритовый материал; 2) в целом средняя его сортировка, хотя она может изменяться от плохой до хорошей; 3) темно-бурая и буровато-пепельная окраска пород, сменяющаяся вниз по разрезу темно-серой и серой; 4) одновременное присутствие как неслоистых, так и слоистых текстур при преобладающем развитии первых; 5) неслоистые текстуры (флюидоподобные, комковатые, протыкания, оползания, взмучивания и др.); 6) слоистые текстуры — горизонтальная сплошная, волнистая и прерывистоволнистая, часто возникшие в ходе процесса заболачивания, когда еще продолжалось накопление осадков; 7) многочисленные крупные и мелкие корешки растений; 8) уменьшение количества корешков сверху вниз по разрезу; 9) отсутствие остатков фауны и их отпечатков, хотя они возможны; 10) больше локальное, чем региональное, распространение; 11) непосредственное залегание ниже угольных пластов или отложений типа кровли угольных пластов; 12) постепенный переход вниз по разрезу в отложения озерных и озерно-болотных водоемов (макрофации ОВ и ОЗ), иногда в прибрежно-морские и, как правило, отчетливый контакт с угольными пластами или отложениями, их заменяющими; 13) залегание в нижней части озерно-болотных, реже морских циклов.

Фация алеврито-песчаных осадков заболоченных мелких озер преимущественно речных долин — ОПО (табл. XXXIX—XLI).

В хорошо разработанных речных долинах, особенно крупных рек, а также иногда в пределах аллювиально-дельтовых равнин, создавались благоприятные условия для появления незначительных по размерам озерных водоемов. Последние к концу своей жизни зарастали кустарниковой и отчасти древесной растительностью, что в отличие от всех предыдущих почвенных образований придавало им специфические черты строения. В процессе заболачивания возникали отложения почвы (тип ОПО-1) и подпочвы (тип ОПО-2) угольных пластов.

Тип ОПО-1. Алевролиты, песчаник мелкозернистый, буровато-пепельные, с флюидоподобной и слабо выраженной комковатой текстурами, мелкими корневыми остатками — почва угольного пласта (табл. XXXIX, XL).

Отложения типа сложены в основном крупнозернистыми алевролитами, содержащими примесь глинистого (табл. XXXIX, *3А*, *4*, *8*; табл. XL, *3А*, *10*) или песчаного (табл. XXXIX, *1*, *3Б*; табл. XL, *2*, *8А*) материала, и мелкозернистыми песчаниками (табл. XL, *7*, *8Б*), также неоднородными и обогащенными алеврито-глинистым (табл. XXXIX, *2*, *6*; табл. XL, *1*, *4*) или алевритовым (табл. XXXIX, *5*; табл. XL, *5*) материалом. Значительно реже они представлены аргиллитом (табл. XL, *9*), мелкозернистым алевролитом (табл. XL, *6*) и среднезернистым песчаником (табл. XL, *3Б*, *8В*). Сортировка материала, как правило, очень плохая, и только в ряде случаев можно наблюдать несколько лучшую, но не выше средней. Цвет отложений типа буровато-пепельный, иногда темно-бурый или темно-серый, вниз по разрезу приобретает более светлые оттенки.

Текстуры весьма своеобразны. Наиболее характерны флюидоподобная текстура (табл. XXXIX, *1*, *3*, *4*, *6*, *7*; табл. XL, *1*, *2*, *4А*, *5*, *7*), текстуры взмучивания (табл. XXXIX, *5*; табл. XL, *4Б*, *5*, *10*), оползания, протыкания (табл. XXXIX, *1—5*; табл. XL, *1*, *3*, *5*), в иных случаях неправильная перепутанная текстура. Очень часто можно наблюдать то плохо, то хорошо выраженную горизонтальную-волнистую, прерывистоволнистую слоистость, иногда слабо наклонную (табл. XXXIX, *1—5*; табл. XL, *1*, *3*, *4*), осложненную различного рода нарушенными текстурами.

Большую роль в образовании неслоистых текстур играют растительные остатки, особенно корневые. Среди последних более часты корни мелкой древесной растительности. Не исключено, что травянистая растительность оказывала существенное влияние на формирование подобных текстур. Если корневые остатки располагаются в осадках более или менее вертикально, то обугленные обрывки растений и главным образом детрит подчеркивают как слоистые, так и неслоистые текстуры. Остатков фауны и их отпечатков не обнаружено.

Включения обломков пород не встречены, хотя они возможны. Минеральные выделения обычны; в виде железисто-карбонатного цемента они сопровождают верхние горизонты отложений типа, придавая им темно-бурую, буровато-пепельную и буровато-серую окраску (табл. XXXIX, *1—4*, *7*, *8*; табл. XL, *1—3А*, *6А*,*Б*, *7*, *8А*, *Б*, *10В*). В ряде случаев наблюдаются включения мелких кристаллов и конкреций пирита, конкреций сидерита, образованных по корневым остаткам.

Отложения типа ОПО-1 залегают в основании озерно-болотных и, как исключение, прибрежно-морских циклов и всегда предшествуют угольным пластам или отложениям, их заменяющим. Вниз по разрезу они постепенно сменяются подпочвенными образованиями (тип ОПО-2), а на площади фациально замещаются отложениями фаций заболоченных аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин, а также речных долин.

Мощность отложений типа ОПО-1 обычно незначительна и колеблется от 0,2—0,3 до 0,5—0,7 *м*.

Тип ОПО-2. Песчаник мелко-, иногда среднезернистый, алевролит крупнозернистый, с неправильной горизонтальной прерывистоволнистой слоистостью, флюидоподобной текстурой и редкими мелкими корневыми остатками — подпочва угольного пласта (табл. XLI).

Отложения данного типа представлены главным образом мелкозернистыми песчаниками (табл. XLI, *2Б*, *4А*), часто алевритовыми (табл. XLI, *5*) или алеврито-глинистыми (табл. XLI, *7*) алевролитами крупнозернистыми (табл. XLI, *2А*, *3*, *8*), иногда с примесью глинистого (табл. XLI, *9*) или пес-

чаного материала, и мелкозернистыми (табл. XLI, *6*). Встречаются также среднезернистые песчаники, обогащенные тем или иным количеством алеврито-глинистого материала (табл. XLI, *1*). Сортировка материала в целом чаще средняя, чем плохая; можно наблюдать отдельные прослои как с плохой, так и средней, а в ряде случаев и хорошей сортировкой осадков. Она резко ухудшается на тех участках разреза, где присутствуют различного рода неслоистые текстуры. Цвет отложений типа колеблется от темно-серого до серого; последний характерен для более грубозернистых разностей осадков.

В отложениях типа установлены как слоистые, так нарушенные и неслоистые текстуры, причем последние преобладают и определяют их облик. Здесь так же, как в типе ОПО-1, наиболее характерны флюидоподобные текстуры (табл. XLI, *1*, *4*, *7*), текстуры взмучивания и мелкие размывы (табл. XLI, *1*, *2*, *6*), оползания (табл. XLI, *6*), перепутанная (табл. XLI, *5*), реже протыкания (табл. XLI, *4*, *5*). Слоистость обычно горизонтальная, волнистая, сплошная или прерывистая (табл. XLI, *1*, *2*, *4*, *6*, *8*), линзовидная (табл. XLI, *2*, *6*, *8*); в более грубых разностях осадков можно видеть мелкую косую штриховатую (табл. XLI, *4А*). Слоистость, как правило, осложнена неслоистыми текстурами.

Растительные остатки многочисленны. Корневые остатки (табл. XLI, *1*, *3*—*8*) встречаются уже в меньших количествах, чем в отложениях почвы (тип ОПО-1). Здесь на передний план выступают обугленные обрывки растений и детрит, которые подчеркивают различного рода текстуры; беспорядочное расположение в ряде случаев затрудняет их распознавание (табл. XLI, *5*). В средней и нижней частях отложений типа, являющихся уже по существу переходными к озерным и озерно-болотным осадкам (фации ОЗЗ, ОЗП, ОЗУ), иногда присутствуют растительные остатки хорошей сохранности — листья (табл. XLI, *9*), стебли и другие тонкие части растений.

Включения обломков пород не обнаружены. Минеральные выделения устанавливаются в виде как железисто-карбонатного цемента, так и мелких конкреций пирита (табл. XLI, *3*); возможны конкреции сидерита.

Отложения типа залегают в основании озерно-болотных и, как исключение, прибрежно-морских циклов ниже почвенных образований (тип ОПО-1). Вниз по разрезу они сменяются озерными и озерно-болотными осадками (макрофации ОЗ и ОВ), а на площади фациально замещаются подпочвенными, иногда и почвенными образованиями аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин и речных долин.

Мощность отложений типа ОПО-2 не превышает 0,5—1 *м*, редко больше.

Основные генетические признаки отложений фации ОПО

Следовательно, отложения литогенетических типов ОПО-1 и ОПО-2 обладают следующим комплексом признаков: 1) в основном алеврито-песчаный материал; 2) большая примесь материала иной размерности; 3) плохая, редко средняя его сортировка; 4) буровато-пепельная, темно-бурая и темно-серая окраска пород; 5) флюидоподобные текстуры, текстуры взмучивания, оползания, протыкания, перепутанные и др.; 6) одновременное присутствие слоистых текстур — горизонтальной волнистой сплошной и прерывистой, линзовидной, мелкой косой штриховатой слоистости; 7) относительно многочисленные, в основном мелкие корни растений; 8) уменьшение количества корешков сверху вниз по разрезу; 9) обилие обугленных обрывков растений и детрита, встречаются также растительные остатки хорошей сохранности; 10) отсутствие остатков фауны и их отпечатков; 11) локальное распространение 12) непосредственное залегание ниже угольных пластов или отложений типа кровли угольных пластов; 13) постепенный переход вниз по разрезу в отложения озерных и озерно-болотных водоемов (макро-

фации ОВ и ОЗ) и как правило, отчетливый контакт с угольными пластами или отложениями, их заменяющими; 14) залегание в нижней части, как правило, озерно-болотных циклов.

Условия накопления отложений заболачивающихся речных долин, аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин (почвы и подпочвы).

Строение описанных выше комплексов отложений литогенетических типов ОПА-1 и ОПА-2, ОПП-1 и ОПП-2, ОПВ-1 и ОПВ-2, ОПО-1 и ОПО-2 показывает, что для всех них характерно, во-первых, наличие многочисленных крупных и мелких корневых остатков и разнообразных нарушенных текстур — флюидоподобных, взмучивания, оползания, протыкания, неопределенно перепутанных и других; во-вторых, непосредственное их залегание между располагающимися выше болотными отложениями, т. е. угольными пластами, и подстилающими пойменными прибрежно-морскими и озерными осадками. Это, несомненно, указывает на то, что осадки с подобными своеобразными признаками возникли при заболачивании различных участков речных долин, аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин, которые в определенные отрезки времени превращались в зоны торфонакопления.

Процесс заболачивания побережья эпиконтинентального морского бассейна и речных долин начинался не одновременно; он протекал с различной интенсивностью и зависел от зрелости профиля их равновесия. Раньше всего заболачивание происходило на участках побережья между отдельными дельтами рек, затем по мере старения дельты оно распространялось на внутренние районы дельт (междурукавные пространства) и постепенно поднималось вверх по речным долинам. В заболачивание вовлекались также заполнявшиеся осадками озерные и озерно-болотные водоемы, в большом количестве располагавшиеся внутри этих ландшафтных зон. В конечном итоге все это порождало различные типы почвенных и подпочвенных образований. Их возникновение зависело от многих факторов и определялось прежде всего ландшафтом, размерами древесной растительности, структурными и текстурными особенностями первичного осадка, интенсивностью местного перемыва последнего или типом накопления новых осадков, которое имело место при заполнении озерных водоемов.

По мере выработки профиля равновесия побережья и речных долин наиболее благоприятные условия для заболачивания и развития древесной растительности возникали прежде всего на самом побережье. Здесь уже к зрелой стадии существования последнего неоднократно сформировывались устойчивые заболоченные ландшафты зоны с серией разнообразных озерных водоемов, которые обеспечивали длительное произрастание крупной древесной растительности и постоянство фациальных условий накопления соответствующих осадков. Это, несомненно, отражалось не только на составе генетических типов торфов (углей), но и на почвенных и подпочвенных образованиях. Благодаря этому все эти образования, развивавшиеся на прибрежно-морских (фация ОПП) и аллювиальных (частично фация ОПА) осадках, а также на осадках большинства озерных водоемов побережья (фация ОПВ), содержат крупные корневые остатки деревьев.

В речных долинах, прежде всего таких крупных рек, как Пра-Ангара, Пра-Тунгуска и Пра-Чулым, где в силу специфики их расположения в относительно узких линейных зонах, окруженных возвышенными пространствами, в результате миграции русел происходила частая смена ландшафтов, древесная растительность торфяных болот не всегда достигала крупных размеров и в таком виде переходила в ископаемое состояние (частично фация ОПА). Располагавшиеся здесь озера были еще менее благоприятными для этого, и при их заболачивании значительную роль,

очевидно, играла кустарниковая, а возможно, также и травянистая растительность (фация ОПО).

В процессе заболачивания в каждой фации под воздействием разветвленной сети корней деревьев возникало по два литогенетических типа отложений. В верхней части корневых остатков было больше, они сильнее изменяли осадки и создавали почву угольных пластов — ОПА-1, ОПП-1, ОПВ-1 и ОПО-1. Вниз по разрезу количество и размеры корневых остатков постепенно убывали, поэтому они все менее интенсивно перерабатывали осадок, а в нижних горизонтах часто ничего не образовывали, кроме текстур протыкания. Так возникали подпочвы угольных пластов — ОПА-2, ОПП-2, ОПВ-2 и ОПО-2. Если подпочвы формировались всегда за счет переработки ранее образовавшихся осадков, то некоторые типы почв (ОПВ-1 и ОПО-1, частично ОПП-1), особенно их верхние горизонты, часто обязаны своим происхождением одновременному появлению осадков, накапливавшихся в процессе заболачивания тех или иных участков побережья или речных долин.

После очередной регрессии эпиконтинентального морского бассейна его плоская прибрежно-мелководная зона превращалась в аналогичную прибрежную сушу. С этого момента вновь каждый раз начиналась выработка профиля равновесия всего побережья и создание благоприятных условий для заболачивания. Впадавшие в бассейн седиментации реки оживляли свою деятельность и интенсивно формировали приустьевые пространства. По мере старения аллювиально-дельтовых равнин и речных долин происходило их заполнение русловыми и пойменными осадками. Процессу сплошного заболачивания подвергались самые верхние горизонты пойменных отложений, обычно глинисто-алевритовые осадки зараставших стариц и вторичных водоемов поймы. Поскольку здесь процесс заболачивания наступал постепенно и являлся как бы завершающим этапом пойменного осадконакопления, каких-либо новых осадков в связи с этим очевидно не возникало, и древесная растительность поселялась прямо на них и образовывала почвы (тип ОПА-1) и подпочвы (тип ОПА-2) угольных пластов за счет переработки в основном пойменных отложений. Поэтому образование отложений типов ОПА-1 и ОПА-2 относится к фации глинисто-алевритовых осадков заболоченных аллювиально-дельтовых равнин и речных долин.

Среди отложений этой фации могут быть выделены две разновидности почвы и подпочвы, различающиеся не только размерами присутствующих здесь корневых остатков, но и некоторой размерностью осадков. Это в конечном итоге приводило к несколько иному их текстурному рисунку. Это объясняется тем, что на аллювиально-дельтовой равнине развивалась в основном крупная древесная растительность и накапливались более мелкие осадки, чем в речной долине, где близость областей сноса сказывалась на относительном погрубении пойменных отложений, а неустойчивость ландшафтов препятствовала произрастанию крупных деревьев. Поэтому в дельтовой области и низовьях речных долин почвы сложены главным образом аргиллитами и алевролитами, переработанными крупными корневыми остатками, а в речных долинах, особенно на участках, удаленных от устья, они представлены песчано-алевритовыми осадками, включающими корни мелких деревьев и кустарников. Мощность отложений фации ОПА колеблется от 1—1,5 до 2—2,3 *м*; она обычно несколько меньше в речных долинах, чем в аллювиально-дельтовых равнинах.

Превращенные в побережье участки плоского дна эпиконтинентального морского бассейна имели слабо расчлененный рельеф. В отличие от приустьевых пространств, где рельеф бывшего дна подвергался коренной переработке, располагавшиеся между ними участки претерпевали в основном незначительное выравнивание, выразившееся в заполнении понижений рельефа осадками, смытыми со смежных повышенных участков побережья. Это,

в свою очередь, приводило к более быстрой выработке побережьем профиля равновесия по сравнению с дельтовой областью, где блуждавшие рукава и протоки рек еще длительное время меняли свои места и тем самым препятствовали образованию постоянного болотного ландшафта. Поэтому здесь несколько раньше, чем в приустьевых участках аллювиально-дельтовых равнин, возникали выровненные пространства, благоприятные для широкого и сплошного заболачивания побережья, а длительное сохранение одних и тех же ландшафтов обеспечивало произрастание крупной древесной растительности. Все это приводило к формированию таких же типичных, как и в аллювиально-дельтовых равнинах, топяных лесных болот.

В аллювиально-дельтовых равнинах и речных долинах почвы возникали в основном за счет переработки ранее сформировавшихся пойменных осадков. Здесь же, как упоминалось выше, в результате выравнивания бывшего дна эпиконтинентального морского бассейна одновременно с его заболачиванием происходило и накопление осадков, хотя и небольшой мощности (0,2—0,3 *м*, редко более). Последние приобретали нарушенные текстуры (флюидоподобные, взмучивания и другие) и образовывали самые верхние горизонты отложений почвы ОПП-1. В связи с тем, что заболачивание начиналось с межустьевых пространств побережья, процессы почвообразования здесь протекали более длительное время и приводили к формированию на прибрежно-морских отложениях более типичных и хорошо выраженных почв и подпочв, что обусловливалось более интенсивным воздействием корней крупных и мелких деревьев на песчано-алевритовые осадки субстрата болота. С этими типами почв (ОПП-1) и подпочв (ОПП-2), как известно (Тимофеев, 1952, 1955а, б, 1956, 1960б, 1961, 1962, 1963а, б, 1964; Тимофеев, Боголюбова, 1962, 1965а, б), связаны коллинитовые угли, возникшие в процессе длительного разложения исходного растительного материала. Все это дает нам основание отнести отложения типов ОПП-1 (почва) и ОПП-2 (подпочва) к фации песчано-алевритовых осадков заболоченных прибрежно-морских равнин. Мощность отложений данной фации непостоянна и изменяется от 1—1,5 до 1,8—2,7 *м*.

Побережье эпиконтинентального морского бассейна, возникавшее каждый раз в результате его регрессии, могло иметь не только плоскую, слегка всхолмленную поверхность, но и относительно сильно расчлененный рельеф, в понижениях которого размещались мелкие и крупные озерные водоемы. Кроме того, они возникали и вследствие частичного или полного отчленения от этого бассейна его прибрежно-мелководных частей. Накопление осадков в этих озерах происходило за счет как переработки их берегов или размыва близлежащих возвышенностей, так и материала, приносимого мелкими реками. Отдельные мелкие протоки крупных рек могли быть активными поставщиками обломочного материала в озера, которые располагались внутри аллювиально-дельтовых равнин. Обычно в этих случаях они заполнялись более грубыми песчано-алевритовыми осадками.

Заболачивание и зарастание озерных водоемов вначале мелкой, а затем крупной древесной растительностью начиналось в конечную стадию их существования, как правило, несколько позже, чем остальных участков прибрежно-морских равнин и немного ранее аллювиально-дельтовых равнин. Этот процесс большей частью протекал одновременно с накоплением в озерах верхних горизонтов осадков, в результате чего не только отложения подпочв, но очень часто и почв обладают горизонтальной волнистой сплошной или прерывистой слоистостью, выраженной то слабо, то более или менее хорошо; слоистость всегда осложнена текстурами протыкания, взмучивания, оползания и им подобными. Процесс одновременного накопления глинисто-алевритовых осадков в озерах и их заболачивания был длительным, что обеспечивало формирование хорошо выраженных почв (тип ОПВ-1) и подпочв (тип ОПВ-2), насыщенных многочисленными крупными

и мелкими корневыми остатками, и всякий раз приводило к повышенной их мощности, которая обычно колеблется от 2—3 до 4—4,5 *м*, хотя может быть и больше. Своеобразные и весьма характерные признаки этих почвенных и подпочвенных образований, а также их залегание между угольными пластами вверху и отложениями озерных водоемов внизу, в которые они постепенно переходят, указывают на то, что это фация глинисто-алевритовых осадков заболоченных озерных водоемов аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин.

Заболачиванию подвергались также мелкие озера, располагавшиеся в долинах таких крупных рек, как Пра-Ангара, Пра-Чулым и Пра-Тунгуска. Наибольшего развития эти озера достигали в средних и частично нижних участках речных долин, где последние непосредственно входили в состав аллювиально-дельтовых равнин. Возникавшие здесь почвенные (тип ОПО-1) и подпочвенные (тип ОПО-2) образования довольно резко отличаются от всех им подобных отложений. Неустойчивость ландшафтных зон не благоприятствовала длительному существованию озер, вследствие чего не только сами озерные осадки, но и формировавшиеся при их заболачивании собственно почвы и подпочвы приобретали весьма незначительную мощность. Она обычно не превышала 1,2—1,7 *м*, часто уменьшаясь до 0,5—0,8 *м*.

Эти отложения отличаются и текстурными признаками. Мелкая древесная и кустарниковая растительность мало изменяла осадки субстрата, и здесь на первое место выступают такие многочисленные и хорошо выраженные текстуры, как флюидоподобные, взмучивания, оползания и др. Их возникновение было обусловлено неустойчивостью и своеобразием накопления осадков на заключительной стадии существования озер. Бóльшая часть их не имела постоянных поставщиков обломочного материала, а временные местные потоки и половодья несли плохо отсортированный алеврито-песчаный материал, который заполнял озера. Большую роль в формировании верхних горизонтов озерных отложений имели неоднократные перемывы и переотложения ранее накопившихся осадков, их взмучивание с последующим беспорядочным оседанием. Все эти признаки указывают на то, что отложения типов ОПО-1 (почва) и ОПО-2 (подпочва) характеризуют фацию алеврито-песчаных осадков заболоченных мелких озер преимущественно речных долин.

Таким образом, среди отложений юрской угленосной формации Ангаро-Чулымского прогиба устанавливаются четыре типа почвенных и подпочвенных образований, которые предшествовали развитию торфяников. Для них характерны не только текстурные отличия (сходные у одноименных типов отложений всех четырех фаций), но и те особенности осадков, которые были обусловлены их возникновением в различных древних ландшафтах речных долин и побережья эпиконтинентального морского бассейна.

Макрофация отложений озерных водоемов речных долин, аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин — ОВ

(табл. XLII — XLVIII)

Отложения данной макрофации характеризуют озерные водоемы, причем большей частью крупные, чем мелкие. Их осадки лучше развиты в озерах, располагавшихся на побережье эпиконтинентального морского бассейна, чем в тех, которые находились в речных долинах. Среди них выделяются осадки пяти литогенетических типов, отнесенных к двум фациям. Первая из них, фация ОВП, отвечает полуизолированным прибрежным частям озер, осадки которых обычно перекрыты торфяниками. Осадки второй фации, ОВМ, накапливались в открытом мелководье озерных водоемов и образовы-

вали мелкие аккумулятивные формы рельефа дна озера — дельты, подводные валы, гряды, косы, пересыпи и т. п.

В пределах прогиба отложения фаций ОВП и ОВМ распространены хотя и повсеместно, но неравномерно. Их очень мало на самом северо-западе прогиба, особенно в верхней половине разреза формации, где более характерны прибрежно-морские отложения. На юго-западе и в центре прогиба они обладают повышенной мощностью по сравнению с юго-восточной и северо-восточной его частями; в этих же направлениях увеличивается размерность осадков, особенно фации ОВМ. Озерные отложения практически отсутствуют на самом юго-востоке прогиба.

Фация глинисто-алевритовых осадков полуизолированных прибрежных частей озерных водоемов — ОВП (табл. XLII—XLIII).

В условиях прибрежных полуизолированных частей крупных и мелких озер накапливались глинисто-алевритовые осадки двух литогенетических типов. Первый из них, тип ОВП-1, обычно всегда залегает непосредственно в кровле угольных пластов, а второй, тип ОВП-2, является связующим звеном (часто на юго- и северо-востоке прогиба он сильно редуцирован) с отложениями других фаций озерных водоемов — ОВМ, ОЗЗ и ОЗП.

Тип ОВП-1. Аргиллит, алевролит мелкозернистый, почти черного цвета, с тонкой горизонтальной, иногда слабо волнистой слоистостью, обилием обугленных обрывков растений, часто листовой флорой хорошей сохранности (табл. XLII—XLIII, *1—6*).

Отложения типа сложены в основном аргиллитами (табл. XLII, *4*, *7*, *8*, *10А*, *11*; табл. XLIII, *3*, *5*), иногда алевритовыми (табл. XLII, *1*) и мелкозернистыми алевролитами (табл. XLII, *2*, *5*, *6*, *9А*, *12*; табл. XLIII, *1*, *6*), часто глинистыми (табл. XLII, *3*, *13*); крупнозернистые алевролиты (табл. XLIII, *4*) и особенно мелкозернистые песчаники (табл. XLIII, *2*) составляют исключение. Сортировка материала средняя, но не менее характерна и хорошая. Цвет отложений типа колеблется от темно-серого до почти черного, что связано с большим количеством рассеянного и послойно расположенного обугленного растительного материала.

Для отложений типа характерна то слабо, то хорошо выраженная слоистая текстура: горизонтальная (табл. XLII, *2—11*, *13*), реже горизонтальная волнистая (табл. XLII, *1*, *3*) слоистость, которая большей частью подчеркивается обугленным растительным детритом и обрывками растений, а иногда и различной окраской пород (табл. XLII, *4*, *6*, *8*). Часто наблюдается микрослоистость, которая обнаруживается по способности породы раскалываться на плоскопараллельные плитки.

Растительные остатки многочисленны; их особенно много в нижней части отложений данного типа, которая непосредственно перекрывает угольный пласт. Здесь наблюдаются не только обугленные обрывки растений и детрит, но и листовая флора хорошей сохранности — *Raphaelia diamensis* Seward, *Raphaelia* sp., *Cladophlebis haiburnensis* (L. et H.) Brongn., *Cladophlebis* sp., *Equisetites* sp. и др. (табл. XLII, *12*; табл. XLIII, *1—6*), которые располагаются по плоскостям наслоения. Вверх по разрезу листовая флора исчезает, одновременно уменьшается и общее количество обрывков растений; в верхней части отложений типа преобладает обугленный детрит. Остатков фауны и их отпечатков не обнаружено, хотя их нахождение не исключено. Включения обломков пород не встречены, и, очевидно, они невозможны. Минеральные выделения не характерны, хотя могут встречаться как в виде конкреций и кристаллов пирита (табл. XLII, *11*), так и железисто-карбонатного цемента.

Отложения типа ОВП-1 залегают в кровле угольных пластов континентальных циклов. Вверх по разрезу они сменяются отложениями типа

ОВП-2, а при их отсутствии — типами фаций ОВМ, реже ОЗЗ и ОЗП; на площади замещаются различными фациями озерных и озерно-болотных отложений.

Мощность отложений типа ОВП-1 небольшая, но очень изменчивая. Для озер речных долин она обычно не превышает 0,8—1 *м*, для озер побережья достигает 3—5 *м*.

Тип ОВП-2. Алевролиты с горизонтальной, часто прерывистоволнистой и линзовидной слоистостью, обилием обугленного детрита, редко листовой флорой хорошей сохранности (табл. XLIII, *7—14*).

Отложения данного типа представлены мелко- (табл. XLIII, *10*, *11*, *13*, *14*) и крупнозернистыми (табл. XLIII, *9*, *12*), часто глинистыми (табл. XLIII, *7*) алевролитами, реже аргиллитами (табл. XLIII, *8*). Встречаются также мелкозернистые песчаники. Сортировка материала чаще средняя, чем хорошая, и зависит от характера слоистости и примеси материала иной размерности. Цвет отложений типа серый и темно-серый и определяется примесью обугленного растительного детрита.

Отложения типа обладают горизонтальной (табл. XLIII, *7*, *9*, *10*, *13*, *14*), горизонтальной волнистой (табл. XLIII, *9*, *11*) и линзовидной (табл. XLIII, *11*, *14*) слоистостью; участками наблюдаются текстуры тонкого переслаивания (табл. XLIII, *14*). Слоистость подчеркивается обугленным растительным детритом и обрывками растений, а также материалом иной гранулометрической размерности.

Характерны растительные остатки. Они встречаются в виде обугленных обрывков стеблей и листьев, многочисленных включений детрита; иногда к тонким разностям пород приурочены остатки листовой флоры хорошей сохранности — *Cladophlebis* sp. (табл. XLIII, *12*). Как исключение обнаружены мелкие обломки фауны (табл. XLIII, *8*).

Включения обломков пород не встречены. Минеральные выделения единичны и наблюдаются в виде мелких конкреций пирита, возможно, и сидерита.

Отложения типа ОВП-2 залегают несколько выше, а иногда и непосредственно в кровле угольных пластов континентальных циклов. Вверх по разрезу и на площади они сменяются озерными отложениями фаций ОВМ, реже ОЗЗ и ОЗП.

Мощность отложений типа ОВП-2 невелика и очень изменчива; она колеблется от 0,5—0,8 до 1—2 *м*.

Основные генетические признаки отложений фации ОВП

В целом для отложений литогенетических типов ОВП-1 и ОВП-2, залегающих в кровле угольных пластов, характерен следующий комплекс признаков: 1) в основном глинисто-алевритовый материал; 2) средняя, иногда хорошая его сортировка; 3) серая и темно-серая окраска пород, которая по мере приближения к угольному пласту сменяется почти черной; 4) горизонтальная, горизонтальная волнистая и линзовидная слоистость; 5) обилие обугленных растительных остатков, в том числе листовой флоры хорошей сохранности, а также детрита; 6) уменьшение их количества в сторону, противоположную от угольных пластов; 7) возможно присутствие остатков фауны; 8) минеральные выделения в виде мелких кристаллов и конкреций пирита, возможно, сидерита; 9) локальное распространение; 10) непосредственное залегание выше угольных пластов; 11) постепенный переход вверх по разрезу в отложения фаций ОВМ, ОЗЗ и ОЗП, отчетливый контакт с располагающимися ниже угольными пластами; 12) залегание в нижней части озерно-болотных или в средней части аллювиально-, пролювиально- и делювиально-озерно-болотных циклов.

Фация песчаных осадков открытого мелководья озерных водоемов (отложения малых аккумулятивных форм — дельт, подводных валов, гряд и т. п.) — ОВМ (табл. XLIV—XLVIII).

В открытых частях мелководья озер (как непосредственно у берега, так и на различном удалении от него) накапливался алеврито-песчаный, а иногда и мелкогравийный материал. Бóльшая часть его участвует в формировании различных и небольших по размéрам аккумулятивных форм дна озера — дельт, подводных валов, гряд, баров и т. п. Основную часть этих образований составляют отложения литогенетического типа ОВМ-3, которые к периферии сменяются осадками литогенетических типов ОВМ-2 и ОВМ-1.

Тип ОВМ-1. Алеврит крупнозернистый, песчаник мелкозернистый, с горизонтальной и горизонтальной волнистой слоистостью, обрывками растений и детритом, часто их переслаивание (табл. XLIV).

Отложения типа сложены чаще мелкозернистым песчаником (табл. XLIV, *2*, *3*, *5—8*, *10—12*), нежели крупнозернистым алевролитом (табл. XLIV, *4*, *9*), часто глинистым. Нередки прослои с тонким и мелким переслаиванием аргиллита, алевролитов и мелкозернистого песчаника (табл. XLIV, *1*, *2*, *7*). Сортировка материала в целом средняя, но отдельные прослои могут иметь хорошую. Цвет отложений обычно серый и темно-серый и регулируется количеством примеси алеврито-глинистого материала, обугленного растительного детрита и обрывков растений.

Слоистые текстуры более или менее однообразны: в основном горизонтальная (табл. XLIV, *2—12*) и горизонтальная волнистая (табл. XLIV, *3—5*, *12*) слоистость. Значительно реже встречается линзовидная (табл. XLIV, *8*, *9*) и мелкая косая штриховатая (табл. XLIV, *5*, *11*) слоистость. Последние два типа слоистости характерны для некоторых песчаных прослоев, участвующих в горизонтальноволнистом переслаивании с аргиллитами и алевролитами (табл. XLIV, *1*, *5*, *8*, *9*). Отдельные участки отложений представляют собой тонкое и мелкое горизонтальное переслаивание тех же пород (табл. XLIV, *1*, *2*, *7*). Горизонтальная и горизонтальная волнистая слоистость в значительной мере подчеркивается чередованием различных гранулометрических разностей пород, а также скоплением того или иного количества обугленного растительного детрита и обрывков растений, в том числе линз витрена (табл. XLIV, *5*, *12*). Среди прослоев более тонких пород иногда встречаются остатки листовой флоры хорошей сохранности. Остатков фауны и их отпечатков не обнаружено. Включения обломков пород не встречены, хотя и возможны. Минеральные выделения не характерны и наблюдаются в виде мелких редких конкреций пирита.

Отложения типа ОВМ-1 залегают в средней части озерно-болотных или в верхней части аллювиально-, пролювиально- и делювиально-озерно-болотных циклов, а в некоторых прибрежно-морских и континентально-морских циклах образуют их верхние горизонты. В разрезе и на площади они постепенно, а иногда и по отчетливому контакту переходят в отложения типов ОВМ-2 и ОВМ-3 этой же фации или в осадки других озерных фаций — ОВП, ОЗЗ и ОЗП. В ряде случаев они могут вниз по разрезу соприкасаться по отчетливому контакту с прибрежно-мелководными морскими отложениями. Мощность отложений типа ОВМ-1 изменчива и колеблется от 1—2 до 3—5 *м*.

Тип ОВМ-2 Песчаник мелко- и среднезернистый, с мелкой косой штриховатой и косоволнистой, участками с горизонтальной прерывистоволнистой слоистостью, обилием обрывков растений и детрита (табл. XLV—XLVI).

Отложения данного типа представлены мелко- (табл. XLV, *1—6*, *8*; табл. XLVI, *1*, *2*, *4*, *5А*, *8*, *10*, *11А*, *12*) и среднезернистым (табл. XLVI, 3, 6, *7*) песчаником, реже крупнозернистым алевролитом (табл. XLV, *7*; табл. XLVI, *5Б*, *11Б*) и крупнозернистым песчаником (табл. XLVI, *9*). Отдельными про-

слоями могут встречаться мелкозернистые алевролиты и даже аргиллиты. Сортировка материала средняя, иногда хорошая, но в отдельных участках может быть и плохой. Цвет отложений серый, реже темно- и светло-серый.

Слоистые текстуры более разнообразны, чем в отложениях типа ОВМ-1. Здесь наиболее характерны мелкая косая штриховатая (табл. XLV, *1*, *2*, *3А*, *4—8*; табл. XLVI, *1—9*, *11*, *12*) и косоволнистая (табл. XLV, *1*, *4—6*; табл. XLVI, *1—3*, *5—7*) слоистость, которая всегда сочетается с горизонтальной и горизонтальной волнистой слоистостью (табл. XLV, *1*, *3В*, *5*, *6*, *8*; табл. XLVI, *2—6*, *8*, *11*, *12*). Встречается также мелкая (табл. XLVI, *12*) и крупная (табл. XLVI, *10*) несимметричная мульдообразная слоистость; в пределах крупных мульдочек иногда можно наблюдать как бы слоистость «второго» порядка — мелкую косую штриховатую, направленную в сторону крутого крыла мульды. Исключением для отложений данного типа является мелкая косая сходящаяся выполаживающаяся слоистость (табл. XLV, *3Б*; табл. XLVI, *3*, *9*), которая характеризует отрезки разреза, переходные к отложениям типа ОВМ-3.

Растительные остатки многочисленны и представлены в основном мелким обугленным детритом. Присутствуют также отдельные обрывки растений, приуроченные к прослоям с горизонтальной и горизонтальной волнистой слоистостью. В остальных случаях резко преобладает обугленный детрит; чем он мельче и чем его больше, тем он лучше подчеркивает мелкую косую штриховатую и косоволнистую слоистость. Остатков фауны и их отпечатков не обнаружено. Включения обломков пород не встречены. Минеральные выделения не характерны и изредка образуют железисто-карбонатный цемент в песчаниках.

Отложения типа ОВМ-2 залегают в средней части озерно-болотных или в верхней части аллювиально-, пролювиально- и делювиально-озерно-болотных циклов, а в некоторых прибрежно-морских и континентально-морских циклах участвуют в строении их верхних горизонтов. В разрезе и на площади они постепенно переходят в отложения типов ОВМ-1 и ОВМ-3 этой же фации или в некоторые другие типы озерных фаций. Иногда отложения данного типа могут иметь отчетливый контакт с прибрежно-бассейновыми мелководными отложениями.

Мощность отложений типа ОВМ-2 колеблется в довольно широких пределах — от 1—1,5 до 3—5 *м*, иногда более; она, как правило, всегда меньше для осадков озер речных долин, чем крупных озер побережья.

Тип ОВМ-3. Песчаник средне- и крупнозернистый, редко гравелит мелкозернистый, с мелкой и крупной косой одно- и разнонаправленной выклинивающейся и взаимосрезающейся сходящейся слоистостью, растительным детритом, часто крупными обломками древесины (табл. XLVII—XLVIII).

Отложения типа слагаются в основном мелко- (табл. XLVII, *1В*, *8*; табл. XLVIII, *1*, *2Б*, *3*, *6*), средне- (табл. XLVII, *1Б*, *4*, *5*, *9*; табл. XLVIII, *2А*, *5*, *7*) и крупнозернистыми (табл. XLVII, *1А*, *2*, *6*, *7*; табл. XLVIII, *4*, *8*) песчаниками; последние часто разнозернистые (табл. XLVII, *6*, *7*). Иногда в их строении участвуют мелкозернистые, разнозернистые гравелиты (табл. XLVII, *3*) и алевролиты (табл. XLVII, *1Г*), которые образуют среди песчаников отдельные прослои. Сортировка материала средняя и связана с типами слоистости: чем грубее порода, тем она хуже. Цвет отложений серый, редко темно- и светло-серый.

Здесь слоистые текстуры еще более разнообразны, чем в предыдущих отложениях данной фации. Наиболее характерны различные типы крупной и мелкой косой слоистости: крупная косая разнонаправленная взаимосрезающаяся и выполаживающаяся (табл. XLVII, *7*, *9*; табл. XLVIII, *1—5*, *7*, *8*) крупная косая разнонаправленная (табл. XLVII, *2*, *4А*) и взаимосрезающаяся (табл. XLVII, *1А*, *Б*, *6*, *8*; табл. XLVIII. *6*, *8*), крупная косая однонаправленная сходящаяся (табл. XLVII, *5*). Отдельные прослои

более тонких разностей песчаных пород обладают мелкой косой штриховатой (табл. XLVII, *1В*, *4Б*; табл. XLVIII, *4*, *5*) и горизонтальной волнистой (табл. XLVII, *7*; табл. XLVIII, *1*) слоистостью. Иногда в отложениях типа, когда они с некоторыми следами размыва залегают на осадках других озерных фаций, в нижней части можно наблюдать сочетание слабо выраженной крупной косой слоистости с беспорядочным нагромождением песчано-гравийного материала, остроугольных обломков нижележащих пород, крупных и мелких витренизированных обломков древесины (табл. XLVII, *3*). Очевидно, может быть встречена (в обнажениях) пологая наклонная слоистость, типичная для озерных дельт.

Растительные остатки встречаются в большом количестве. Это прежде всего обугленный детрит, которым подчеркиваются различные типы слоистости. Присутствуют также мелкие и крупные витренизированные обломки, сопутствующие обычно менее отсортированным и более грубым песчано-гравийным породам. Остатков фауны и их отпечатков не обнаружено.

Включения представлены слабо окатанными обломками алеврито-глинистых и мелкопесчаных пород, приуроченных к частям разреза, залегающим выше размыва (табл. XLVII, *3*; табл. XLVIII, *4*). Минеральные выделения встречаются редко и иногда наблюдаются в виде мелких и крупных слабо измененных конкреций пирита (табл. XLVII, *2*).

Отложения типа ОВМ-3 залегают в средней части озерно-болотных или в верхней части аллювиально-, пролювиально- и делювиально-озерно-болотных циклов, а иногда участвуют в строении верхних горизонтов прибрежно-морских циклов. В разрезе и на площади они постепенно или по отчетливой границе сменяются отложениями типов ОВМ-1 и ОВМ-2 этой же фации и осадками других озерных фаций. С последними они могут иметь резкие контакты, даже со следами размыва.

Мощность отложений типа ОВМ-3 изменяется от 2—3 до 7—10 *м*; она всегда больше для осадков крупных озер, располагавшихся на побережье эпиконтинентального морского бассейна.

Основные генетические признаки отложений фации ОВМ

Таким образом отложения литогенетических типов ОВМ-1, ОВМ-2 и ОВМ-3 имеют следующие признаки: 1) в основном песчаный, редко мелкогравийный и в подчиненном количестве алевритовый материал; 2) средняя его сортировка, которая в отложениях типа ОВМ-2 и особенно ОВМ-1 может быть несколько лучше; 3) общее уменьшение размерности зерен снизу вверх по разрезу или к его средней части; 4) серая, редко темно- и светло-серая окраска пород; 5) мелкая и крупная косая, чаще разнонаправленная, чем однонаправленная, выклинивающаяся и взаимосрезающаяся сходящаяся слоистость, которой сопутствует в отдельных прослоях мелкая косая штриховатая и горизонтальная волнистая слоистость; 6) обилие обугленного детрита, часто встречаются крупные и мелкие обломки витренизированной древесины; 7) отсутствие остатков фауны и их отпечатков; 8) редкие минеральные выделения в виде крупных и мелких слабо измененных конкреций пирита; 9) локальное распространение; 10) постепенный переход, иногда отчетливый и еще реже резкий контакт со следами размыва с другими типами озерных осадков; 11) залегание в средней части озерно-болотных или в верхней части аллювиально-озерно-болотных, пролювиально-озерно-болотных и делювиально-озерно-болотных и некоторых прибрежно-морских и континентально-морских циклов.

Условия накопления отложений озерных водоемов речных долин, аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин

Анализ двух комплексов отложений литогенетических типов ОВП-1, ОВП-2 и ОВМ-1, ОВМ-2 и ОВМ-3 показывает, что для них наиболее характерны глинисто-алеврито-песчаный материал, слоистая текстура и ее из-

менение снизу вверх по разрезу и на площади от горизонтальной до мелкой и даже крупной косой одно- и разнонаправленной слоистости. Это прежде всего говорит о том, что осадки накапливались в водной среде, имевшей различную динамику и направленность. В свою очередь, локальное, более или менее изометричное их распространение и сравнительно небольшая мощность, которая в среднем колеблется от 5—7 до 10—12 *м* и редко превышает 15 *м*, свидетельствуют о накоплении осадков этих типов на весьма ограниченных участках побережья эпиконтинентального морского бассейна и речных долин. Такими участками, несомненно, являлись неодинаковые по размерам, конфигурации и режиму водоемы озерного типа.

Крупные и мелкие озера, развитые как на побережье, так и, особенно последние, в речных долинах, были очень мелководными. Об этом, в частности, свидетельствуют не только сами осадки, но и незначительная мощность озерно-болотных или верхних частей остальных континентальных циклов, которая составляет не более 10—15 *м*; если же учесть, что одновременно с осадконакоплением происходило с различной интенсивностью погружение областей их распространения, то она в ряде случаев в каждый данный момент могла быть не более 3—5 *м*.

Условия для накопления осадков в крупных и мелких озерных водоемах и их отдельных частях были неодинаковыми, и, естественно, отражались на структурных, текстурных и других их особенностях. Так, аргиллиты и алевролиты, образующие ряд литогенетических типов ОВП-1 и ОВП-2, формировались в полуизолированном прибрежном мелководье озер, где существовали спокойные условия для осаждения более или менее отсортированного материала. На это, в частности, указывает горизонтальная, горизонтальная волнистая сплошная и прерывистая слоистость, сменяющаяся к внутренней части озера линзовидной слоистостью; в этом же направлении появляются прослои более грубого материала, образующие в ряде случаев переслаивание алеврито-песчаных осадков (тип ОВМ-1), которые уже относятся к фации ОВМ. Подобные условия осадконакопления подтверждаются присутствием среди осадков типов ОВП-1 и ОВП-2 большого количества обугленных остатков стеблей растений и листовой флоры хорошей сохранности, которые всегда располагаются на плоскостях наслоения и этим самым подчеркивают слоистость. Особенно их много в участках озер, непосредственно прилегающих к береговым торфяникам, вследствие чего аргиллиты и алевролиты приобретают почти черную окраску, которая ослабевает по мере удаления от берега. Поэтому условия накопления отложений литогенетических типов ОВП-1 и ОВП-2 могут быть охарактеризованы как фация глинисто-алевритовых осадков полуизолированных прибрежных частей озерных водоемов. Их мощность в целом небольшая и колеблется от 1,3—1,8 до 4—7 *м*; она всегда больше для осадков озерных водоемов побережья, чем для водоемов речных долин.

По направлению от берега, в сторону открытого мелководья центральной части озер, а также к приустьевым участкам прибрежно-мелководные аргиллиты и алевролиты (типы ОВП-1 и ОВП-2) сменялись также более или менее отсортированными песчаными, редко мелкогравийными осадками (типы ОВМ-1, ОВМ-2 и ОВМ-3), которые характеризовали довольно интенсивную подвижность водной среды и ее различную направленность. На это, во-первых, указывает гравийно-песчаный состав осадков и, во-вторых, свойственная им косая слоистость. Последняя изменяется от мелкой косой штриховатой и косоволнистой (тип ОВМ-2) до мелкой и крупной косой одно- и разнонаправленной, то выклинивающейся, то взаимосрезающейся, то сходящейся (тип ОВМ-3). Крупнозернистые алевролиты и мелкозернистые песчаники с горизонтальной и горизонтальной волнистой слоистостью, а часто и их переслаивание (тип ОВМ-1) являются периферической частью

отложений данной фации и служат по существу связующим звеном с озерными осадками других фаций (ОВП, ОЗП, частично ОЗЗ).

В крупные озера, как упоминалось ранее, обломочный материал доставлялся в основном впадавшими в них мелкими реками; одна часть его оседала в приустьевой зоне, образуя слабо выраженную и маломощную дельту, другая — под воздействием волнений и течений разносилась по дну озера и формировала различные аккумулятивные формы его рельефа: подводные валы, гряды и т. п. На некоторую удаленность от берега и большую подвижность водной среды указывает отсутствие остатков листовой флоры хорошей сохранности, наличие крупных и мелких витренизированных обрывков древесины и обилие обугленного детрита, подчеркивающего слоистость. В мелких озерах очень часто отсутствуют отложения типа ОВМ-3, а отложения типов ОВМ-2 и ОВМ-1 сильно редуцированы; здесь преимущественно развиты осадки зарастающих озерных водоемов — фации ОЗЗ и ОЗП. Очень часто ими же заканчивается существование крупных озер. Подобный комплекс признаков литогенетических типов ОВМ-1, ОВМ-2 и ОВМ-3, также образующих ряд генетически связанных отложений, характеризуют фацию песчаных осадков открытого мелководья озерных водоемов (отложения малых аккумулятивных форм — дельт, подводных валов, гряд и т. п.). Мощность их непостоянна: она больше в крупных, чем в мелких озерах, изменяясь при этом от 4—6,5 до 10—15 *м*.

Озерный генезис осадков фаций ОВП и ОВМ подтверждается также их участием в строении озерно-болотных и аллювиально-, пролювиально- и делювиально-озерно-болотных циклов. В этих циклах непосредственно выше угольных пластов залегают отложения типа ОВП-1, а еще выше — типа ОВП-2. В мелких озерах речных долин они иногда развиты слабо, особенно отложения типа ОВП-1. Вверх по разрезу их постепенно или по отчетливому контакту сменяют осадки фации ОВМ, среди которых ее типы ОВМ-1, ОВМ-2 и ОВМ-3 имеют в каждом отдельном случае неодинаковое развитие и могут быть встречены в различных соотношениях между собой. Отложения этих двух фаций, особенно фации ОВМ, занимают над угольными пластами упомянутых выше циклов любое положение; они часто слагают нижний и средний, иногда и верхний горизонты (по отношению к подстилающему их угольному пласту) этих циклов. Верхние горизонты в этих случаях могут служить субстратом, на котором развиваются почвенные образования вышележащего цикла. В целом фации ОВП и ОВМ характеризуют начальный и средний этапы заполнения многих озер осадками; очень часто заключительный этап их заполнения протекает в иных условиях, в которых формируются осадки фаций ОЗЗ, ОЗП, ОЗУ; последние, как увидим ниже, могут иметь преобладающее развитие и полностью слагать соответствующие циклы.

Макрофация отложений зарастающих озерных водоемов и заиливающихся торфяных болот и сапропелевых озер речных долин, аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин — ОЗ

(табл. XLIX — LVIII)

В озерных водоемах побережья и речных долин накопление осадков, как упоминалось выше, происходило по-разному. Также по-разному происходило их зарастание и заболачивание. В одних, особенно крупных озерах, имевших более или менее постоянный источник поступления обломочного материала, процесс зарастания протекал только после накопления осадков фаций ОВП и ОВМ, т. е. на заключительной стадии их существования. Другие, особенно мелкие и большей частью озера речных долин, заполнявшиеся обломочным материалом за счет разливов рек, мелких, часто

временных речных потоков и других непостоянно действующих источников питания, почти с момента своего возникновения приобретали черты зарастающих, участками проточных (фация ОЗП) или застойных (фация ОЗЗ) водоемов. В них накапливались своеобразные осадки с широким развитием не только слоистых, но и неслоистых текстур. В отдельные моменты, приуроченные к последнему этапу жизни озер, происходило их кратковременное заболачивание и накопление алеврито-глинистых осадков, обогащенных углистым веществом (фация ОЗУ). Аналогичные условия возникали и при заиливании торфяников и сапропелевых озер, когда процесс торфонакопления нарушался привносом большого количества алеврито-глинистого материала. Отложения этих трех фаций наиболее характерны для юго- и северо-восточной, отчасти центральной (ее востока) частей Ангаро-Чулымского прогиба; в остальных районах они имеют подчиненное значение, хотя некоторые из них и там более чем обычны.

Фация алеврито-песчаных осадков проточных участков зарастающих озерных водоемов — ОЗП (табл. XLIX—LII).

В мелких зарастающих озерных водоемах или в отдельных участках крупных озер в силу ряда причин создавались условия неустойчивого режима осадконакопления. Периодический и недостаточный привнос обломочного материала различного гранулометрического состава, неодинаковая интенсивность его подачи в водоем, неоднократные перемывы, взмучивания и переотложения осадков под воздействием течений и волнений приводили к накоплению осадков со сложными структурными и текстурными признаками. В одних случаях возникали более или менее однородные слоистые песчаники и крупнозернистые алевролиты с многочисленными неслоистыми текстурами (тип ОЗП-1). В смежных участках происходило попеременное накопление то глинисто-алевритовых, то песчаных слоев, которые образовывали горизонты переслаивания или маломощные толщи с хорошо выраженной горизонтальной и горизонтальной волнистой слоистостью, осложненной текстурами взмучивания, оползания и др. (тип ОЗП-2). Отложения этих двух типов обычно сочетаются с осадками фации ОЗЗ, а также фаций ОВП и ОВМ.

Тип ОЗП-1. Песчаник мелко- и среднезернистый, алевролит крупнозернистый, с горизонтальной волнистой и линзовидной слоистостью, текстурами взмучивания и оползания, обилием обугленных обрывков растений и детрита (табл. XLIX—L).

Отложения типа представлены в основном мелко- (табл. XLIX, *1*, *2*, *4—6*, *8*; табл. L, *1*, *3*, *4*, *7*, *8*) и среднезернистыми (табл. XLIX, *7*, *9*, *10*; табл. L, *2*, *5*) песчаниками, часто алевритовыми, алеврито-глинистыми, среднезернистые песчаники более или менее разнозернистые. Менее характерны крупно- (табл. L, *3*, *6*) и особенно мелкозернистые (табл. XLIX; *3*; табл. L, *6*) алевролиты. Сортировка материала плохая, реже средняя. Цвет отложений серый и темно-серый.

Текстуры отложений имеют сложный рисунок. Здесь на передний план выступает неправильная слоистая текстура — в основном довольно отчетливая и хорошо выраженная горизонтальная волнистая сплошная и прерывистая (табл. XLIX, *1—6*, *8*, *10*; табл. L, *1—8*), иногда линзовидная (табл. XLIX, *4*, *5*) слоистость. Эти типы слоистости осложнены текстурами взмучивания (табл. XLIX, *2—6*; табл. L, *4—8*) и изредка слабо выраженными флюидоподобными текстурами (табл. L, *4*, *6*, *8*). Часто можно наблюдать прослои песчаников с мелкой косой выполаживающейся (табл. XLIX, *8*; табл. L, *3*, *5*) и мелкой косой штриховатой (табл. XLIX, *8*; табл. L, *2*, *6*) слоистостью, а также с беспорядочной текстурой (табл. XLIX, *7*, *9*).

Растительные остатки весьма характерны. Они представлены многочисленным обугленным детритом, а также витренизированными обрывками

растений, которые подчеркивают слоистость, а в ряде случаев располагаются беспорядочно (табл. XLIX, *6*, *7*, *9*; табл. L, *5*). К более грубым и разнозернистым песчаникам приурочены включения крупных линз витрена (табл. XLIX, *9*). Остатков фауны и их отпечатков не обнаружено.

Включения присутствуют в виде слабо окатанных обломков алевролитов и песчаников (табл. XLIX, *6*, *7*, *9*, *10*). Минеральные выделения единичны и представлены мелкими и относительно крупными конкрециями, возможно, сидеритового состава (табл. XLIX, *2*; табл. L, *6*).

Отложения типа ОЗП-1 залегают в различных частях озерно-болотных (всегда выше угольных пластов) и в верхней части аллювиально-, пролювиально- и делювиально-озерно-болотных циклов; они могут участвовать также в строении верхних горизонтов континентально-морских и прибрежно-морских циклов. Вверх и вниз по разрезу чаще постепенно, чем по отчетливому контакту, они замещаются озерными отложениями других фаций, а также осадками типа ОЗП-2 данной фации.

Мощность отложений типа ОЗП-1 изменяется от 1—1,5 до 3—5 *м*, редко более.

Тип ОЗП-2. Пологоволнистое переслаивание пород от аргиллита до песчаника мелко- и среднезернистого, с текстурами взмучивания и оползания, обилием обугленного детрита и обрывками растений (табл. LI—LII).

Отложения данного типа представлены чередованием аргиллита, алевролитов и песчаников мелко- и среднезернистых (табл. LI, *1*, *3—8*; табл. LII, *1—6*, *8*); очень редко можно выделить какой-либо один литологический тип пород, например мелкозернистый алевролит (табл. LII, *9*) или мелкозернистый песчаник (табл. LI, *2*; табл. LII, *7*). Они скорее всего представляют собой переслаивание соответствующих пород. Сортировка материала в целом средняя, но отдельные прослои могут иметь хорошую и плохую. Цвет отложений серый, реже темно- и светло-серый.

В отложениях типа различается слоистость двух порядков. Первый порядок — переслаивание различных гранулометрических разностей пород: тонкое, мелкое (табл. LI, *6*, *7*; табл. LII, *3*, *4*, *6*, *8*); крупное и чаще смешанное (табл. LI, *1*, *3—5*, *8*; табл. LII, *1*, *2*, *5*). Их границы неровные, волнистые, часто со следами размыва. Второй порядок — слоистость внутри каждого гранулометрического типа пород. Глинистые и мелкоалевритовые прослои обладают горизонтальной и горизонтальной волнистой слоистостью, крупноалевритовые и песчаные — мелкой косой штриховатой и косоволнистой слоистостью, а в крупном переслаивании можно наблюдать мелкую косую выполаживающуюся слоистость. Обе слоистые текстуры часто нарушаются текстурами взмучивания и оползания (табл. LI, *2—4*, *6—8*; табл. LII, *1*, *3*, *6*, *8*), что значительно усложняет их рисунок.

Растительные остатки многочисленны, особенно обугленный детрит. Ими подчеркивается как переслаивание пород, так и слоистость внутри их гранулометрических разностей. Обугленные обрывки растений, в том числе листовая флора, хорошей сохранности (табл. LII, *9*), приурочены к глинистым и мелкоалевритовым прослоям с горизонтальной и горизонтальной волнистой слоистостью. Остатков фауны и их отпечатков не обнаружено.

Включения обломков пород не найдены. Минеральные выделения железисто-карбонатного состава иногда входят в состав цемента алевритопесчаных пород.

Отложения типа ОЗП-2, также как и ОЗП-1, залегают в любых частях озерно-болотных циклов (всегда выше угольных пластов) и в верхней части аллювиально-, пролювиально- и делювиально-озерно-болотных циклов. Они могут быть встречены и совместно с другими типами озерных отложений в верхних горизонтах континентально-морских и прибрежно-морских циклов.

Вверх и вниз по разрезу, чаще постепенно, чем по отчетливому контакту, они замещаются озерными отложениями других фаций, а также осадками типа ОЗП-1.

Мощность отложений типа ОЗП-2 не превышает 2—3 *м*.

Основные генетические признаки отложений фации ОЗП

Отложения литогенетических типов ОЗП-1 и ОЗП-2 обладают следующим комплексом признаков: 1) глинисто-алеврито-песчаный материал; 2) в целом средняя (тип ОЗП-2), чаще плохая (тип ОЗП-1) его сортировка; 3) темно-серая и серая окраска пород; 4) хорошо выраженная неправильная горизонтальная волнистая сплошная и прерывистая слоистость (тип ОЗП-1) и переслаивание гранулометрических разностей пород (тип ОЗП-2), где глинистые и мелкоалевритовые прослои обладают горизонтальной и горизонтальной волнистой, а крупноалевритовые и песчаные прослои — мелкой косой штриховатой и косоволнистой слоистостью; 5) наличие текстур взмучивания и оползания, нарушающих слоистость, 6) переслаивание и слоистость подчеркиваются многочисленными включениями обугленного детрита и обрывками растений; 7) отсутствие остатков фауны и их отпечатков; 8) локальное распространение; 9) постепенный переход в отложения других озерных фаций; 10) залегание в любых частях озерно-болотных, в верхних частях аллювиально-озерно-болотных, пролювиально-озерно-болотных и делювиально-озерно-болотных, также иногда континентально-морских и прибрежно-морских циклов.

Фация глинисто-алевритовых осадков застойных участков зарастающих озерных водоемов — ОЗЗ (табл. LIII—LV).

Застойные условия зарастающих озерных водоемов обусловили накопление в целом отсортированных аргиллитов и алевролитов. По характеру и сочетанию слоистых и неслоистых текстур, а также другим признакам среди отложений данной фации выделяются литогенетические типы ОЗЗ-1 и ОЗЗ-2. Накопление осадков первого типа обычно предшествовало непосредственному заболачиванию озерных водоемов, благодаря чему в ряде случаев они приобретали ряд сходных черт (например, наличие мелких корневых остатков) с подпочвенными образованиями. Осадки второго типа возникали несколько ранее и формировались за счет более грубого материала с лучше выраженными как неслоистыми, так и слоистыми текстурами. В разрезе и на площади они, как правило, сочетаются с отложениями фаций ОЗП и ОВМ, с которыми имеют часто постепенные переходы.

Тип ОЗЗ-1. Аргиллит, алевролиты, буровато-серые, без видимой слоистости, с остроугольно-раковистым изломом, обугленным детритом, редкими мелкими корешками, иногда конкрециями пирита и сидерита (табл. LIII).

Отложения типа представлены аргиллитом (табл. LIII, *2Б*, *8*, *11*), часто алевритовым (табл. LIII, *1*), мелко- (табл. LIII, *7*, *9*) и крупнозернистыми (табл. LIII, *2А*, *3А*, *4*, *5*, *10*), иногда глинистыми (табл. LIII, *6*) алевролитами. Присутствие более грубых пород, как правило, связано с наличием размывов (табл. LIII, *3Б*). Сортировка материала от плохой до хорошей, но чаще плохая или средняя. Цвет отложений буровато-серый и темно-серый.

Слоистые текстуры большей частью отсутствуют, и только иногда можно наблюдать скрытую слабо выраженную тонкую горизонтальную волнистую слоистость, которая проявляется при раскалывании пород (табл. LIII, *1*, *2*, *6*, *10*). В большинстве случаев характерны неотчетливые флюидоподобные текстуры (табл. LIII, *4*, *9—11*), следы жизнедеятельности илоядных животных (табл. LIII, *3*) и почти всегда остроугольно-раковистый излом. Иногда очень трудно вообще различить какие-либо текстурные признаки и породы имеют комковатое строение.

Растительные остатки представлены мелким обугленным детритом и витренизированными обломками древесины, которые чаще располагаются беспорядочно, тем самым подчеркивая беспорядочную комковатую текстуру пород. Можно также наблюдать включения отдельных мелких корней кустарниковой и травянистой растительности. Остатков фауны и их отпечатков не обнаружено, хотя они возможны, поскольку имеются следы илоедов.

Включения обломков пород не найдены. Минеральные выделения встречаются в виде мелких конкреций сидерита и пирита; возможен железисто-карбонатный цемент в алевролитах.

Отложения типа ОЗЗ-1 могут залегать в любых частях озерно-болотных (всегда выше угольных пластов) и в верхней части аллювиально-, пролювиально- и делювиально-озерно-болотных циклов, а также участвовать в строении верхних горизонтов континентально-морских и прибрежно-морских циклов. Вверх по разрезу они, как правило, переходят в подпочвенные образования фаций ОПО и ОПВ, вниз по разрезу — в осадки типа ОЗЗ-2 этой же фации или в какие-либо другие озерные отложения.

Мощность отложений типа ОЗЗ-1 составляет 1—2 *м*, но может достигать 3—5 *м*.

Тип ОЗЗ-2. Алевролиты с многочисленными текстурами— флюидоподобными, взмучивания и оползания, также с неправильной горизонтальной прерывистоволнистой слоистостью, обилием обугленных обрывков растений и детрита (табл. LIV—LV).

Отложения данного типа слагаются в основном мелко- (табл. LIV, *7*; табл. LV, *8, 11*) и крупнозернистыми (табл. LIV, *6*; табл. LV, *1, 5, 7*) алевролитами, часто песчано-глинистыми (табл. LIV, *8*, *10*; табл. LV, *2*, *10*), песчанистыми (табл. LV, *6*, *9*) и даже глинистыми (табл. LIV, *5*).Нередко в сложении типа принимают участие мелкозернистые песчаники (табл. LIV, *3*, *4*, *9*; табл. LV, *3*, *4*) и переслаивающиеся с ними аргиллиты и алевролиты различной размерности (табл. LIV, *1*, *2*). Сортировка материала плохая и лишь в отдельных участках она приближается к средней. Цвет отложений чаще темно-серый, чем серый, что зависит от примеси глинистого материала и обугленного растительного детрита.

Текстурные признаки имеют сложный рисунок и в большинстве случаев образованы сочетанием неправильно слоистых и нарушенных текстур; последние составляют одну из характерных особенностей отложений типа. Первые представлены неправильной горизонтальной волнистой и линзовидной (табл. LIV, *3*; табл. LV, *3*, *5*), участками тонкой горизонтальной и горизонтальной волнистой (табл. LIV, *5—8*; табл. LV, *1*, *6*, *9*) слоистостью. Они осложнены нарушенными текстурами: флюидоподобными (табл. LIV, *4—6*, *9*; табл. LV, *1*, *2*, *4*, *7*), взмучивания (табл. LIV, *1*, *2*, *5—10*; табл. LV, *2*, *3*), оползания (табл. LIV, *1*), протыкания (табл. LIV, *3*) и др. Эти текстуры тем лучше выражены, чем более разнородным материалом они образованы.

Растительные остатки многочисленны. Они представлены в основном мелким обугленным детритом, которым подчеркиваются слоистые и неслоистые текстуры. Имеются включения витренизированных обломков древесины и мелких корешков, вероятно, принадлежавших кустарниковой и травянистой растительности. Остатков фауны и их отпечатков не обнаружено, но их присутствие вполне возможно.

Включения встречаются редко и представлены слабо окатанными и неокатанными обломками пород, заимствованными из береговых частей озер или при перемыве ранее накопившихся и успевших затвердеть осадков (табл. LV, *1*, *9*). Минеральные выделения образуют мелкие и крупные конкреции сидерита и пирита (табл. LV, *1*, *6*, *8*, *10*); в алевролитах и песчаниках иногда наблюдается железисто-карбонатный цемент.

Отложения типа ОЗЗ-2 залегают в различных частях озерно-болотных (всегда выше угольных пластов) и верхней части аллювиально-, пролювиально- и делювиально-озерно-болотных циклов; могут участвовать также в строении верхних горизонтов континентально-морских и прибрежно-морских циклов. Вверх по разрезу они переходят в отложения типа ОЗЗ-1 данной фации или в подпочвенные образования фаций ОПО и ОПВ, а вниз по разрезу замещаются озерными осадками других фаций.

Мощность отложений типа ОЗЗ-2 колеблется от 1,5—2 до 4—5 *м*.

Основные генетические признаки отложений фации ОЗЗ

Следовательно, для отложений литогенетических типов ОЗЗ-1 и ОЗЗ-2 характерны следующие признаки: 1) в основном глинисто-алевритовый и мелкопесчаный материал; 2) в целом плохая, а в отдельных участках средняя его сортировка; 3) темно-серая окраска пород; 4) сложная текстура, образованная сочетанием неправильно слоистых (неправильная горизонтальная волнистая и линзовидная, участками горизонтальная и горизонтальная волнистая слоистость) и преобладающих нарушенных текстур (флюидоподобных, взмучивания, оползания, протыкания, следов жизни илоедов и других — тип ОЗЗ-2), или отмечается наличие только слабо выраженных нарушенных текстур (тип ОЗЗ-1); 5) обилие обугленного детрита, часто его беспорядочное расположение и редкие корешки травянистой, возможно, кустарниковой растительности; 6) возможное присутствие остатков фауны; 7) минеральные выделения в виде конкреций сидерита и пирита; 8) локальное распространение; 9) непосредственный и, как правило, постепенный переход вверх по разрезу в почвенные образования фаций ОПО и ОПВ, а вниз по разрезу — в отложения фаций ОЗП, ОВМ и др.; 10) залегание в любых частях озерно-болотных, и в верхних частях аллювиально-озерно-болотных, пролювиально-озерно-болотных и делювиально-озерно-болотных, а иногда в континентально-морских и прибрежно-морских циклов.

Фация углистых, глинисто-алевритовых осадков слабо заболачивающихся озер и заиливающихся участков торфяных болот и сапропелевых озер — ОЗУ (табл. LVI—LVIII).

Периодически, особенно в заключительную стадию существования озер, происходило кратковременное их заболачивание, предшествовавшее общему зарастанию и заболачиванию аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин. Однако оно не было полным, и одновременно с накоплением аргиллитов и мелкозернистых (крупнозернистые, как исключение) алевролитов отлагался растительный материал, в результате чего возникали углистые образования литогенетических типов ОЗУ-1 и ОЗУ-2. Аналогичные отложения формировались также и при заиливании торфяных болот и сапропелевых озер, если процесс накопления гумусовых и сапропелевых торфяников нарушался привносом большого количества (свыше 50%) алеврито-глинистого материала. Поэтому они встречаются не только среди верхних горизонтов озерных осадков, но и среди торфяников или отложений кровли угольных пластов.

Тип ОЗУ-1. Аргиллит, алевролит мелкозернистый, углистые (табл. LVI).

Отложения типа сложены преимущественно углистыми аргиллитами (табл. LVI, *4*, *6*), углистыми мелкозернистыми алевролитами (табл. LVI, *1—3*, *5*, *7*, *8*) и, как исключение, углистыми крупнозернистыми алевролитами. В виде тонких прослоев и мелких линз встречаются алевролиты (табл. LVI, *8*) и мелкозернистые песчаники (табл. LVI, *1*). Сортировка материала в целом средняя, а для отдельных прослоев может колебаться от

хорошей до плохой. Цвет отложений почти черный или черный с шелковистым блеском, что обусловливается большим количеством тонкорассеянного углистого вещества.

Углистые аргиллиты представляют собой пелитово-углистую массу, почти не изменяющуюся под действием поляризованного света. В одних случаях углистое вещество непрозрачно и имеет почти черную окраску, в других — оно буровато-красное и красное и обнаруживает клеточную структуру растительного вещества. Почти все углистые аргиллиты обогащены мелкоалевритовым материалом, который располагается то послойно, то беспорядочно. Углистые мелкозернистые алевролиты чаще более неоднородны, чем аргиллиты, и содержат примесь как глинистого, так и крупноалевритового материала, подчеркивающего слоистость.

Отложения типа обладают то хорошо, то плохо выраженной тонкой горизонтальной (табл. LVI, *1*, *3—8*) и линзовидной (табл. LVI, *2*) слоистостью, которая подчеркивается линзами витрена, обугленными обрывками растений, алеврито-глинистым и песчаным материалом. Углистые аргиллиты и мелкозернистые алевролиты иногда бывают неслоисты и имеют угловато-раковистый излом.

Растительный материал разнообразен. Обугленные обрывки растений, в том числе остатки листовой флоры, а также линзы витрена располагаются почти всегда по плоскостям наслоения, по которым породы легко распадаются на плоскопараллельные плитки. Корешки растений встречаются относительно редко (табл. LVI, *2*) и, как правило, приурочены к углистым прослоям, предшествующим торфонакоплению или отвечающим незавершенному торфонакоплению. Растительный детрит чаще распределяется беспорядочно и составляет иногда непрозрачную углистую массу в аргиллитах и мелкозернистых алевролитах. Под микроскопом различаются гелефицированные, гелефюзенизированные и фюзенизированные растительные фрагменты, а также хлопьевидная или губчатая однородная масса, отвечающие разной степени биохимического разложения или механического раздробления растительного материала. Нередко углистые осадки образуются за счет участия в их строении разнообразных водорослей типа *Pila*, *Reinschia* и др. Остатков фауны и их отпечатков не обнаружено.

Включения обломков пород не встречены. Минеральные выделения присутствуют в виде относительно крупных конкреций пирита (табл. LVI, *3*), сидерита, мелких кристаллов пирита, марказита; иногда в большом количестве в шлифе обнаруживаются темно-бурые хлопьевидные сгустки окислов железа.

Углистые аргиллиты и мелкозернистые алевролиты приурочены к зонам угольных пластов или почвенным образованиям, а иногда полностью замещают угольные пласты; этим и определяется их место залегания в соответствующих циклах. В разрезе отложения типа ОЗУ-1 имеют чаще отчетливый контакт, чем постепенный переход, с углями и обломочными породами, слагающими угольные пласты, их кровлю, почву и межпластовые прослои, а на площади они постепенно замещаются этими же отложениями.

Мощность отложений типа ОЗУ-1 весьма незначительна и не превышает 0,1—0,2 *м*, хотя иногда достигает 1—2 *м*, редко больше. Последние значения характерны для участков, где наблюдается фациальное выклинивание зон торфонакопления.

Тип ОЗУ-2. Аргиллит, алевролит мелкозернистый, листовато-углистые, с горизонтальной и горизонтальной волнистой слоистостью, обилием линз витрена, часто с листовой флорой хорошей сохранности (табл. LVII—LVIII).

Отложения данного типа представлены аргиллитом (табл. LVII, *4*; табл. LVIII, *2Б*, *5*, *6*) и мелкозернистым алевролитом (табл. LVII, *5*; табл. LVIII, *1*, *2А*, *3*, *4*, *7*); иногда в строении типа участвуют крупнозернистые алевролиты (табл. LVII, *2*, *7*) и мелкозернистые песчаники (табл. LVII, *1*,

3, *6*), образующие прослои и линзы. Сортировка материала от плохой до хорошей. Аргиллиты как правило, отсортированы лучше, чем алевролиты и еще более, чем мелкозернистые песчаники. Иногда среди тонкоотмученного глинистого материала присутствуют зерна алеврито-песчаной размерности (табл. LVII, *3*, *5*). Цвет отложений колеблется от темно-серого до почти черного, что зависит от количества примеси обугленного растительного материала.

Для углистого аргиллита характерна тонкая горизонтальная слоистость (табл. LVII, *4*; табл. LVIII, *5*, *6*), а для углистого мелкозернистого алевролита — не только горизонтальная (табл. LVII, *5*; табл. LVIII, *1*—*3*, *7*), но и горизонтальная волнистая (табл. LVIII, *2*) и линзовидная слоистость. Во всех случаях слоистость подчеркивается большим количеством обугленных растительных остатков и детритом, также иногда листовой флорой хорошей сохранности (табл.LVII, *7*). В ряде случаев наблюдается послойное скопление обугленных растительных остатков, а возможно, и разнообразных водорослей (*Pila*, *Reinschia* и др.), в результате чего порода приобретает листоватое строение, напоминающее по текстуре «слоеный пирог». Песчаные и крупноалевролитовые прослои обладают горизонтальной и более грубой горизонтальной волнистой слоистостью, особенно если в строении последней участвуют мелкие и крупные линзы витрена и обугленные обрывки растений (табл. LVII, *1*, *2*, *6*). Отдельные прослои имеют мелкую косую штриховатую слоистость (табл. LVII,*5*). Кроме того, встречаются слабо выраженные нарушенные текстуры — взмучивания (табл. LVIII, *2*) и размыва (табл. LVIII, *5*), приуроченные к прослоям, наиболее обогащенным алеврито-глинистым материалом. Остатков фауны и их отпечатков не обнаружено.

Включения встречаются в виде неправильной формы образований (табл. LVIII, *7*), очевидно, возникших в результате размыва и последующего заполнения углублений песчаным материалом. Минеральные выделения представлены мелкими конкрециями и кристаллами пирита (табл. LVII, *4*), а также железисто-карбонатным материалом, участвующим в строении цемента алевролитов и песчаников.

Отложения типа ОЗУ-2, так же как и ОЗУ-1, участвуют в строении всех угольных циклов и тяготеют к зонам развития угольных пластов или почвенных образований. В разрезе и на площади они постепенно или по отчетливому контакту замещаются углями или глинисто-алеврито-песчаными отложениями угольных пластов, их кровли и почвы, а также межпластовых прослоев.

Мощность отложений типа ОЗУ-2 незначительна и непостоянна; она обычно не превышает 0,2—0,5 *м*, редко достигая 0,8—1 *м*

Основные генетические признаки отложений фации ОЗУ

Таким образом, для отложений литогенетических типов ОЗУ-1 и ОЗУ-2 характерны следующие признаки: 1) в основном глинисто-мелкоалевритовый материал; 2) их углистость (от 25 до 50%;) 3) прослои крупноалевритового и мелкопесчаного материала, переполненные линзами витрена; 4) средняя и хорошая, участками плохая, сортировка материала; 5) почти черный и темно-бурый цвет пород; 6) тонкогоризонтальное и листоватое сложение; 7) обилие обугленных растительных остатков и детрита, в ряде случаев листовой флоры хорошей сохранности, а также разнообразных водорослей типа *Pila*, *Reinschia* и др.; 8) отсутствие отстатков фауны и их отпечатков; 9) весьма локальное распространение; 10) отчетливый контакт, реже постепенный переход в отложения почв и подпочв, гумусовых и сапропелевых углей и их кровли; 11) могут встречаться в любых циклах, приурочиваясь к горизонтам развития угольных пластов.

Условия накопления отложений зарастающих озерных водоемов и заиливающихся торфяных болот и сапропелевых озер речных долин аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин

Отложения данной макрофации по составу и строению характеризуются большим разнообразием. Такие признаки, как ограниченное, а порой и весьма локальное (фация ОЗУ) распространение, малая мощность осадков каждой фации и непосредственная связь с отложениями озерных фаций ОВП и ОВМ, дают первые указания на их мелководное озерное происхождение. Широкий диапазон осадков от аргиллитов до мелко- даже среднезернистых песчаников, среди которых наиболее отмученные могут быть углистыми, и одновременное присутствие слоистых, нарушенных и неслоистых текстур говорят о тех различиях в условиях и неустойчивости режима осадконакопления, которые возникали в озерных водоемах или на их отдельных участках.

Так, мелко- и среднезернистые песчаники и крупнозернистые алевролиты накапливались скорее всего в мелководных участках озер с изменчивой по направленности и интенсивности динамикой водной среды, благодаря чему они приобретали неправильную горизонтальную волнистую сплошную, чаще прерывистую слоистость, осложненную текстурами взмучивания, оползания, флюидоподобными и др. Неслоистые текстуры были обязаны своим образованием неоднократному перемыву, размыву и взмучиванию осадков, которые, оседая, приобретали своеобразные черты (тип ОЗП-1). Одним из следствий этого, очевидно, является их средняя, часто плохая сортировка материала. На некоторых участках озер, особенно располагавшихся на границе со смежными фациями, алеврито-глинистые и песчаные осадки накапливались поочередно, образуя горизонты тонкого, мелкого и крупного переслаивания. Это могло быть связано с неравномерной, пульсирующей, подачей обломочного материала, которая в каждый данный момент определяла ареалы распространения тех или иных осадков (тип ОЗП-2). Большое количество обугленных растительных остатков, в том числе крупных и мелких витренизированных обрывков и обломков, расположенных нередко беспорядочно, и частая связь отложений типов ОЗП-1 и ОЗП-2 с почвенными и подпочвенными образованиями свидетельствуют, во-первых, о смежном размещении этих ландшафтных зон и, во-вторых, о некотором одновременном с осадконакоплением зарастании озерных водоемов. Последнее, как увидим ниже, в еще более отчетливой форме проявляется при накоплении осадков фации ОЗЗ. Поэтому из краткого анализа признаков отложений литогенетических типов ОЗП-1 и ОЗП-2 и соотношения последних с осадками других озерных фаций следует, что по условиям образования их можно отнести к фации алеврито-песчаных осадков проточных участков зарастающих озерных водоемов. Их мощность колеблется от 1,5—2 до 5—7 *м*.

Ближе к берегу, а также по мере зарастания озерных водоемов создавались благоприятные условия для застойного режима вод. Это приводило к накоплению аргиллитов и алевролитов, лишенных слоистых текстур (тип ОЗЗ-1), или алевролитов, имеющих весьма сложный и нечеткий текстурный рисунок, образованный сочетанием неправильнослоистых и неслоистых текстур (тип-ОЗЗ-2). Большую роль в их образовании играли неоднократные перемывы, размывы и взмучивания осадков, в результате чего эти текстуры приобретали плохо выраженные и расплывчатые очертания, а породы в целом — комковатое строение. Застойные условия озерных водоемов подтверждаются наличием большого количества обугленного детрита, а также мелких обрывков растений и мелких корешков травянистой растительности, располагающихся беспорядочно или почти

вертикально. На это же указывает плохая сортировка обломочного материала. Следовательно, литогенетические типы ОЗЗ-1 и ОЗЗ-2 могут характеризовать фацию глинисто-алевритовых осадков застойных участков зарастающих озерных водоемов. Мощность осадков данной фации колеблется от 2,5—4 до 6—8 *м*.

Специфические условия были необходимы для накопления углистых осадков литогенетических типов ОЗУ-1 и ОЗУ-2. Они формировались двояким образом: при заболачивании озерных водоемов или же при заиливании торфяных болот и сапропелевых озер. В первом случае прибрежные участки крупных озер или мелкие озера на заключительных этапах своего существования подвергались кратковременному и неполному заболачиванию, которое предшествовало общему заболачиванию побережья и речных долин. При этом происходило одновременное ослабленное накопление тонкоотмученного обломочного и растительного материала (последнего всегда меньше), в результате чего образовывались углистые аргиллиты и углистые мелкозернистые алевролиты (тип ОЗУ-1). Это кратковременное частное заболачивание могло переходить в общее заболачивание аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин; тогда отложения типа ОЗУ-1 будут начинать разрезы угольных пластов. Застойный водный режим этих участков озерных водоемов иногда нарушался привносом более грубого алеврито-песчаного материала, который среди углистых аргиллитов и углистых мелкозернистых алевролитов образовывал отдельные прослои и линзы, содержащие включения крупных и мелких обрывков растений, а иногда и послойное скопление листовой флоры хорошей сохранности (тип ОЗУ-2).

Во втором случае отложения типов ОЗУ-1 и ОЗУ-2 возникали при заилении торфяных болот и сапропелевых озер. Здесь нарушался непрерывный и преобладающий процесс накопления уже древесного и сапропелевого материала. При равномерном обогащении торфяников алеврито-глинистым материалом образовывались осадки типа ОЗУ-1; если же привносился и грубый материал, да еще периодически, то накапливались осадки типа ОЗУ-2. Кроме того, по болотам могли блуждать мелкие водные потоки, оставляя линзы и прослои обломочного материала, обогащенные растительным материалом. Иногда в разрезах угольных пластов присутствуют более или менее выдержанные прослои глинисто-алеврито-песчаных осадков. Это связано с временным прекращением торфонакопления на значительной площади за счет погружения болота под уровень вод бассейна или развития среди торфяников очень мелководных озерных водоемов. Специфические черты литогенетических типов ОЗУ-1 и ОЗУ-2 не оставляют сомнения в том, что они характеризуют фацию углистых, глинисто-алевритовых осадков слабо заболачивающихся озер и заиливающихся участков торфяных болот и сапропелевых озер. Мощность их очень незначительная; она изменяется от 0,1—0,2 до 1,5—2 *м*, хотя в окраинных частях зоны торфонакопления может достигать и бóльших размеров.

Озерный генезис осадков фаций ОЗП, ОЗЗ и ОЗУ в целом подтверждается их генетической связью не только между собой, но и с отложениями других озерных фаций. Все они участвуют в строении озерно-болотных и аллювиально-, пролювиально- и делювиально-озерно-болотных циклов, а также иногда самых верхних горизонтов континентально-морских и прибрежно-морских циклов. Доля их участия в строении типов циклов для разных районов не одинакова. Так, например, на юго-востоке Ангаро-Чулымского прогиба ими в основном (не считая самих угольных пластов) сложены озерно-болотные циклы, а в центре и на юго-западе прогиба — всего лишь верхние части остальных типов циклов. Отложения этой макрофации почти всегда служат субстратом, на котором развиваются болота.

Общие выводы

Озерные и озерно-болотные отложения объединяют глинисто-алевритто-песчаные и углистые алевритто-глинистые осадки со своеобразными структурно-текстурными и другими особенностями, приобретенными ими в процессе формирования на территории Ангаро-Чулымского прогиба (табл. 15). В зависимости от этого они могут быть подразделены на две подгруппы. Отложения первой подгруппы характеризуют условия заболачивавшихся речных долин, аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин (макрофация ОП). По времени образования заболачивание предшествовало непосредственному развитию торфяных болот и протекало периодически на обширных пространствах побережья эпиконтинентального морского бассейна и в речных долинах таких крупных рек, как Пра-Ангара, Пра-Тунгуска и Пра-Чулым. Заболачивались и долины многочисленных их притоков, а также мелких рек, впадавших непосредственно в бассейн седиментации.

В процессе образования осадков юрской угленосной формации заболачивание происходило в различных палеогеографических обстановках. В одних случаях побережье и речные долины после регрессии бассейна седиментации и необходимого выравнивания сразу же зарастали древесной растительностью и превращались в торфяные болота. Поэтому здесь почвы и подпочвы возникали в основном за счет переработки ранее накопившихся прибрежно-морских осадков (фация ОПП) и пойменного аллювия (фация ОПА). В других случаях на побережье и в речных долинах развивались многочисленные крупные и мелкие озера, которые на заключительном этапе своего существования зарастали и заболачивались одновременно с еще продолжавшимся, хотя и своеобразным накоплением в них осадков (фации ОПВ и ОПО).

Прибрежно-морские и аллювиально-дельтовые равнины по сравнению с речными долинами характеризовались устойчивыми и относительно длительно существовавшими ландшафтами, которые благоприятствовали произрастанию крупной древесной растительности. Все это сказывалось не только на почвенных и подпочвенных образованиях (фации ОПП, ОПВ и частично ОПА), но и на формировании генетических типов торфяников (углей). Таких условий не было в речных долинах. Частая смена ландшафтов в результате миграции русел рек не давала возможности древесной растительности достигать крупных размеров и обусловливала возникновение почв и подпочв (частично фация ОПА), несколько отличавшихся от тех, которые формировались на побережье. Мелкие озера, более характерные для речных долин, зарастали кустарниками, а возможно, и в значительной мере травянистой растительностью, что придавало почвам и подпочвам иной облик и определяло их малую мощность (фация ОПО).

Отложения второй подгруппы характеризуются условиями накопления осадков как в «нормальных» озерных водоемах (макрофация ОВ), так и частично или полностью зараставших проточных или застойных водоемах, а также в заиливавшихся торфяных болотах и сапропелевых озерах (макрофация ОЗ) аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин. Озерные водоемы побережья и речных долин различались не только своими размерами, но и неодинаковым гидродинамическим режимом водной среды. Одни из них представляли собой мелкие застойные и зараставшие озера, в которых формировались в основном плохо отсортированные осадки со слабо и плохо выраженными (участками практически отсутствуют совсем) неправильными слоистыми текстурами, осложненными включением большого количества растительного материала, в том числе мелких корешков растений, и другими причинами. При накоплении в этих озерах осадков широкое развитие получали нарушенные текстуры, такие, как флюидоподобные, взмучивания, оползания, следы жизнедеятельности илоедов и другие, которые в значительной мере определяли облик отложений (фация ОЗЗ).

Основные генетические признаки	Макрофация отложений заболачивающихся речных долин, аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин (почвы и подпочвы) — ОП			
	Фации			
	ОПА	ОПП	ОПВ	ОПО
Породы	Аргиллиты, алевролиты, песчаник мелкозернистый, неоднородные, песчано-алеврито-глинистые	Алевролиты, песчаник мелкозернистый, неоднородные, глинистые, иногда аргиллиты, песчано-алеврито-глинистые	Аргиллиты, алевролиты, песчаник мелкозернистый, неоднородные, песчано-алеврито-глинистые	Алевролиты, песчаник мелко- иногда среднезернистый, неоднородные, песчано-алеврито-глинистые
Сортировка	Чаще плохая, чем средняя или хорошая	Плохая, иногда средняя	В целом средняя, но изменяется от плохой до хорошей	Плохая, редко средняя
Цвет	Темно-бурый и буровато-пепельный с переходом в темно-серый вниз по разрезу	Темно-бурый и буровато-пепельный с переходом в темно-серый и серый вниз по разрезу	Темно-бурый и буровато-пепельный с переходом в темно-серый и серый вниз по разрезу	Буровато-пепельный, темно-бурый и темно-серый
Текстура	Слоистость отсутствует. Характерны неслоистые текстуры — комковатая отдельность, неправильная «перепутанная» и другие; нарушенные текстуры — взмучивания, оползания, протыкания. В нижней части иногда сохраняется слоистая текстура отложений фации АПВ — горизонтальная, горизонтальная волнистая, сплошная и прерывистая, линзовидная слоистость, осложненная текстурами протыкания	Слоистость отсутствует. Характерны неслоистые текстуры — комковатая отдельность, неправильная «перепутанная» и другие; нарушенные текстуры — флюидоподобная, взмучивания, оползания, протыкания. В нижней части часто наблюдаются слоистые текстуры отложений различных фаций прибрежного морского мелководья—горизонтальная волнистая сплошная и прерывистая, косоволнистая, мелкая косая штриховатая и др.	Характерно одновременное присутствие неслоистых, нарушенных и слоистых текстур при преобладании двух первых типов: неслоистых — комковатой и других; нарушенных — флюидоподобной, протыкания, оползания, взмучивания; слоистых — горизонтальной волнистой сплошной и прерывистой	Слоистость иногда отсутствует или слабо выражена. Часто характерно одновременное наличие неслоистых, нарушенных и слоистых текстур при резком преобладании двух первых типов: нарушенных — флюидоподобной, взмучивания, оползания, протыкания и других; неслоистых — комковатой; слоистых — горизонтальной волнистой сплошной и прерывистой, линзовидной, мелкой косой штриховатой
Растительные остатки	В изобилии крупные (в основном) и мелкие корешки деревьев, а также обрывки растений и детрит	В изобилии крупные, реже мелкие корешки деревьев, а также обрывки растений и детрит	Многочисленные крупные и мелкие корешки деревьев, а также обрывки растений и детрит	Относительно многочисленные мелкие корешки кустарников, возможно, и травянистой растительности
Фауна	Не обнаружена		Не обнаружена, но возможна	

озерных и озерно-болотных отложений (О)

Макрофация отложений озерных водоемов речных долин, аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин—ОВ		Макрофация отложений зарастающих озерных водоемов и заиливающихся торфяных болот и сапропелевых озер речных долин, аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин — ОЗ		
Фации				
ОВП	ОВМ	ОЗП	ОЗЗ	ОЗУ
Аргиллиты, алевролиты, иногда песчаник мелкозернистый	Песчаники мелко-, средне- и крупнозернистые, алевролит крупнозернистый	Песчаники мелко- и среднезернистые, алевролиты, реже аргиллиты	Аргиллиты, алевролиты, редко песчаник мелкозернистый, неоднородные, песчано-алеврито-глинистые	Аргиллиты, алевролит мелкозернистый, углистые и листовато-углистые
Средняя, иногда хорошая	Средняя, иногда хорошая	Средняя, чаще плохая	В целом плохая, участками средняя	Средняя и хорошая, участками плохая
Серый и темно-серый, почти черный на участках, прилегающих к угольным пластам	Серый, редко темно- и светло-серый	Темно-серый и серый	Темно-серый, редко серый	Почти черный и темно-бурый
Горизонтальная, горизонтальная волнистая, линзовидная слоистость, выраженная то хорошо, то плохо	Мелкая и крупная косая, чаще разнонаправленная, чем однонаправленная, выклинивающаяся и взаимосрезающаяся сходящаяся слоистость, которой в отдельных прослоях сопутствует мелкая косая штриховатая и горизонтальная-волнистая слоистость; возможна пологая наклонная слоистость	Хорошо выраженная неправильная горизонтальная волнистая сплошная и прерывистая слоистость, осложненная текстурами взмучивания, оползания, флюидоподобными и другими (тип ОЗП-1), и переслаивание гранулометрических разностей пород, где глинистые и мелкоалевритовые прослои с горизонтальной и горизонтальной волнистой, а крупноалевритовые и песчаные — с мелкой косой штриховатой и косоволнистой (тип ОЗП-2) слоистостью	Сочетание и перемежаемость неправильнослоистых и главным образом нарушенных, то хорошо, то слабо выраженных текстур: слоистых — неправильной горизонтальной волнистой и линзовидной, участками горизонтальной и горизонтальной волнистой; нарушенных — флюидоподобной, взмучивания, оползания, протыкания, следы жизни илоедов и др. В целом осадки имеют сложный, порой нечеткий рисунок обусловленный преобладанием нарушенных текстур	Горизонтальная, горизонтальная волнистая и линзовидная слоистость, выраженная то хорошо, то плохо
Обилие растительных остатков, в том числе листовой флоры хорошей сохранности, также детрита	Обилие детрита, часто крупные и мелкие обломки витренизированной древесины	Обилие детрита и обрывков растений, крупных и мелких линз витрена	Обилие детрита и его беспорядочное распределение по осадкам, также редкие корешки травянистой, возможно, кустарниковой растительности	Обилие обрывков растений, в ряде случаев листовой флоры хорошей сохранности. линз витрена, также различного рода водорослей (*Pila*, *Reinschia* и др.)
Возможно присутствие	Не обнаружена	Не обнаружена, но возможна	Возможно присутствие	Не обнаружена

Основные генетические признаки	Макрофация отложений заболачивающихся речных долин, аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин (почвы и подпочвы) — ОП			
	Фации			
	ОПА	ОПП	ОПВ	ОПО
Включения обломков пород	Обломки неокатанных или слабо окатанных пород сходного состава (тип ОПА-1), чаще отсутствуют (тип ОПА-2)	Возможны неокатанные или слабо окатанные обломки пород субстрата (тип ОПП-1), чаще отсутствуют	Не встречены, хотя и не исключаются	Не встречены, хотя и не исключаются
Минеральные выделения	Железисто-карбонатные конкреции по корневым остаткам, также иногда участками цемент того же состава		Железисто-карбонатный цемент в осадках, иногда мелкие кристаллы и конкреции пирита и сидерита	
Контакты и переходы по разрезу и на площади	Верхний — отчетливый контакт, нижний — постепенный переход в отложения поймы. На площади замещаются отложениями фаций АПВ, ОПП, ОПВ, ОПО, иногда прибрежного мелководья морского бассейна	Верхний — отчетливый контакт, нижний — постепенный переход в отложения прибрежного морского мелководья. На площади замещаются отложениями фаций ОПА, ОПВ, АПВ, иногда прибрежного мелководья морского бассейна	Верхний — отчетливый контакт, нижний — постепенный переход в озерные отложения. На площади замещаются отложениями фаций ОПА, ОПП, иногда прибрежного мелководья морского бассейна	Верхний — отчетливый контакт, иногда постепенный переход нижний — постепенный переход в озерные отложения речных долин. На площади замещаются отложениями фаций АПВ, возможно, ОПА
Положение в цикле осадконакопления	Ниже угольных пластов в средней части соответствующих циклов	Ниже угольных пластов в нижней части соответствующих циклов		
Мощность	Обычно от 1—1,5 до 2—2,3 *м*	Обычно от 1—1,5 до 1,8—2,7 *м*	Обычно от 2—3 до 4—4,5 *м*	Обычно от 0,5—0,8 до 1,2—1,7 *м*

В этих же или в более крупных озерах имелись и другие зараставшие участки, характеризовавшиеся проточным режимом водной среды. Здесь уже слоистые текстуры преобладали над неслоистыми и приобретали более четкие контуры, хотя все же и оставались большей частью неправильными (фация ОЗП).

Другие, преимущественно крупные, озера не подвергались зарастанию, особенно в ранней и зрелой стадиях своего развития. На их открытых участках в это время накапливались осадки за счет постоянного привноса мелкими реками обломочного материала, из которого формировались различные мелкие аккумулятивные формы рельефа дна — дельты, подводные валы, гряды и т. п. Их осадки характеризуются хорошо выраженными

Таблица 15 (окончание)

Макрофация отложений озерных водоемов речных долин, аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин — ОВ		Макрофация отложений зарастающих озерных водоемов и заиливающихся торфяных болот и сапропелевых озер речных долин, аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин — ОЗ		
Фации				
ОВП	ОВМ	ОЗП	ОЗЗ	ОЗУ
Не встречены и невозможны	Иногда слабо окатанные обломки алеврито-глинистых и мелкопесчаных пород в частях разреза, залегающих выше размыва	Не характерны; редко отдельные включения слабо окатанных обломков алевролитов и песчаников	Не характерны; редко слабо окатанные и неокатанные обломки алеврито-глинистых пород	Не характерны
Не характерны; иногда присутствуют в виде конкреций и кристаллов пирита, а также железисто-карбонатного цемента	Не характерны; редко железисто-карбонатный цемент и мелкие конкреции пирита	Не характерны; единичные железисто-карбонатные конкреции, а также (редко) цемент того же состава	Не характерны; редко образуют мелкие конкреции пирита и сидерита, также железисто-карбонатный цемент	Относительно крупные конкреции пирита, сидерита, мелкие кристаллы пирита и марказита, железисто-карбонатный цемент в алевролитах
Верхний — постепенный переход, редко отчетливый контакт, нижний — отчетливый контакт. На площади замещаются озерными и озерно-болотными отложениями, возможно, иногда отложениями прибрежного мелководья морского бассейна	Верхний и нижний — чаще постепенный переход, чем отчетливый контакт. На площади замещаются другими типами озерных и озерно-болотных отложений	Верхний и нижний — постепенный переход. На площади замещаются другими типами озерных и озерно-болотных, возможно, болотных отложений	Верхний и нижний — чаще постепенный, чем отчетливый контакт. На площади замещаются другими типами озерных и озерно-болотных, возможно, болотных отложений	Верхний и нижний — чаще отчетливый контакт, чем постепенный переход. На площади замещаются другими типами озерных и озерно-болотных, а также болотных отложений
Выше угольных пластов в нижней или средней частях соответствующих циклов	В средней или верхней частях соответствующих циклов			В нижней или средней частях соответствующих циклов
Обычно от 1,3—1,8 до 4—7 *м*	Обычно от 4—6,5 до 10—15 *м*, редко больше	Обычно от 1,5—2 до 5—8 *м*	Обычно от 2,5—4 до 6—8 *м*	Обычно от 0,1—0,2 до 1,5—2 *м*, редко больше

слоистыми текстурами и лучшей (в целом средней) сортировкой материала, отсутствием корневых остатков, а обрывки растений и детрит, как правило, подчеркивают разнообразную слоистость (фация ОВМ). В участках озер, примыкавших к берегам, на которых развивались торфяники, накапливались темно-бурые или почти черные алеврито-глинистые осадки с тонкой горизонтальной и линзовидной слоистостью (фация ОВП). Некоторые, особенно мелкие озера, или отдельные локальные полуизолированные участки более крупных озер обычно в конечную стадию своего существования, еще до общего заболачивания побережья или речных долин, подвергались слабому заболачиванию и усиленному зарастанию с образованием алеврито-глинистых осадков, сильно обогащенных гумусовым, сапропелево-гу-

мусовым и сапропелевым материалом (фация ОЗУ). Кроме того, подобные осадки возникали и при заиливании периферических частей торфяных болот, а также при преобладающем поступлении в сапропелевые озера обломочного материала. Заиливание возникало и на тех участках болот, где по тем или иным причинам нарушался нормальный ход торфообразовательного процесса.

Таким образом, озерные и озерно-болотные отложения характеризуются большим количеством и разнообразием литогенетических типов, составляющих комплексы осадков, каждому из которых свойственны свои фациальные условия образования. При рассмотрении их распределения в разрезе формации и на площади Ангаро-Чулымского прогиба (это будет показано в соответствующих главах второй книги данной монографии—Труды ГИН АН СССР, вып. 198) устанавливается, что между ними существует определенная сопряженность, которая выражается в образовании более крупных генетических ассоциаций, отвечающих макрофациям. Как отдельные фации, так и макрофации являются следствием преимущественного развития в те или иные отрезки времени различных ландшафтных зон, приуроченных к определенным участкам аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин.

Глава VIII

МАКРОФАЦИИ, ФАЦИИ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОТЛОЖЕНИЙ ТОРФЯНЫХ БОЛОТ (Т) И САПРОПЕЛЕВЫХ ОЗЕР (С)

ИСХОДНЫЙ МАТЕРИАЛ УГЛЕЙ И ХАРАКТЕР ЕГО ПРЕВРАЩЕНИЯ

Исходным материалом отложений торфяных болот, в отличие от других отложений юрской угленосной формации Ангаро-Чулымского прогиба, послужили скопления остатков высших растений, которые в процессе биохимического разложения превратились в торф, а затем — под влиянием вторичных изменений — в уголь. Формирование же отложений сапропелевых озер связано с населяющим застойные водоемы зоо- и фитопланктоном, разложению которого обязано образование сапропелевого угля. Последний ведет свое начало от сапропеля подобно тому, как началом гумусовых углей является торф.

В связи с неодинаковыми палеогеографическими обстановками областей торфонакопления в юрском углеобразовании на территории прогиба принимали участие различные по составу флористические фитоценозы в соответствии с их экологическими и эдафическими особенностями. Так, резкое преобладание в микроструктуре большинства иркутских гумусовых углей мелких стеблей и веток, обнаруживаемых нередко в виде целых поперечных срезов, частая встречаемость кутикулы, окаймляющей молодые побеги, наличие мелкоклеточных обрывков пробковых тканей небольших размеров, почти полное отсутствие крупных обломков древесины стволов, что подчеркивается однородной или очень тонкоштриховатой макроструктурой угля, редкие фрагменты тканей крупноклеточных склеренхимных, коровых и, в частности, пробковых тканей, обилие листовой и стеблевой паренхимы — все это свидетельствует о том, что основными углеобразователями в пределах юго-восточной части Ангаро-Чулымского прогиба служили растения мелкодревесного, кустарникового и отчасти травянистого типов. На участие в сложении углей травянистых папоротников указывает встречающаяся тонкая кутикула вай папоротников, сопутствующая остаткам сильно гелефицированной паренхимы листа.

Ввиду этого крупные древесные растения — гинкговые, хвойные, бенетитовые и другие, установленные палеоботаническими исследованиями как руководящие юрские формы, вряд ли имели сколько-нибудь существенное отношение к исходному фитоценозу углей юго-восточной части прогиба. Поэтому в этих углях довольно редко встречаются свойственные им крупные обломки тканей древесины и коры. Однако пыльца их, по данным О. Г. Румянцевой (1953а, 1958; Деев, Румянцева, 1953а, б), оказывается наряду со спорами папоротников, хвощей и плаунов характерной состав-

ной частью углей. Очевидно, в период торфонакопления юго-восточная часть Ангаро-Чулымского прогиба имела сильно расчлененный рельеф, способствовавший зональному распределению растительных ассоциаций в соответствии с их экологическими особенностями. Относительно возвышенные площади покрывали хвойные леса, состоящие, как известно, из растений преимущественно сухих мест обитания. Влаголюбивые лиственные леса из гинкговых занимали более пониженные участки равнины вблизи торфяных массивов. И в самых низких формах рельефа — болотах — развивалась мелкая древесная и кустарниковая растительность с сопутствующими зарослями папоротников, хвощей и плаунов, давшая материнское вещество для образования гумусового угля.

Исходным фитоценозом канско-ачинских гумусовых углей (центральная, юго-западная и северо-западная части Ангаро-Чулымского прогиба) была крупная древесная растительность с подчиненным значением мелкодревесной, кустарниковой и травянистой в составе углеобразующих ассоциаций. Характер исходного фитоценоза проявляется в особенностях микроструктуры углей, вещество которых состоит из скопления фрагментов крупноклеточных ко́ровых, склеренхимных и древесинных тканей нередко с обнаруживающимися годичными кольцами и смоляными ходами в последних. Склеренхимные ткани И. Н. Дроздова (1966) рассматривает как элементы стволов древовидных папоротников типа *Psaronius*. Кутикула в углях, как правило, не многочисленна, что говорит о незначительном участии зеленого и неопробковевшего растительного материала в сложении угля.

Присутствие крупных фюзенизированных и гелефюзенизированных фрагментов древесных тканей или их обломков почти во всех типах угля, а также развитие гелифюзинитовых углей свидетельствует, вместе с изложенным выше, о лесном характере болот, в которых происходило накопление торфа. Какие именно систематические группы растительных ассоциаций служили исходным материалом канско-ачинских углей, установить довольно трудно вследствие относительно сильного разложения органического вещества. Однако несомненно то, что болотные фитоценозы были представлены крупными деревьями. Возможно, что некоторые растения, входящие в состав хвойно-гинкговой тайги, явились основными углеобразующими комплексами. Так, широкое распространение склеренхимных тканей древовидных папоротников *Psaronius* подчеркивает значительную роль последних в исходном материале угля.

Выявленные различия в исходных растительных ассоциациях углей юго-восточной (иркутской) и центральной, юго-западной и северо-западной (канско-ачинской) частей Ангаро-Чулымского прогиба сказались и на особенностях микрокомпонентного состава этих углей, проявляющегося как в качественной, так и количественной его характеристике.

Иркутские угли почти полностью сложены широкой гаммой гелефицированных микрокомпонентов, различающихся между собой степенью сохранности структуры тканей и измельчением последних. Они не содержат гелефюзенизированных и фюзенизированных микрокомпонентов, которые присутствуют в угле эпизодически и скорее всего возникли не на месте их обнаружения. Второстепенные микрокомпоненты в этих углях представлены лейптинитовыми элементами, включающими споры, пыльцу, кутикулу (стеблевую и листовую) и смоляные тельца, а также пробковыми тканями и остатками низших растений — водорослями типа *Pila* и *Reinschia*. Количество лейптинитовых компонентов в угле составляет 10—15, реже 25%; наибольшая роль среди них принадлежит кутикуле.

Канско-ачинские угли состоят также из преобладающих гелефицированных микрокомпонентов, но в отличие от иркутских в качестве второстепенных им сопутствуют то в большей, то в меньшей степени гелефюзенизированные, и в меньшей мере фюзенизированные микрокомпоненты. Первые

нередко являются и углеобразующими; тогда роль гелефицированных микрокомпонентов сводится до значения второстепенных. Микроспоры и кутикула в угле, как правило, не многочисленны (до 5%, реже 10—25%). В несколько большем количестве находятся смоляные тела; коровые и склеренхимные ткани часто обогащают эти угли.

Наряду с гумусовыми углями на территории прогиба встречаются сапропелевые, гумусово-сапропелевые и сапропелево-гумусовые угли. Их накопление происходило в болотных водоемах — озерных, где поселялись ассоциации различных низших растений — водорослей. Исходным материалом этих углей служили остатки их планктона, представленного одноклеточными колониальными водорослями *Pila*, *Reinschia*, *Cladiscothallus*, разнообразными плавающими микроорганизмами, систематическая принадлежность которых не определима по шлифу. Значительная доля в сложении сапропелевых (до 25%), гумусово-сапропелевых (25—50%) и особенно сапропелево-гумусовых (50—60, иногда 75%) углей принадлежит также гумусовому материалу — спорам, пыльце и обрывкам тканей различных частей растений, главным образом аллохтонного происхождения. В свете изложенного, споры и пыльцу крупных древесных форм как хвойных, так и лиственных растений, обнаруживаемые в спорово-пыльцевом спектре углей, следует рассматривать в основном как привнесенные в болотные низины ветром или водяными потоками. Частично приносился, очевидно, и листовой материал, относящийся к гинкговым и в меньшей мере к хвойным растениям. Исходный материал сапропелевых углей в целом одинаков на всей территории Ангаро-Чулымского прогиба, но в количественном отношении подобные угли более характерны для его юго-восточной части. Не исключено, что в такой же мере они развиты на северо-востоке прогиба.

МИКРОКОМПОНЕНТЫ УГЛЕЙ И ИХ КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

В основу систематизации микрокомпонентов положена разработанная ранее (Тимофеев, Боголюбова, Яблоков, 1962; Тимофеев, Яблоков, Боголюбова, 1962) и в настоящее время уточненная классификация и номенклатура микрокомпонентов гумусовых и сапропелевых углей СССР (Тимофеев, Боголюбова, 1965а). Согласно этой классификации, среди юрских углей Ангаро-Чулымского прогиба выделяются: по вещественному составу — классы и подклассы микрокомпонентов; по степени сохранности структуры и измельчения (биохимического и механического) растительного материала — типы и виды; по исходному растительному материалу — разновидности (табл. 16).

Класс гелиниты [1]

В гелефицированной форме обнаруживаются различные ткани любых систематических групп растений, начиная с крупных древесных и кончая низшими — водорослями. Различные ткани растений, обладая характерными морфологическими особенностями, придают гелефицированным микрокомпонентам определенное выражение. Так, в углях выделяются достоверно древесинные, коровые, склеренхимные и паренхимные ткани обычно листового происхождения. В случае скопления последних выделяются

[1] В связи с тем, что на Всесоюзном совещании углепетрографов (1956 г.) для обозначения микрокомпонентов углей было принято окончание «инит», мы сочли целесообразным термин «гелиты», ранее употреблявшийся нами для обозначения гелефицированных микрокомпонентов, заменить термином «гелиниты». То же окончание принято и в международной терминологии углей (International Handbook of Coal Petrography, 1963; Международный толковый словарь по петрологии углей, 1965).

Таблица 16

Классификация и номенклатура микрокомпонентов углей юрской угленосной формации Ангаро-Чулымского прогиба

По вещественному составу		По степени сохранности структуры и измельчения (биохимического и механического) растительного материала			По исходному растительному материалу.
			Вид		
Класс	Подкласс	Тип	По степени сохранности структуры	По степени измельчения	Разновидность
Гелиниты	Собственно гелиниты (красные)	Гелинито-телинит	Ксилен, ксиловитрен с полузаплывшими и заплывшими клетками, витрен структурный и бесструктурный	Фрагментарный	Крупно- и мелкодревесинный, паренхимный
		Гелинито-посттелинит	Ксиловитрен комковатый, витрен бесструктурный, витрен «В»	Крупноаттритовый и аттритовый	
		Гелинито-прекоплинит	Состоит из мелких бесструктурных гранулированных частичек с расплывшимися контурами, в целом вещество имеет губчатое или неясно комковатое строение	Неясно мелкоаттритовый	Практически не определима
		Гелинито-коллинит	Прозрачная (красная) основная масса	Коллоидный	Не определима
Семигелиниты	Семигелиниты (красновато-буроватые)	Семигелинито-телинит	Семиксилен, семиксиловитрен с полузаплывшими и заплывшими клетками, семивитрен структурный и бесструктурный	Фрагментарный	Крупно- и мелкодревесинный, паренхимный
		Семигелинито-посттелинит	Семивитрен комковатый, семивитрен бесструктурный, семивитрен «В»	Крупноаттритовый и аттритовый	
		Семигелинито-прекоплинит	Состоит из мелких бесструктурных гранулированных красновато-буроватых частичек с расплывшимися контурами, в целом вещество имеет губчатое или неясно комковатое строение	Неясно мелкоаттритовый	Практически не определима
		Семигелинито-коллинит	Прозрачная (красновато-бурая) основная масса	Коллоидный	Не определима
Гелифюзиниты	Семигелифюзиниты (бурые)	Семигелифюзинито-телинит	Семиксило-фюзен, семиксиловитрено-фюзен, семивитрено-фюзен	Фрагментарный	Крупнодревесинный
		Семигелифюзинито-посттелинит	Семиксиловитрено-фюзен, семивитрено-фюзен	Крупноаттритовый и аттритовый	
		Семигелифюзинито-прекоплинит	Состоит из мелких бесструктурных гранулированных бурых частичек с расплывшимися контурами, в целом вещество имеет неясно комковатое строение	Неясно мелкоаттритовый	Практически не определима
		Семигелифюзинито-коллинит	Полупрозрачная (бурая) основная масса	Коллоидный	Не определима

Таблица 16 (продолжение)

По вещественному составу		По степени сохранности структуры и измельчения (биохимического и механического) растительного материала				По исходному растительному материалу
			Вид			
Класс	Подкласс	Тип	По степени сохранности структуры	По степени измельчения		Разновидность
Гелифюзиниты	Собственно гелифюзиниты (буро-черные)	Гелифюзинито-телинит	Ксило-фюзен, ксиловитрено-фюзен, витрено-фюзен	Фрагментарный		Крупнодревесинный
		Гелифюзинито-посттелинит	Ксиловитрено-фюзен, витрено-фюзен	Крупноаттритовый и аттритовый		
		Гелифюзинито-прекол-линит	Состоит из мелких бесструктурных гранулированных буро-черных частичек с расплывшимися контурами, в целом вещество имеет неясно комковатое строение	Неясно мелкоаттритовый		Практически не определима
		Гелифюзинито-коллинит	Непрозрачная основная масса	Коллоидный		Не определима
Гелифюзинитоподобные	Семигелифюзинитоподобные (бурые)	Семигелифюзинитоподобный телинит	Семиксило-фюзен, семиксиловитрено-фюзен, семивитрено-фюзен	Фрагментарный	Сопутствует терригенная минеральная примесь	Крупнодревесинный
		Семигелифюзинитоподобный посттелинит	Семиксиловитрено-фюзен, семивитрено-фюзен	Крупноаттритовый и аттритовый		
		Семигелифюзинитоподобный прекол-линит	Состоит из мелких бесструктурных бурых гранулированных частичек с расплывшимися контурами, в целом вещество имеет неясно комковатое строение	Неясно мелкоаттритовый		Практически не определима
		Семигелифюзинитоподобный коллинит	Полупрозрачная (бурая) основная масса	Коллоидный		Не определима
	Собственно гелифюзинитоподобные (буро-черные)	Гелифюзинитоподобный телинит	Ксило-фюзен, ксиловитрено-фюзен, витрено-фюзен	Фрагментарный		Крупнодревесинный
		Гелифюзинитоподобный посттелинит	Ксиловитрено-фюзен, витрено-фюзен	Крупноаттритовый и аттритовый		
		Гелифюзинитоподобный прекол-линит	Состоит из мелких бесструктурных гранулированных буро-черных частичек с расплывшимися контурами, в целом вещество имеет неясно комковатое строение	Неясно мелкоаттритовый		Практически не определима
		Гелифюзинитоподобный коллинит	Непрозрачная основная масса	Коллоидный		Не определима
Фюзиниты	Фюзиниты (черные)	Фюзинито-телинит	Фюзен	Фрагментарный		Крупнодревесинный
		Фюзинито-посттелинит	Фюзен	Крупноаттритовый и аттритовый		

Таблица 16 (окончание)

По вещественному составу			По степени сохранности структуры и измельчения (биохимического и механического) растительного материала			По исходному растительному материалу
Класс	Подкласс		Тип	Вид		Разновидность
				По степени сохранности структуры	По степени измельчения	
Суберинит	Суберинит (красные, буро-красные, желтые)		Суберинито-телинит	Субериноксилен, суберино-ксиловитрен, суберинови-трен	Фрагментар-ный	—
			Суберинито-посттелинит	Субериноксиловитрен, су-беринови-трен	Крупноаттри-товый и аттритовый	
			Суберинито-прекоплинит	Состоит из мелких бесструк-турных гранулированных частичек с расплывшимися контурами, в целом вещест-во имеет губчатое строение	Неясно мелко-аттритовый	
			Суберинито-коллинит	Суберинова прозрачная основная масса	Коллоидный	
Лейпти-ниты	Кутиниты	Желтые	Кутинит	—	Фрагментар-ный	Кутикула
			Кутинито-коллинит	—	Коллоидный	
	Резиниты		—	—	—	Смоляные тела
	Спориниты		—	—	—	Макро-й микро-споры, пыльца
Альгиниты	Альгиниты (желтые)		Альгинито-талломит	—	Фрагментар-ный	Из водорос-лей *Pila* и *Reinschia*
			Альгинито-коллинит	—	Коллоидный	Не опреде-лима

даже самостоятельные типы углей — паренхиты, которые по своей специфике легко распознаются в микроскопическом строении угля.

В этот класс входит широкая гамма микрокомпонентов, возникших в процессе гелификации. Среди них выделяются четыре типа: гелинито-телинит, гелинито-посттелинит, гелинито-прекоплинит и гелинито-коллинит. В наименовании типа микрокомпонентов отражены характер процесса превращения растительного материала — «гелинито» и степень сохранности структуры и измельчения лигнино-целлюлозных тканей — «телинит», «посттелинит» и т. д. Отметим, что термин «телинит» произошел от латинского слова «tela», означающего растительную ткань; термин «коллинит» — от слова «collo», обозначающего «клей», «коллоид». Эти термины являются международными в петрологии углей. Значения терминов «посттелинит» и «прекоплинит», предложенные автором (Тимофеев, 1961), отражают промежуточный смысл между понятиями «телинит» и «коллинит».

Гелинито-телинит объединяет следующие микрокомпоненты: ксилен, ксиловитрен с полузаплывшими и заплывшими клетками, структурный и бесструктурный витрен, т. е. микрокомпоненты со слабым разложением растительных тканей. Они возникли в процессе гелификации и

имеют четкие контуры и характер фрагментов. Ксилен, являющийся продуктом наиболее слабого остудневания древесных, коровых и склеренхимных тканей, характеризуется достаточно выраженной клеточной структурой, с четкими контурами и более или менее набухшими стенками клеток. Ксиловитрен с полузаплывшими и заплывшими клетками обнаруживает следы бывшей клеточной структуры, что выражается в наличии просвечивающих остатков клеточных полостей, расположенных беспорядочно, а также штрихов и точек, являющихся следами исчезнувших от набухания клеток. В ксиловитрен превращаются ткани стволов и стеблей, а также в ряде случаев паренхима листьев.

Витрен структурный заметно отличается по строению растительной ткани и выявляется благодаря различным оттенкам межклеточных перегородок и бывшей полости клетки. Иногда в структурном витрене обнаруживаются ходы, заполненные смолой, что может указывать на его происхождение из древесины хвойных. Нередко видны годичные кольца, проявляющиеся в чередовании полос, имеющих то крупно-, то мелкоклеточную структуру. В структурный витрен обычно превращаются ткани стеблей и стволов. Витрен бесструктурный имеет однородное строение и вертикальные трещины отдельности. В форме бесструктурного витрена встречаются древесинные и паренхимные ткани. Микрокомпоненты гелинито-телинитового типа широко распространены в углях Канско-Ачинского бассейна и в подчиненном количестве обнаруживаются в углях Иркутского бассейна.

Гелинито-посттелинит по сравнению с предыдущим типом состоит из более сильно разложенных растительных микрокомпонентов. Бóльшая степень остудневания и измельчения тканей проявляется в крупноаттритовой и аттритовой размерности микрокомпонентов угля. Гелинито-посттелинит включает ксиловитрен комковатый, витрен бесструктурный и витрен «В».

Ксиловитрен комковатый характеризуется комковатым строением, которое легко обнаруживается в различных оттенках и плотности вещества отдельных его участков. Иногда наряду с комковатостью наблюдаются редкие чуть просвечивающие остатки клеточных полостей. В комковатый ксиловитрен чаще всего превращается листовая паренхима, соответствующая в этой форме микрокомпоненту паренхиту, а также ткани стеблей, молодых побегов и веток. Нередко ему сопутствует листовая и стеблевая кутикула с зубчиками и без зубчиков. Витрен бесструктурный отличается от описанного в предыдущем типе только более мелкими размерами включений. Витрен «В» — однородный и также бесструктурный, но в отличие от витрена бесструктурного имеет расплывчатые и неопределенные контуры. Он никогда не содержит вертикальных трещин отдельности. Его исходный материал не определим. Обнаруживается в гелифюзинитовых типах углей. Микрокомпоненты гелинито-посттелинитового типа значительно распространены в углях как Иркутского, так и Канско-Ачинского бассейнов.

Гелинито-преколлинит объединяет микрокомпоненты неясно мелкоаттритового характера и представляет собой сочетание мелких обрывков сохранившихся гелефицированных тканей, которые либо бесструктурны, либо обнаруживают структуру комковатого ксиловитрена и имеют очень расплывчатые контуры. При достаточно сильном разложении, на стадии переходной к гелинито-коллиниту, гелинито-преколлинит состоит из бесструктурных комочков, соответствующих отдельным клеткам полностью распавшихся тканей при остудневании. Иногда отдельные комочки, потерявшие контуры, сливаются между собой и образуют гелефицированное вещество губчатого или неясно комковатого строения. Исходный материал в гелинито-преколлините практически не определим. Лишь иногда обнаруживаются паренхимные клетки тканей листьев или стеблей по их характерной изометрической форме. Гелинито-преколлинит

достаточно широко распространен в углях Иркутского и Канско-Ачинского бассейнов.

Гелинито-коллинит соответствует одному микрокомпоненту — основной цементирующей массе, которая бесструктурна или хлопьевидна. Вещество гелинито-коллинита представляет собой результат сильного разложения растительного материала в процессе гелефикации или в ряде случаев возникает при коагуляции гуминовых кислот. В проходящем свете гелинито-коллинит имеет более темную окраску по сравнению с гелефицированными микрокомпонентами, сохранившими форму и структуру. Исходный материал гелинито-коллинита не определим. Он имеет подчиненное значение в сложении иркутских и канско-ачинских углей по сравнению с другими типами гелефицированных микрокомпонентов.

Класс семигелиниты

Микрокомпоненты, входящие в этот класс, возникли при слабом окислении предварительно остудневшего растительного материала. Поэтому по структуре и морфологическому выражению они соответствуют всем микрокомпонентам, возникшим в процессе гелефикации, но отличаются от последних более буроватой окраской вещества. Среди них, как и в классе гелинитов, также выделяются четыре типа: семигелинито-телинит, семигелинито-посттелинит, семигелинито-прекоплинит и семигелинито-коллинит. Эти типы микрокомпонентов имеют незначительное распространение среди углей изученных бассейнов.

Класс гелифюзиниты

К этому классу отнесены микрокомпоненты, которые независимо от характера структуры имеют бурую или буро-черную окраску. Они возникли в результате наложенных друг на друга двух процессов — гелефикации с последующей фюзенизацией в условиях периодической смены степени обводненности болота. Этот процесс нами назван гелефюзенизацией. Среди этого класса микрокомпонентов выделяется два подкласса: семигелифюзиниты (бурые) и собственно гелифюзиниты (буро-черные). По аналогии с гелефицированными микрокомпонентами в названии гелефюзенизированных микрокомпонентов отражены также характер вещества и его структура. При этом предварительное остудневание растительного материала при образовании гелефюзенизированного микрокомпонента означает приставка «гели». Например, гелифюзинито-телинит, в отличие от фюзинито-телинита, не обнаруживающего следов остудневания, возник, как показывает его название, из предварительно остудневшего растительного материала.

Характерной особенностью гелефюзенизированных микрокомпонентов, особенно структурных или сохранивших форму, является их происхождение исключительно из остатков древесины более или менее крупной древесной растительности. Ткани листьев, нежные ткани стеблей молодых побегов и веток в гелефюзенизированной форме не обнаруживаются. Поэтому подобные микрокомпоненты не развиты в углях Иркутского бассейна и являются обычной составной частью канско-ачинских углей, где могут выступать в качестве угле- и пластообразующих.

Подкласс семигелифюзиниты. Микрокомпоненты этого подкласса подразделяются на четыре типа: семигелифюзинито-телинит, семигелифюзинито-посттелинит, семигелифюзинито-прекоплинит и семигелифюзинито-коллинит.

Семигелифюзинито-телинит объединяет три микрокомпонента: семиксило-фюзен, семиксиловитрено-фюзен и семивитрено-фюзен. Семиксило-фюзен характеризуется хорошей сохранностью клеточной

структуры растительной ткани с ясно выраженными полостями клеток и слегка утолщенными их стенками. В проходящем свете имеет бурый цвет. Семиксиловитрено-фюзен имеет структуру ксиловитрена с полузаплывшими и заплывшими клетками и бурую окраску. Семивитрено-фюзен не обнаруживает никакой структуры, имеет достаточно четкие контуры и буроватый цвет. Семигелифюзинито-посттелинит включает те же микрокомпоненты, за исключением семиксило-фюзена, но по размеру имеющие характер крупного аттрита и аттрита. Семигелифюзинито-прекоплинит по структуре соответствует гелинито-прекоплиниту, но отличается бурым цветом. Семигелифюзинито-коллинит представлен одним микрокомпонентом, соответствующим бурому бесструктурному веществу, выполняющему часто роль цемента в лейптинитовых типах угля.

Описанные первые три типа микрокомпонентов обнаруживаются в гелинитовых углях в виде отдельных включений; в гелифюзинитовых же они выступают второстепенными микрокомпонентами в количестве не менее 25%. Они характерны для канско-ачинских углей и редки в иркутских. Четвертый тип микрокомпонентов встречается в углях как Иркутского, так и Канско-Ачинского бассейнов.

Подкласс собственно гелифюзиниты. Этот подкласс, как и предыдущий, включает четыре типа: гелифюзинито-телинит, гелифюзинито-посттелинит, гелифюзинито-прекоплинит и гелифюзинито-коллинит.

Гелифюзинито-телинит состоит из ксило-фюзена, ксиловитрено-фюзена и витрено-фюзена. Ксило-фюзен имеет несколько утолщенные стенки клеток, по структуре напоминает ксилен, но отличается бурочерной окраской. Ксиловитрено-фюзен обнаруживает структуру ксиловитрена с полузаплывшими и заплывшими клетками, характеризуется четкими контурами и фрагментарной формой, имеет черный с буроватым оттенком цвет. Витрено-фюзен — бесструктурный, черный, часто с буроватым оттенком, имеет четкие контуры и фрагментарную форму. Гелифюзинито-посттелинит представлен теми же микрокомпонентами, что и гелифюзинито-телинит (исключая ксило-фюзен), но несколько более остудневшими и соответствующими по размерам крупному аттриту и аттриту. Гелифюзинито-прекоплинит состоит из сочетания мелких бесструктурных комочков черного и буро-черного цвета, с расплывчатыми контурами, представленных по характеру превращения витрено-фюзеном. Гелифюзинито-коллинит представляет собой бесструктурное или хлопьевидное вещество буро-черного цвета и соответствует непрозрачной основной массе (микриниту), которая цементирует элементы угля, сохранившие свою форму. Особенно характерен для лейптинитовых углей.

Микрокомпоненты всех четырех типов характерны для углей Канско-Ачинского бассейна и в виде исключения обнаруживаются в Иркутском бассейне, причем в основном на его юго-востоке.

Класс гелифюзинитоподобные

Гелифюзинитоподобные микрокомпоненты по сравнению с гелифюзинитовыми несколько отличаются по морфологии. Они, как правило, имеют более резкие, неровные, как бы растрепанные края, возникшие в результате механического раздробления, которое в условиях проточного болота сопровождало биохимическое разложение растительного материала. На это, в частности, указывает наличие в гелифюзинитоподобных углях значительного количества терригенной минеральной примеси. Они отличимы и по характеру вещества, которое в процессе превращения в значительно большей мере подвергалось первичному окислению (фюзенизации), нежели в гелифюзинитовых микрокомпонентах.

Микрокомпоненты этого класса подразделяются на два подкласса: семигелифюзинитоподобные и собственно гелифюзинитоподобные. Каждый из подклассов включает по четыре типа микрокомпонентов, различающихся по структуре. Их характеристика во многом тождественна типам класса гелифюзиниты. Отнесение отдельных обрывков растений к микрокомпонентам данного класса иногда затруднено, особенно если они сильно разложены и представляют собой более или менее однородную непрозрачную массу. Это становится возможным, как правило, только после изучения гелифюзинитоподобных углей в целом. Их образование связано с условиями обводненного и проточного болота, благоприятными для гелефюзенизации исходного растительного материала.

Гелифюзинитоподобные микрокомпоненты отсутствуют в углях Иркутского бассейна; в углях Канско-Ачинского бассейна они нередко выполняют роль углеобразующих, но не образуют сколько-нибудь мощных слоев в составе угольных пластов.

Класс фюзиниты

Этот класс объединяет микрокомпоненты, возникшие в условиях дегидратации и окисления растительного материала. Благодаря этому они имеют интенсивно черный цвет в проходящем свете и не обнаруживают следов остудневания. Фюзиниты подразделяются на фюзинито-телинит и фюзинито-посттелинит. Фюзинито-телинит состоит из одного микрокомпонента — фюзена. Последний характеризуется отчетливой клеточной структурой с крупными полостями и тонкими стенками клеток; в углях встречается в фрагментарной форме. Нередко в структуре появляются годичные кольца. Фюзинито-посттелинит представлен одним микрокомпонентом — фюзеном, размеры включений которого в угле приближаются к крупному аттриту и аттриту.

Микрокомпоненты этого класса в углях встречаются главным образом в виде отдельных включений и очень редко образуют типы углей, слагающие слои очень небольшой мощности (до 1 *см*).

Класс суберинитиы (коровые ткани)

К этому классу микрокомпонентов относятся суберинизированные ткани коры и условно склеренхимные ткани желтой окраски. Коровые ткани в изученных углях редко имеют желтую или оранжевую окраску, как это обнаруживается в углях других бассейнов. Обычно они по цвету не отличимы от гелефицированной древесины, лишь иногда бывают буроватые. Из элементов коры, как правило, присутствуют в углях пробковые ткани, которые легко определяются по характерной серповидной форме клеток. Пробковые ткани проявляются в любых видах гелефицированных и гелефюзенизированных микрокомпонентов. В канско-ачинских углях это чаще крупные фрагменты пробковых ксиловитренов и витренов, занимающие более половины поля зрения микроскопа и состоящие из многочисленных рядов плотно прилегающих друг к другу крупных клеток. Они ассоциируются с фрагментарными включениями древесины и скорее всего являются остатками тканей крупных древесных растений. Пробковые ткани обнаруживаются в углях также и в виде тонких полосок небольшой длины, с несколькими рядами мелких клеток. Эти ткани, несомненно, принадлежат каким-то мелким древесным или кустарниковым растениям, поскольку такой же характер строения свойствен пробковым тканям, имеющим форму сплющенных колец диаметром 0,5—3 *мм*, представляющих собой остатки поперечного среза стебля кустарникового растения. Такого рода пробковые ткани встречаются чаще в углях Иркутского бассейна. Суберинитиы подразделяются на четыре типа: суберинито-телинит, суберинито-посттелинит, суберинито-пре-

коллинит, суберинито-коллинит. Каждый тип включает различные виды микрокомпонентов, характеристика которых совпадает с описанием соответствующих видов микрокомпонентов, относящихся к гелинитовым типам.

Склеренхимные (механические) ткани морфологически резко отличаются от всех остальных тканей, встречающихся в углях. Они имеют желто-оранжевую окраску, крупные веретеновидные толстостенные клетки с небольшими остатками полостей, заполненных темно-красным веществом. Форма их, часто довольно неправильная, имеет вид обрывков. Склеренхимные ткани ассоциируются с крупными фрагментами пробковых и древесинных тканей и являются характерными составляющими вещества углей Канско-Ачинского бассейна; в иркутских углях они единичны. По определению И. Н. Дроздовой (1966), описанные склерехимные ткани характерны для ископаемых древовидных папоротников *Psaronius*, напоминающих современные папоротники типа *Diksonia*.

Класс лейптиниты

К этому классу микрокомпонентов относятся наиболее стойкие остатки высших растений, которые «проникнуты воскоподобными или смоляными веществами или сами представляют такие вещества» (Жемчужников, 1948б, стр. 125). Среди иркутских и канско-ачинских углей встречаются кутикула, смоляные тела, споры и пыльца, которые соответственно образуют три подкласса лейптинитовых микрокомпонентов, — кутиниты, резиниты и спориниты.

Подкласс кутиниты. Кутикула представлена в углях тремя видами. Первый вид — довольно толстая кутикула с ясно выраженными зубчиками, нередко окаймляющая листовые пластинки с включениями смолы и поэтому скорее всего принадлежащая хвоинкам. Второй вид — нитевидная кутикула; она едва заметна среди гелефицированных микрокомпонентов угля и, очевидно, представляет собой остатки нежных листьев травянистых папоротников. Третий вид — кутикула, часто сопутствующая гелефицированным стеблям, ткань которых не обнаруживает признаков принадлежности к паренхиме. В редких случаях кутикула оказывается полностью гелефицированной и превращенной в кутинито-коллинит. Среди последнего четко вырисовываются линзовидные остатки листовой паренхимы, имеющей характерное комковатое строение. Общее содержание кутикулы в углях Иркутского бассейна составляет 5—25%, иногда и более. В углях Канско-Ачинского бассейна ее количество снижается, что объясняется участием в сложении углей в основном крупного древесного материала, лишенного кутикулярного покрова.

Подкласс резиниты. К резиниту относятся смоляные тела, характеризующиеся округло-линзовидной, но иногда и довольно неправильной формой. В отличие от водорослей, остаткам которых в углях свойствен чисто желтый цвет, они окрашены в желто-оранжевый цвет, бесструктурны, имеют по длинной оси размер в среднем от 100 до 150 *мк*. Смоляные тела единично встречаются почти в каждом шлифе, но общее их содержание в углях невелико.

Подкласс спориниты (споры и пыльца). Согласно данным О. Г. Румянцевой (1953б, 1958; Деев, Румянцева, 1953а, б) и Н. С. Сахановой (1957), в споринитах обнаружена пыльца хвойных, гинкговых, саговых, беннетитовых и в подчиненном количестве цикадовых растений, а также встречаются споры папоротников, хвощей и плаунов. В вертикальном разрезе спориниты имеют вид тонких штрихов, нередко колец, довольно равномерно распределенных в веществе угля и почти не образующих скоплений. Макроспоры встречаются очень редко. Они имеют зернистую оболочку с гладкими, ровными контурами. Общее количество пыльцы и спор как в канско-

ачинских, так и иркутских углях колеблется от 5 до 10%. Следовательно, эти микрокомпоненты не являются углеобразующими. Незначительное содержание в углях не позволяет отнести их и к второстепенным микрокомпонентам.

Класс альгиниты (остатки низших растений — водорослей)

Водоросли представлены различными видами *Pila* и *Reinschia*. *Pila* имеют округло-линзовидную форму, *Reinschia* — вытянутую. Окраска желтая. При хорошей сохранности часто обнаруживается ячеистое строение и бахромчатые края. Нередко встречаются водоросли совершенно однородные и с ровными контурами. В этих случаях они очень напоминают смоляные тельца. Различить их можно в поляризованном свете при скрещенных николях: смоляные тельца имеют оливковые тона интерференционной окраски, а водоросли — более чистые зеленые тона и очень низкий рельеф. Иногда водоросли полностью разлагаются в процессе остудневания и оказываются превращенными в однородное бесструктурное вещество. В связи с этим среди альгинитов по степени их сохранности устанавливается два типа: альгинито-талломит, представляющий собой скопление водорослей, сохранивших форму, и альгинито-коллинит, соответствующий бесструктурной цементирующей массе. Водоросли являются основными микрокомпонентами сапропелевых и гумусово-сапропелевых углей. Иногда их довольно много. В гумусовых углях они встречаются единично и только в гелинито-коллинитовых и гелинито-преколлинитовых генетических типах они образуют небольшие скопления.

Описанные микрокомпоненты, сочетаясь в определенных количественных соотношениях между собой, образуют все разнообразие генетических типов углей, которыми слагаются угольные пласты месторождений Иркутского и Канско-Ачинского бассейнов.

ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ОТЛОЖЕНИЙ ТОРФЯНЫХ БОЛОТ —Т

Общие замечания

Отложения торфяных болот представлены различными генетическими типами углей, в особенностях формирования вещества которых принимали участие как геологические, так и биологические факторы. Согласно Ю. А. Жемчужникову (1935б, 1948б; Жемчужников, Гинзбург, 1960), по признаку *исходного материала* среди углей Иркутского и Канско-Ачинского бассейнов выделяются две группы: а) гумолиты, возникшие из остатков высших растений, и б) сапропелиты, в составе которых преобладают или занимают ведущую роль низшие растения — водоросли. К последней группе относятся также гумусово-сапропелевые и сапропелево-гумусовые угли, накопление материнского вещества которых происходило также в сапропелевых озерах, главным образом в их прибрежных частях.

Для гумусовых углей на примере большинства угольных бассейнов СССР автором (Тимофеев, 1952, 1956, 1960б, 1961) совместно с Л. И. Боголюбовой и при участии В. С. Яблокова (Тимофеев, Боголюбова, Яблоков, 1962; Тимофеев, Яблоков, Боголюбова, 1962) была разработана генетическая классификация, которая в дальнейшем была уточнена и дополнена (Тимофеев, Боголюбова, 1963, 1964, 1965а). В соответствии с этой классификацией, гумусовые угли Ангаро-Чулымского прогиба по степени биохимического разложения и измельчения растительного материала подразделяются на пять генетических групп угля: 1) со слабой степенью разложения лигнино-целлюлозных тканей — *телинитовые* угли; 2) с от-

носительно слабой степенью разложения лигниноцеллюлозных тканей — посттелинитовые угли; 3) с относительно сильной степенью разложения лигнино-целлюлозных тканей — преколлинитовые угли; 4) с сильной степенью разложения лигнино-целлюлозных тканей — коллинитовые угли; 5) с почти полным разложением лигнино-целлюлозных тканей — лейптинитовые угли (табл. 17—21).

Угли этих пяти групп имеют неодинаковую структуру вещества углеобразующих микрокомпонентов, которая независимо от его типа возникала всякий раз в определенных палеогеографических обстановках с соответствующим тектоническим режимом. Как известно, процессы биохимического разложения растительного материала происходят в самом поверхностном, так называемом торфогенном слое, и с глубины первых сантиметров резко сокращаются; здесь биохимические процессы сменяются физико-химическими. Так,С. Н. Тюремнов (1949), Н. М. Курбатова-Беликова (1954) и другие торфоведы считают, что «... интенсивное разрушение торфообразователей с резкими морфологическими и химическими изменениями происходит только в определенных зонах торфяников, а именно в их верхнем слое (разрядка моя.— *П. Т.*), названном поэтому торфогенным. Химические и микробиологические процессы, происходящие в глубине торфозалежей, не приводят к таким глубоким изменениям, какие свойственны превращению торфообразователей в торф» (Курбатова-Беликова, 1954, стр. 135). Поэтому, чем быстрее торфогенный слой наращивается за счет поступления новых порций отмирающей растительности, тем, естественно, перекрываемый растительный материал остается менее разложенным. Следовательно, ведущим фактором здесь выступает длительность разложения исходного растительного материала. Продолжительность действия этих процессов зависела от различной скорости накопления и захоронения материала, которая, в свою очередь, определялась различным геотектоническим режимом того или иного участка болота, т. е. степенью его подвижности или устойчивости. Так, угли с телинитовой структурой возникали в подвижных торфяных болотах, угли с посттелинитовой структурой — в относительно подвижных торфяных болотах, угли с преколлинитовой структурой — в относительно устойчивых торфяных болотах и т. д. Таким образом, различная структура угольного вещества характеризует каждую генетическую группу углей в отдельности, которые по условиям образования отвечают макрофациям отложений (макрофация отложений подвижных торфяных болот — ТП, макрофация отложений относительно устойчивых торфяных болот — ТОУ и т. д.).

Генетические группы углей по веществу углеобразующих микрокомпонентов подразделяются на генетические подгруппы. Среди телинитовой группы изученных гумусовых углей встречены только три генетические подгруппы, соответствующие гелифюзинито-телинитовым, гелинито-телинитовым и фюзинито-телинитовым углям. Среди остальных генетических групп также установлены угли не всех генетических подгрупп и не все, как увидим ниже, возможные генетические типы углей. Угли каждой генетической подгруппы накапливались в определенных условиях, которые складывались из сочетания различной подвижности или устойчивости болота, степени его обводненности и проточности. Эти основные факторы определяют облик каждой фации и входят в их название (фация осадков подвижного сильно обводненного застойного торфяного болота — ТП-4, фация осадков относительно устойчивого, периодически обводненного, слабо проточного торфяного болота — ТОУ-2 и т. д.).

Во всех 15 генетических подгруппах по соотношению углеобразующих и второстепенных микрокомпонентов с учетом исходного материала (в случае возможного его определения) установлено 42 генетических типа углей. Так, например, среди гелинито-телинитовой подгруппы (ТП-4) различаются следующие семь генетических типов угля: гелифюзинито-гелинито-телини-

товый, гелинито-телинитовый крупнодревесинный с гелифюзинитом, гелинито-телинитовый крупнодревесинный, гелинито-телинитовый древесинно-паренхимный, гелинито-телинитовый суберинитовый, гелинито-телинитовый мелкодревесинный и гелинито-телинитовый паренхимный (паренхит). Гелифюзинито-прекоплинитовая подгруппа (ТОУ-2) включает только два генетических типа угля: гелифюзинито-прекоплинитовый и гелинито-гелифюзинито-прекоплинитовый. Остальные генетические подгруппы содержат по одному или несколько генетических типов углей. Однако не исключено, что в дальнейшем среди юрских отложений Ангаро-Чулымского прогиба будут установлены и другие генетические типы углей, которые имеются в остальных угленосных формациях и входят в общую генетическую классификацию гумусовых углей Советского Союза (Тимофеев, Боголюбова, 1965а).

Суммируя все касающееся генетического типа угля, можно заключить, что каждый из них определяется следующим комплексом признаков: а) характером вещества углеобразующих микрокомпонентов и его структурой; б) соотношением углеобразующих и второстепенных микрокомпонентов; в) исходным материалом углей. Указанные признаки порождены определенными фациями торфонакопления, т. е. они отражают условия накопления (генезис) углей; поэтому выделенные на их основе типы являются генетическими.

Наименования генетических типов углей даются с учетом перечисленных признаков. Так, если в типе угля углеобразующие микрокомпоненты составляют более 95%, то его название определяется названием типа этих микрокомпонентов. Например, уголь, в котором углеобразующими являются микрокомпоненты типа гелинито-телинита, называется гелинито-телинитовым. Содержание в угле второстепенных микрокомпонентов до 25% фиксируется в названии типа угля с добавлением слова, обозначающего эти микрокомпоненты, и предлога «с» или «со». Например, гелинито-прекоплинитовый уголь с гелифюзинитом, гелинито-коллинитовый уголь со спорами и пыльцой и т. п. При наличии в угле второстепенных микрокомпонетов от 25 до 50% их название сочетается с названием углеобразующих компонентов и занимает первое место в общем термине. Например, гелинито-гелифюзинито-телинитовый уголь. В случае возможности и необходимости в название типа угля включается и исходный материал, из которого образовался этот уголь. Например, гелинито-телинитовый паренхимный уголь, гелинито-телинитовый крупнодревесинный уголь и т. д.

В приведенном ниже описании подгрупп углей и их фаций использован тот порядок их расположения в генетических группах и те индексы, которые даны в генетической классификации гумусовых углей основных бассейнов СССР (Тимофеев, Боголюбова, 1965а). Отсутствие той или иной подгруппы углей не нарушает этого порядка и поэтому за теми, которые присутствуют, сохраняются установленные ранее индексы общей классификации.

Вещественно-петрографическая характеристика гумусовых углей

Гумусовые угли Иркутского и Канско-Ачинского бассейнов имеют весьма разнообразный состав и большое число генетических типов. Среди них резко преобладают угли, возникшие в процессе гелификации, т. е. гелиниты. Гелифюзинитовые и особенно гелифюзинитоподобные угли занимают резко подчиненное положение, причем они в основном характерны для Канско-Ачинского бассейна. Незначительная роль принадлежит лейптинитовым углям, имеющим различные типы коллинитового вещества. Фюзинитовые представляют исключения.

Макрофация отложений подвижных торфяных болот — ТП
Телинитовые угли

(табл. LIX — LXVI)

Особенностью углей этой группы является телинитовая структура углеобразующих микрокомпонентов, проявляющаяся в слабой степени разложения их вещества и фрагментарной форме тканей. По типу вещества в этой группе различается три подгруппы, характеризующие гелифюзинитовые, гелинитовые и фюзинитовые угли. В свою очередь, они объединяют 11 генетических типов угля, где в каждую подгруппу, за исключением последней, входит по несколько их типов (табл. 17).

Фация осадков подвижного периодически обводненного слабо проточного лесного торфяного болота—ТП-2. Гелифюзинито-телинитовые угли (табл. LIX).

Данная подгруппа включает три генетических типа угля: гелифюзинито-телинитовый, семигелифюзинито-телинитовый и гелинито-гелифюзинито-телинитовый. Они отличаются друг от друга в основном соотношением неодинаковых типов вещества.

Тип ТП-2а. Гелифюзинито-телинитовый уголь (табл. LIX, *1*).

Уголь состоит более чем на 75% из крупных фрагментов гелефюзенизированных тканей, имеющих то более, то менее выраженную клеточную структуру вследствие предварительного остудневания. Они представлены различными формами превращения и относятся главным образом к ксиловитрено-фюзену и витрено-фюзену. Последние в угле плотно прилегают друг к другу, образуя агрегат тканей, а иногда бывают разъединены тонкими полосами витрена «В» или прожилками гелинито-коллинита. В углях этого типа обычной составной частью являются и микрокомпоненты подкласса семигелифюзинита, количество которых не постоянно. Лейптинитовые микрокомпоненты для типа не характерны. В исходном материале угля обнаруживаются древесинные ткани с хорошо выраженными годичными кольцами, а иногда и древесинные коровые ткани. Минеральной примеси в угле обычно мало. В куске уголь матовый, шелковистый, не крепкий, более или менее плотный, с занозистым изломом и штриховатой, а иногда однородной структурой. Угли данного типа слагают слои мощностью до 1 *м* в пластах Канско-Ачинского бассейна; в Иркутском бассейне отсутствуют.

Тип ТП-2б. Семигелифюзинито-телинитовый уголь (табл. LIX, *2*).

В сложении угля принимают участие главным образом микрокомпоненты типа семигелифюзинито-телинита, представленные семиксило-фюзеном, семиксиловитрено-фюзеном и семивитрено-фюзеном. Они составляют в угле более 50%. Второстепенными микрокомпонентами являются представители типа гелифюзинито-телинита и гелифюзинито-посттелинита. Углеобразующие и второстепенные микрокомпоненты, равномерно перемежаясь, образуют в прозрачном шлифе участки, состоящие из бурых и черных тканей, имеющих достаточно четко выраженную клеточную структуру, но со следами предварительного остудневания. Местами ткани в угле разъединяются небольшим количеством гелинито-коллинита, в котором обычно отмечаются немногочисленные лейптинитовые микрокомпоненты — смола, микроспоры и пыльца. Нередко обнаруживаются полоски витрена и линзы ксиловитрена и ксилена. Минеральной примеси в угле обычно мало. В куске уголь полуматовый, неплотный, с занозистым изломом, однородной или штриховатой структурой. Обнаруживается в пластах угля Канско-Ачинского бассейна.

Таблица 17

Генетические типы и фации телинитовых углей

Генетическая подгруппа		Генетический тип		Фация						Макрофация
					Условия седиментации					
Название	Индекс	Название	Индекс	Индекс	Химизм среды болота	Степень обводненности болота	Степень подвижности водной среды болота	Название		
Гелифюзинито-телинитовые	I-2	Гелифюзинито-телинитовый	ТП-2а	ТП-2	Анаэробно-аэробный	Периодически обводненное	Слабо проточное	Осадков подвижного периодически обводненного слабо проточного лесного торфяного болота		
		Семигелифюзинито-телинитовый	ТП-2б							
		Гелинито-гелифюзинито-телинитовый	ТП-2в							
Гелинито-телинитовые	I-4	Гелифюзинито-гелинито-телинитовый	ТП-4а	ТП-4	Анаэробный	Сильно обводненное	Застойное	Осадков подвижного сильно обводненного застойного торфяного болота		Отложений подвижных торфяных болот — ТП
		Гелинито-телинитовый крупнодревесинный с гелифюзинитом	ТП-4б							
		Гелинито-телинитовый крупнодревесинный	ТП-4в							
		Гелинито-телинитовый древесинно-паренхимный	ТП-4г							
		Гелинито-телинитовый суберинитовый	ТП-4д							
		Гелинито-телинитовый мелкодревесинный	ТП-4е							
		Гелинито-телинитовый паренхимный (паренхит)	ТП-4ж							
Фюзинито-телинитовые	I-5	Фюзинито-телинитовый	ТП-5а	ТП-5	Аэробный	«Сухое»	Застойное	Осадков подвижного «сухого» застойного лесного торфяного болота		

Тип ТП-2в. Гелинито-гелифюзинито-телинитовый уголь (табл. LIX, *3—5*).

Углеобразующими в этом типе угля являются фрагментарные микрокомпоненты подкласса собственно гелифюзинита и отчасти подкласса семигелифюзинита, на долю которых приходится более 50%. Значительную роль (более 25%) составляют гелефицированные микрокомпоненты, представленные различными формами превращения от ксилена и структурного витрена до прозрачной основной массы — гелинито-коллинита, которая нередко насыщена аттритовыми частичками ксиловитрено-фюзена и вит-

рено-фюзена. Лейптинитовые микрокомпоненты, как и в предыдущем типе, существенной роли не играют. Среди них обнаруживаются главным образом смоляные тельца. Исходным материалом угля служили древесинные и коровые ткани. Последние находятся чаще в гелефицированной форме. Минеральная примесь в угле незначительна. В куске уголь чаще полуматовый, плотный, довольно крепкий, с неправильным изломом, полосчатой структурой. Он слагает слои угля небольшой мощности (до 0,5 *м*) в пластах Канско-Ачинского бассейна. В Иркутском бассейне угли этого типа не встречены.

Фация осадков подвижного сильно обводненного застойного торфяного болота — ТП-4. Гелинито-телинитовые угли (табл. LX—LXV).

Угли этой подгруппы подразделяются на семь генетических типов. Они различаются между собой как по соотношению углеобразующих и второстепенных микрокомпонентов, так по исходному растительному материалу.

Тип ТП-4а. Гелифюзинито-гелинито-телинитовый уголь (табл. LX, *1*)

Преобладающими (более 50%) в угле являются гелефицированные микрокомпоненты в форме различных видов ксиловитрена и витрена, а также прозрачной основной массы — гелинито-коллинита. Второстепенная роль в сложении угля (более 25%) принадлежит гелефюзенизированным и семигелефюзенизированным микрокомпонентам, которые присутствуют как в аттритовой, так и фрагментарной форме. Споры, пыльца, кутикула, смола для данного типа не характерны. Распределение микрокомпонентов в угле неравномерное, в связи с чем наблюдаются частые переходы в гелинито-гелифюзинитовыый тип угля. В исходном материале отмечаются древесинные, коровые и склеренхимные ткани. Листовая паренхима единична. Минеральная примесь встречается в небольшом количестве. В куске уголь полуматовый или полублестящий, крепкий, плотный, штриховатый, с угловатым изломом, иногда с трещинами отдельности. Угли этого типа распространены в пластах Канско-Ачинского бассейна; в Иркутском бассейне они не встречены, возможно, отсутствуют.

Тип ТП-4б. Гелинито-телинитовый крупнодревесинный уголь с гелифюзинитом (табл. LX, *2*).

Уголь представляет собой сочетание беспорядочно расположенных крупных гелефицированных фрагментов древесинных тканей, среди которых встречаются мелкие включения микрокомпонентов подклассов собственно гелифюзинита, семигелифюзинита и семигелинита, составляющие в сумме не более 25%. Последние неравномерно распределяются в угле, поэтому уголь часто приближается по составу то к чистому гелинито-телиниту, то к гелифюзинито-гелинито-телиниту. В небольшом количестве (менее 30%) содержится гелинито-коллинитовое вещество, которое распределяется между тканями, выполняя при этом роль цемента. Кроме древесинных тканей, в исходном материале угля обнаруживаются коровые и склеренхимные ткани, значение которых в сложении угля иногда оказывается существенным. Листовая паренхима не характерна, так же как и лейптинитовые микрокомпоненты. Иногда уголь содержит много минеральных примесей в виде зерен алевритовой размерности. В куске уголь полублестящий, нередко полуматовый из-за повышения зольности, излом угловатый, структура обычно штриховатая или полосчатая. Этот тип угля характерен для пластов Канско-Ачинского бассейна; в Иркутском бассейне отсутствует.

Тип ТП-4в. Гелинито-телинитовый крупнодревесинный уголь (табл. LX, *3*; LXI; LXII, *1*)

Характерной особенностью сложения углей этого типа является скопление крупных (с примесью мелких) обломков древесинных, пробковых,

склеренхимных и иногда паренхимных тканей с кутикулой, представленных широкой гаммой гелефицированных микрокомпонентов. Последние, соприкасаясь друг с другом, образуют агрегат тканей и лишь местами разъединяются прожилками гелинито-коллинита, включающего единичные смоляные тельца и другие лейптинитовые микрокомпоненты. Нередко в угле сохраняются части полных стволов с деталями их строения от сердцевины к периферии. Гелефюзенизированные и фюзенизированные ткани для этого типа угля не характерны; они могут присутствовать в виде отдельных крупных включений, главным образом в форме микрокомпонентов класса семигелифюзинита.

Угли этого типа широко распространены в Канско-Ачинском бассейне, особенно на Итатском месторождении; встречаются они также на некоторых месторождениях Иркутского бассейна: Каранцайском, Заангарском. При этом следует отметить, что для заангарских углей, в отличие от других, характерна минеральная примесь в виде крупных зерен кварца размерности песка и алеврита. Вследствие меньшей степени углефикации в канско-ачинских углях ткани не обнаруживают послойного расположения, в то время как в иркутских углях этот признак проявляется четко. Выявляется различие и в окраске гелефицированных микрокомпонентов. В канско-ачинских углях они с буроватым оттенком, иркутских — с оранжевым. В зависимости от степени метаморфизма и количества минеральной примеси угли в куске блестящие и полублестящие; они обнаруживают также полураковистый излом, трещины отдельности и полосчатую структуру.

Тип ТП-4г. Гелинито-телинитовый древесинно-паренхимный уголь (табл. LXII, *2*, *3*).

Уголь состоит из гелефицированных древесинных и паренхимных тканей, принадлежащих главным образом листьям. Древесинные ткани чаще бывают представлены ксиловитреном с полузаплывшими и заплывшими полостями клеток, а также структурным и бесструктурным витреном. Паренхимные ткани встречаются в форме комковатого ксиловитрена. Ткани цементируются гелинито-коллинитом, который, в свою очередь, включает лейптинитовые микрокомпоненты, чаще всего микроспоры и пыльцу. Кутикула обычно сопутствует пластинкам листа и в свободном виде, как правило, не встречается. Гелефюзенизированные и фюзенизированные ткани почти отсутствуют. Минеральная примесь встречается часто. В куске уголь полублестящий, иногда блестящий, штриховатый или полосчатый, с полураковистым изломом и вертикальными трещинами отдельности. Уголь характерен для пластов Иркутского бассейна, но встречается также и в пластах Канско-Ачинского бассейна.

Тип ТП-4д. Гелинито-телинитовый суберинитовый уголь (табл. LXIII, *1*, *2*).

Особенностью угля этого типа является его сложение из крупных фрагментов коровых тканей (обычно пробковых), пропитанных стойким веществом — суберином. Они представлены структурными микрокомпонентами классов гелинита, семигелинита и реже подкласса семигелифюзинита. Сопутствующими являются древесинные и склеренхимные ткани. Тип представляет собой агрегат тканей с почти полным отсутствием цементирующего вещества. Кутикула в угле не встречается, что свидетельствует об образовании его из крупной древесинной растительности с хорошо развитыми крупноклеточными коровыми тканями в составе стволов и стеблей. Минеральная примесь в угле незначительна. В куске уголь полублестящий, штриховатый, с полураковистым изломом, плотный, довольно крепкий. Встречается в пластах Канско-Ачинского бассейна, слагая слои мощностью до 0,2 *м*; в Иркутском бассейне практически отсутствует.

Тип ТП-4е. Гелинито-телинитовый мелкодревесинный уголь (табл. LXIII, *3*; LXIV).

Уголь данного типа состоит более чем на 90% из мелких тонких полосовидных и линзовидных гелефицированных, послойно расположенных фрагментов, представленных различными видами ксиловитрена и витрена и в небольшом количестве ксиленом. В исходном материале угля обнаруживаются окаймленные кутикулой стебли и молодые побеги каких-то мелких не одревесневших растений, а также кустарников, которые выявляются на поперечных срезах по сохранившимся остаткам мелкоклеточной коры в сдавленной кольцеобразной форме. Листовая паренхима в типе является обычной составной частью Из лейптинитовых микрокомпонентов довольно часто встречается кутикула. Микроспор и пыльцы мало. Они располагаются между гелефицированными фрагментами по наслоению. Микрокомпоненты классов гелифюзинита и фюзинита отсутствуют, что является характерной чертой углей, возникших из указанного выше исходного материала. Смоляные тельца обнаруживаются редко. Минеральные примеси присутствуют то в большем, то меньшем количестве в виде зерен кварца, часто пирита. В куске уголь блестящий, полублестящий и даже полуматовый в зависимости от степени зольности угля, имеет ступенчато-угловатый, местами полураковистый излом, однородную, реже очень тонкоштриховатую структуру и трещины отдельности. Распространен широко в пластах Иркутского бассейна. В Канско-Ачинском бассейне угли этого типа встречаются значительно реже.

Тип ТП-4ж. Гелинито-телинитовый паренхимный уголь (*паренхит*) (табл. LXV).

Характерной особенностью угля является его сложение исключительно из листьев. Листья в одних случаях имеют вид сильно вытянутых лент, окаймленных кутикулой, и относятся, по-видимому, к вайям травянистых папоротников; в других — характеризуются утолщенно-линзовидной формой, включают нередко смоляные тельца и обнаруживают структурное внутреннее строение. Эти листья скорее всего принадлежат остаткам иголочек хвойных. Ткань листа распознается только в гелефицированном виде и представлена чаще всего комковатым ксиловитреном. Гелефюзенизированные и фюзенизированные листья не встречены. Гелинито-коллинит в угле, как правило, отсутствует. Единичные микроспоры и пыльца помещаются между листовыми пластинками. Из минеральных примесей в угле нередко содержится пирит. В куске угли полублестящие, штриховатые, с угловатым изломом. Угли этого типа встречаются часто в пластах Иркутского бассейна в виде слоев мощностью до 0,2 *м* и значительно реже в пластах Канско-Ачинского бассейна.

Фация осадков подвижного «сухого» застойного лесного торфяного болота — ТП-5. Фюзинито-телинитовые угли (табл. LXVI).

Эта подгруппа представлена всего лишь одним генетическим типом угля, который чаще образует включения в виде мелких линз, чем даже невыдержанные маломощные прослои или слои.

Тип ТП-5а. Фюзинито-телинитовый уголь (табл. LXVI).

Уголь состоит из скопления крупных обломков фюзенизированных тканей, не обнаруживающих следов предварительного остудневания. Вследствие этого для их строения оказываются характерными тонкие стенки клеток и ясно выраженные полости. Благодаря сохранившейся структуре почти все фрагменты тканей имеют годичные кольца, представляющие собой чередование слоев весенней и осенней древесины. Из второстепенных микрокомпонентов в ничтожном количестве встречается семифюзенизирован-

ные и гелефицированные. Лейптинитовые микрокомпоненты почти отсутствуют. Минеральная примесь отмечается в незначительном количестве. В куске уголь матовый, шелковистый, рыхлый, с занозистым изломом и однородной структурой. В пластах Канско-Ачинского бассейна образует очень невыдержанные слои мощностью не более 0,01—0,02 *м*; в пластах Иркутского бассейна встречается весьма редко.

Макрофация отложений относительно подвижных торфяных болот — ТОП. Посттелинитовые угли

(табл. LXVII — LXXI)

Угли этой группы являются продуктами дальнейшего распадения гелефицированных, фюзенизированных, гелефюзенизированных и гелефюзеноподобных тканей на более мелкие структурные и бесструктурные обрывки, линзочки и линзовидные полоски, представляющие собой отдельные группы клеток. Размеры их соответствуют частицам крупного аттрита и аттрита. В ряде случаев форма распавшихся тканей сохраняется, но контуры их сильно расплывчаты и часто нечетко разграничиваются между собой. Контуры отдельных групп клеток то более, то менее четкие, в зависимости от момента, на котором остановилось разложение вещества в пределах посттелинитовой стадии превращения. Среди углей этой генетической группы по типу вещества выделяются три подгруппы, состоящие преимущественно из гелефюзенизированных (гелефюзенизированное и гелефюзеноподобное типы вещества) и гелефицированных микрокомпонентов. Из 7 генетических типов угля только первая подгруппа состоит из одного типа, а остальные включают по несколько их типов (табл. 18).

Фация осадков относительно подвижного обводненно-проточного лесного торфяного болота — ТОП-1. Гелифюзинитоподобные посттелинитовые угли (табл. LXVII, 1, 2).

Эта подгруппа представлена одним генетическим типом угля, которым в ряде случаев слагаются целые пласты различной мощности; чаще он участвует в строении верхних или нижних горизонтов угольных пластов.

Тип ТОП-1а. Гелифюзинитоподобный посттелинитовый уголь (табл. LXVII, *1*, *2*).

Уголь данного типа состоит из мелких частичек овальной, линзовидной, иногда неправильной формы, оставшихся после распадения крупных фрагментов тканей вследствие их последующего разложения. По характеру превращения и структуре частички относятся к микрокомпонентам типа гелифюзинитоподобного посттелинита и сохраняют размерность крупного аттрита и аттрита. В качестве цементирующего вещества в угле присутствует в большем или меньшем количестве гелифюзинитоподобный коллинит, который, в свою очередь, включает микроспоры, смоляные тельца и другие мелкие компоненты. Гелефицированные остатки почти отсутствуют. Для типа характерна терригенная минеральная примесь песчаного и алевритового характера, довольно сильно обогащающая вещество угля. В куске уголь матовый, с сероватым оттенком, имеет однородную структуру, плотный, с угловатым изломом. Встречается в пластах Канско-Ачинского бассейна, образуя слой небольшой мощности. На площади и по разрезу переходит в углисто-глинистые и глинистые породы и характерен для периферических частей области торфонакопления.

Таблица 18

Генетические типы и фации посттелинитовых углей

Генетическая подгруппа		Генетический тип		Фация					Макрофация
					Условия седиментации				
Название	Индекс	Название	Индекс	Индекс	Химизм среды болота	Степень обводненности болота	Степень подвижности водной среды болота	Название	
Гелифюзинитоподобные посттелинитовые	II-1	Гелифюзинитоподобный посттелинитовый	ТОП-1а	ТОП-1	Анаэробно-аэробный	Обводненное	Проточное	Осадков относительно подвижного обводненно-проточного лесного торфяного болота	Отложений относительно подвижных торфяных болот—ТОП
Гелифюзинито-посттелинитовые	II-2	Гелифюзинито-посттелинитовый	ТОП-2а	ТОП-2		Периодически обводненное	Слабо проточное	Осадков относительно подвижного периодически обводненного слабо проточного лесного торфяного болота	
		Гелинито-гелифюзинито-посттелинитовый	ТОП-2б						
Гелинито-посттелинитовые	II-4	Гелифюзинито-гелинито-посттелинитовый	ТОП-4а	ТОП-4	Анаэробный	Сильно обводненное	Застойное	Осадков относительно подвижного сильно обводненного застойного торфяного болота	
		Гелинито-посттелинитовый крупнодревесинный с гелифюзинитом	ТОП-4б						
		Гелинито-посттелинитовый мелкодревесинный	ТОП-4в						
		Гелинито-посттелинитовый с гелифюзинитом и водорослями	ТОП-4г						

Фация осадков относительно подвижного, периодически обводненного слабо проточного лесного торфяного болота — ТОП-2. Гелифюзинито-посттелинитовые угли (табл. LXVII, *3*, *4*).

Среди углей данной подгруппы выделяются два генетических типа, которые различаются в основном соотношением различных типов вещества— гелефюзенизированного и гелефицированного.

Тип ТОП-2а. Гелифюзинито-посттелинитовый уголь (табл. LXVII, *3*).

Уголь этого типа представляет собой сочетание то более мелких, то более крупных остатков гелефюзенизированных тканей, которые по степени сохранности структуры относятся главным образом к ксиловитрено-фюзену и частично семиксиловитрено-фюзену. Остатки тканей соответствуют крупноаттритовой и аттритовой размерности и, как правило, цементируются небольшим количеством семигелинито-коллинитового или семигелифюзинито-коллинитового вещества. Крупные фрагменты тканей различной формы превращения встречаются довольно редко, но они также несут следы дальнейшего разложения по сравнению с встречающимися в телинитовых углях. Лейптинитовые микрокомпоненты для типа не характерны. Иногда обнаруживаются смоляные тельца. Минеральной примеси в угле мало; она встречается в виде зерен кварца. В куске уголь матовый, с землистым изломом, штриховатой структурой, довольно рыхлый. Встречается, как правило, в угольных пластах Канско-Ачинского бассейна.

Тип ТОП-2б. Гелинито-гелифюзинито-посттелинитовый уголь (табл. LXVII, *4*).

Характерным для угля этого типа является его сложение более чем на 50% из крупноаттритовых и аттритовых гранулированных остатков растительных тканей, принадлежащих к микрокомпонентам витрено-фюзена, ксиловитрено-фюзена и семиксиловитрено-фюзена. Последние разделяются между собой прожилками витрена «В» или погружаются в бесструктурное вещество гелинито-коллинита. Витрен «В» и гелинито-коллинит в сумме составляют не менее 25%. Из лейптинитовых микрокомпонентов в небольшом количестве присутствуют микроспоры, пыльца и зерна смолы. Минеральная примесь незначительна. В куске уголь полуматовый, штриховатый или тонкополосчатый, с неправильным изломом, довольно плотный. Обнаруживается в пластах Канско-Ачинского бассейна; в Иркутском бассейне — единичные прослои.

Фация осадков относительно подвижного сильно обводненного застойного торфяного болота — ТОП-4. Гелинито-посттелинитовые угли (табл. LXVIII—LXXI).

В данную подгруппу объединены 4 генетических типа угля. Они различаются главным образом по преобладанию того или иного исходного растительного материала, а гелифюзинито-гелинито-посттелинитовый уголь является переходным к гелифюзинито-посттелинитовым углям.

Тип ТОП-4а. Гелифюзинито-гелинито-посттелинитовый уголь (табл. LXVIII, *1*).

В отличие от предыдущего типа он характеризуется противоположным соотношением гелефицированных и гелефюзенизированных микрокомпонентов. Гелефицированные микрокомпоненты, находясь в преобладающем количестве (более 50%), представлены главным образом витреном «В», имеющим вид прожилков, линзочек и полосочек, огибающих уплотненные бесструктурные или слабо структурные частички — остатки распавшихся гелефюзенизированных тканей. Последние в угле составляют более 25%. Присутствуют лейптинитовые микрокомпоненты, особенно микроспоры и

пыльца. Смоляные тельца, как правило, единичны. Минеральной примеси мало. В куске уголь полуматовый, штриховатый или тонкополосчатый, с угловатым изломом, довольно плотный. Принимает участие в сложении пластов Канско-Ачинского бассейна.

Тип ТОП-4б. Гелинито-посттелинитовый крупнодревесинный уголь с гелифюзинитом (табл. LXVIII, *2*, *3*).

Уголь состоит из более сильно остудневшего и более раздробленного растительного материала по сравнению с веществом гелинито-телинитового угля. Углеобразующими микрокомпонентами являются в основном бесструктурный витрен, витрен «В» и комковатый ксиловитрен крупноаттритовой и аттритовой размерности. Встречаются фрагментарные остатки тканей, которые, как правило, не обладают четкими контурами и несут следы значительного остудневания. В качестве второстепенных микрокомпонентов в угле отмечается значительная примесь гелефюзенизированных и фюзенизированных тканей, имеющих неправильно угловатую форму, единичные микроспоры, смоляные тельца и кутикулу. Характерны остатки крупноклеточных пробковых и склеренхимных тканей, подчеркивающих происхождение угля из крупной древесной растительности. Угли типа более или менее зольные. В куске уголь полублестящий, штриховатый или тонкополосчатый, с угловато-полураковистым изломом. Широко распространен в пластах Канско-Ачинского бассейна.

Тип ТОП-4в. Гелинито-посттелинитовый мелкодревесинный уголь (табл. LXIX, LXX, *1*, *2*).

Уголь состоит из скопления мелких бесструктурных комочков, среди которых выделяются фрагменты тканей со структурой комковатого ксиловитрена и витрена. Последние обычно не обнаруживают четких контуров и постепенно переходят в преобладающее комковатое вещество угля. В небольшом количестве присутствует гелинито-коллинит, который имеет несколько более темную окраску по сравнению с гелифицированными форменными элементами. Из лейптинитовых микрокомпонентов характерна кутикула в виде обрывков нитей и полосок, а также примесь микроспор. Фюзенизированные и гелефюзенизированные ткани не встречаются. Минеральное вещество представлено в одних случаях часто зернами пирита, в других — терригенным и глинистым веществом. Распределение элементов угля послойное. Исходным материалом угля служили также зеленые побеги и листовые ткани, на что указывает значительная примесь кутикулы, часто приуроченная к сильно остудневшим стеблевым остаткам и листовым пластинкам, а также одревесневшие ветки и стебли, тканям которых сопутствуют остатки очень мелких перидермальных клеток или групп клеток. Иногда вещество угля состоит из изометрических бесструктурных комочков с четкими контурами, которые по форме напоминают остудневшую и распавшуюся паренхиму листа. Очевидно, такие типы угля можно назвать гелинито-посттелинитовыми паренхитами. В куске уголь в зависимости от количества золы полублестящий или блестящий. Структура угля однородная или резко штриховатая. Излом раковистый у блестящих и прямой у полублестящих углей. Этот тип угля характерен для пластов Иркутского бассейна; в Канско-Ачинском бассейне представляет исключение.

Тип ТОП-4г. Гелинито-посттелинитовый уголь с гелифюзинитом и водорослями (табл. LXX, *3*, *4*; LXXI).

Особенностью угля этого типа является его сложение из гелифицированных, гелефюзенизированных и частично фюзенизированных обрывков тканей большей частью угловатой и неправильной формы и небольших размеров. Гелифицированные ткани присутствуют в форме главным образом бесструктурного витрена и очень редко ксилена. Гелефюзенизированные и фюзенизи-

рованные обрывки тканей представлены ксиловитрено-фюзеном, реже витрено-фюзеном и фюзеном. Все перечисленные микрокомпоненты равномерно перемешиваются между собой. Количественное соотношение гелефицированных, гелефюзенизированных и фюзенизированных обрывков не постоянно, но всегда последних двух оказывается меньше, и лишь иногда они составляют половину общего содержания форменных элементов угля. Крупные обрывки тканей, как правило, отсутствуют. В исключительных случаях можно встретить только остатки коровых тканей в форме суберинокси-ловитрена. Цементирующего вещества мало; оно представлено гелинито-коллинитом. В нем же обнаруживаются микроспоры, обрывки кутикулы, единично смола и водоросли, но не более 25%. Уголь, как правило, малозольный, но встречаются и зольные разности, обогащенные зернами кварца алевритовой размерности и крупными и мелкими линзами глинистого материала, в котором рассеяны частички гумусового вещества. В куске уголь полублестящий или полуматовый, обычно однородный, с угловато-раковистым изломом. Встречается в пластах Канско-Ачинского бассейна в виде линз большой мощности и протяженности среди описанных выше различных типов углей.

Макрофация отложений относительно устойчивых торфяных болот — ТОУ Прекоплинитовые угли

(табл. LXXII — LXXVI)

Вещество прекоплинитовой группы углей представляет собой результат дальнейшего разложения и раздробления растительных тканей, возникших в посттелинитовую стадию. Оно состоит из очень мелких гранулированных бесструктурных частичек, почти лишенных контуров вследствие сильного остудневания, и в целом напоминает характер комковатого ксиловитрена. В ряде случаев в некоторых точках обнаруживается слияние отдельных частичек между собой, благодаря чему образуется вещество, имеющее губчатое строение. Отдельные фрагменты тканей, как правило, определяются с трудом и чаще всего они принадлежат витрену «В». Однако в типе угля с преобладающим прекоплинитовым веществом возможно присутствие (до 30%) и другого вещества, например посттелинитового или телинитового. По типу прекоплинитового вещества выделяются две его подгруппы, характеризующие гелифюзинитовые и гелинитовые угли. В свою очередь, они представлены 8 генетическими типами угля (табл. 19).

Фация осадков относительно устойчивого, периодически обводненного слабо проточного торфяного болота — ТОУ-2. Гелифюзинито-прекоплинитовые угли (табл. LXXII).

Данная подгруппа включает два генетических типа угля, которые различаются в основном неодинаковым количеством гелефюзенизированного и гелефицированного типов вещества.

Тип ТОУ-2а. Гелифюзинито-прекоплинитовый уголь (табл. LXXII, *1*).

Преобладающее вещество угля, на долю которого приходится более 75%, состоит из сочетания гранулированных гелефюзенизированных и семигелефюзенизированных частичек, имеющих размерность мелкого аттрита. Частички являются остатками распавшихся, предварительно сильно остудневших, а затем в той или иной мере окисленных растительных тканей и не имеют достаточно четких контуров. Они довольно плотно прилегают друг к другу и создают в целом комковатое вещество местами черного, местами черно-бурого или бурого цвета. Микрокомпоненты типа гелифюзинито-телинита и гелифюзинито-посттелинита в угле обнаруживаются

Таблица 19

Генетические типы и фации преколлинитовых углей

Генетическая подгруппа		Генетический тип		Фация					Макрофация
					Условия седиментации				
Название	Индекс	Название	Индекс	Индекс	Химизм среды болота	Степень обводненности болота	Степень подвижности водной среды болота	Название	
Гелифюзинито-преколлинитовые	III-2	Гелифюзинито-преколлинитовый	ТОУ-2а	ТОУ-2	Анаэробно-аэробный	Периодически обводненное	Слабо проточное	Осадков относительно устойчивого, периодически обводненного слабо проточного торфяного болота	Отложений относительно устойчивых торфяных болот—ТОУ
		Гелинито-гелифюзинито-преколлинитовый	ТОУ-2б						
Гелинито-преколлинитовые	III-4	Гелифюзинито-гелинито-преколлинитовый	ТОУ-4а	ТОУ-4	Анаэробный	Сильно обводненное	Застойное	Осадков относительно устойчивого сильно обводненного застойного торфяного болота	
		Гелинито-преколлинитовый с гелифюзинитом	ТОУ-4б						
		Гелинито-преколлинитовый с коровыми тканями	ТОУ-4в						
		Гелинито-преколлинитовый со спорами и пыльцой	ТОУ-4г						
		Гелинито-преколлинитовый смешанный	ТОУ-4д						
		Гелинито-преколлинитовый с гелифюзинитом и водорослями	ТОУ-4е						

в небольшом количестве. Характерно присутствие очень тонких нитевидных прожилков витрена «В» и вещества гелинито-коллинита, четко выделяющихся благодаря своей красноватой окраске. Лейптинитовые микрокомпоненты то более, то менее насыщают уголь. Среди них чаще всего встречаются микроспоры, смоляные тельца единичны, обрывки кутикулы почти отсутствуют. Уголь малозольный, в куске матовый, зернистый, редко штриховатый или однородный, плотный, с угловатым изломом. Характерен только для пластов Канско-Ачинского бассейна, где образует слои небольшой мощности.

Тип ТОУ-2б. Гелинито-гелифюзинито-прекоплинитовый уголь (табл. LXXII, *2*, *3*).

Отличительной особенностью угля этого типа по сравнению с предыдущим является присутствие среди преобладающего гелифюзинито-прекоплинита микрокомпонентов, представленных витреном «В» и гелинито-коллинитом. Последние обнаруживаются в количестве, превышающем 25%. Также нередко отмечается повышенное количество микроспор, равномерно распределенных в веществе угля. Минеральная примесь не характерна. В куске уголь полуматовый, штриховатый или тонкополосчатый, с прямым изломом. Встречается в пластах Канско-Ачинского бассейна.

Фация осадков относительно устойчивого, сильно обводненного застойного торфяного болота — ТОУ-4. Гелинито-прекоплинитовые угли (табл. LXXIII—LXXVI).

Угли данной подгруппы представлены шестью генетическими типами. Их различие между собой заключается в обогащении прекоплинитовой основной массы неодинаковыми типами микрокомпонентов, а также иногда и в соотношении гелефицированного и гелефюзенизированного вещества.

Тип ТОУ-4а. Гелифюзинито-гелинито-прекоплинитовый уголь (табл. LXXIII, *1*).

Уголь состоит из преобладающего (более 50%) гелинито-прекоплинитового вещества мелкокомковатого строения, среди которого обнаруживаются равномерно распределенные гелефюзенизированные линзочки, гранулированные частички витрено-фюзенового характера и более крупные обломочки неправильной формы со структурой ксиловитрено-фюзена. Единично встречаются фрагменты витрено-фюзена, имеющие достаточно четкие контуры. Лейптинитовые микрокомпоненты, главным образом микроспоры, встречаются то в большем, то меньшем количестве. Минеральная примесь почти отсутствует. В куске уголь полуматовый или полублестящий, штриховатый или тонкополосчатый, с угловатым изломом, плотный, довольно крепкий. Распространен в пластах Канско-Ачинского бассейна.

Тип ТОУ-4б. Гелинито-прекоплинитовый уголь с гелифюзинитом (табл. LXXIII, *2*).

В угле данного типа преобладает (более 75%) вещество гелинито-прекоплинита, имеющего губчатое строение. В нем равномерно рассеяны округлые и округло-угловатые частички с четкими и расплывшимися контурами, относящиеся по структуре и форме превращения к витрено-фюзену и гелифюзинито-коллиниту (опак-масса). Крупные фрагменты древесинных тканей почти отсутствуют; единично встречаются только обрывки пробки и отдельные клетки распавшихся склеренхимных тканей. Лейптинитовые микрокомпоненты— споры, пыльца, обрывки кутикулы — для типа не характерны; смоляные тельца иногда многочисленны. Минеральная примесь то более, то менее обогащает уголь. Это главным образом зерна кварца алевритовой размерности

и глинистый материал. В куске уголь полублестящий, штриховатый, с угловатым изломом. Угли типа широко распространены в пластах Канско-Ачинского бассейна.

Тип ТОУ-4в. Гелинито-прекоплинитовый уголь с коровыми тканями (табл. LXXIII, *3*; LXXIV, *1*, *2*).

В угле доминирует (более 75%) гелинито-прекоплинит губчатого строения; местами обнаруживаются гранулированные частички с более или менее ясно выраженными контурами. Характерными второстепенными микрокомпонентами являются крупные фрагменты пробковых и склеренхимных тканей с достаточно четко видимой клеточной структурой. Встречаются единичные включения структурного и слабо структурного витрена, а также пыльцы и микроспор. Кутикула почти отсутствует. Зерна смолы отмечаются то в большем, то в меньшем количестве. Нередко обнаруживаются гелефюзенизированные фрагменты, а также частички гелифюзинито-коллинита. Минеральных примесей в угле обычно мало. В куске уголь полублестящий, штриховатый или тонкополосчатый, с угловато-раковистым изломом. Встречается в пластах Канско-Ачинского бассейна; в Иркутском бассейне отсутствует.

Тип ТОУ-4г. Гелинито-прекоплинитовый уголь со спорами и пыльцой (табл. LXXIV, *3*; LXXV, *1*).

Особенностью угля данного типа является резкое преобладание (более 90%) гелинито-прекоплинитового вещества мелкокомковатого или губчатого строения, среди которого равномерно распределены и послойно расположены микроспоры, пыльца, обрывки нитей и полосок кутикулы; смоляные тельца встречаются редко. Довольно часты включения листовой паренхимы, превратившейся в комковатый ксиловитрен или витрен «В», которую окаймляет кутикула, тем самым сохраняя контуры оставшегося листа. Гелефюзенизированные микрокомпоненты не отмечаются в составе угля. Также не встречаются пробковые и склеренхимные ткани. Угли могут быть с различным количеством и составом минеральной примеси. Обычно это терригенный или глинистый материал, но часто пирит или сидерит. В куске уголь блестящий, полублестящий и даже полуматовый в зависимости от количества минеральной примеси, имеет штриховатую, но часто и однородную структуру. Излом изменяется от раковистого до угловатого. Угли типа преобладают в сложении пластов Иркутского бассейна.

Тип ТОУ-4д. Гелинито-прекоплинитовый уголь смешанный (табл. LXXV, *2*, *3*).

В угле данного типа, также как и в предыдущих типах, преобладает гелинито-прекоплинитовое вещество, но в отличие от них состав второстепенных микрокомпонентов не дифференцирован, а является чрезвычайно разнообразным и при этом не превышает 25%. В угле обнаруживаются примерно в равных количествах коровые и склеренхимные ткани в виде очень небольших обрывков, гелефюзенизированные, семигелефюзенизированные фрагменты и частички гелинито-коллинита, микроспоры, пыльца, смоляные тельца и включения аттритового характера, относящиеся к гелефицированным микрокомпонентам. Распределение всех элементов довольно равномерное с тенденцией к послойному. Минеральная примесь, главным образом кварцевого и глинистого состава, присутствует в различных количествах. В куске уголь полублестящий или полуматовый, с полураковистым и угловатым изломом. Структура угля обычно штриховатая или тонкополосчатая. Угли типа встречаются в пластах Канско-Ачинского бассейна.

Тип ТОУ-4е. Гелинито-прекоплинитовый уголь с гелифюзинитом и водорослями (табл. LXXVI).

В угле доминирует гелинито-прекоплинитовое вещество мелкокомковатого или губчатого строения, среди которого равномерно то в большем, то в меньшем количестве обнаруживаются мелкие остатки тканей, превращенных в витрено-фюзен, семивитрено-фюзен или ксиловитрено-фюзен аллохтонного происхождения. Контуры их обычно резко очерченные, форма разнообразная: округлая, линзовидная, угловатая, угловато-округлая. Крупные фрагменты тканей для типа не характерны. Из лейптинитовых микрокомпонентов отмечаются значительная примесь спор и пыльцы и редко полоски кутикулы. Обычной составной частью угля являются водоросли типа *Pila* и *Reinschia* мелкого и крупного размеров. Они обычно бесструктурны, иногда обнаруживают ячеистое строение. Содержание гелинито-коллинитового вещества в типе незначительно. Угли обычно малозольные, но встречаются и зольные. Из минеральной примеси отмечаются кварц и глинистое вещество, которое образует довольно крупные линзы. В куске уголь полублестящий, иногда полуматовый, по структуре однородный, с угловато-раковистым изломом. Угли типа образуют крупные линзы и встречаются в пластах Канско-Ачинского бассейна.

Макрофация отложений устойчивых торфяных болот — ТУ. Коллинитовые угли

(табл. LXXVII — LXXX)

Характерной особенностью углей этой группы является их сложение из бесструктурного или хлопьевидного вещества — коллинита, возникшего в результате сильного разложения лигнино-целлюлозных тканей при остудневании. Процесс становления последнего в одних случаях закончился на разжижении разложенного вещества (бесструктурное), в других — дошел до образования гуминовых кислот, которые при последующей коагуляции дали хлопья гуминового геля (хлопьевидное вещество). Данная генетическая группа подразделяется на четыре подгруппы, соответствующие гелифюзинитоподобным, гелифюзинитовым, семигелинитовым и гелинитовым углям. Из 12 генетических типов угля первые две подгруппы включают по одному типу, а остальные имеют по несколько типов (табл. 20).

Фация осадков устойчивого обводненно-проточного торфяного болота — ТУ-1. Гелифюзинитоподобные коллинитовые угли (табл. LXXVII, *1*).

Угли данной подгруппы представлены одним генетическим типом.

Тип ТУ-1а. Гелифюзинитоподобный коллинитовый уголь (табл. LXXVII, *1*).

Главным признаком угля этого типа является сочетание черного или буро-черного гелифюзинитоподобного коллинита со значительным количеством терригенной минеральной примеси в виде зерен кварца алевритовой размерности и глинистого материала. Им сопутствуют в небольшом количестве пыльца и микроспоры, обрывки гелефицированных коровых тканей и единичные зерна смолы. Все включения равномерно распределяются в веществе угля. В куске уголь матовый, с сероватым оттенком, зернистый, однородный по структуре, имеет угловатый излом. Угли слагают слои небольшой мощности в пластах Канско-Ачинского бассейна.

Фация осадков устойчивого, периодически обводненного слабо проточного торфяного болота — ТУ-2. Гелифюзинито-коллинитовые угли (табл. LXXVII, *2*, *3*).

Эта подгруппа, также как и предыдущая, представлена одним генетическим типом угля.

Таблица 20

Генетические типы и фации коллинитовых углей

Генетическая подгруппа		Генетический тип		Фация					Макрофация
					Условия седиментации				
Название	Индекс	Название	Индекс	Индекс	Химизм среды болота	Степень обводненности болота	Степень подвижности водной среды болота	Название	
Гелифюзинитоподобные коллинитовые	IV-1	Гелифюзинитоподобный коллинитовый	ТУ-1а	ТУ-1	Анаэробно-аэробный	Обводненное	Проточное	Осадков устойчивого обводненно-проточного торфяного болота	Отложений устойчивых торфяных болот — ТУ
Гелифюзинито-коллинитовые	IV-2	Гелифюзинито-коллинитовый	ТУ-2а	ТУ-2		Периодически обводненное	Слабо проточное	Осадков устойчивого, периодически обводненного слабо проточного торфяного болота	
Семигелинито-коллинитовые	IV-3	Семигелинито-коллинитовый с гелифюзинитом	ТУ-3а	ТУ-3	Аэробно-анаэробный	Обводненное	Застойное	Осадков устойчивого обводненного застойного торфяного болота	
		Семигелинито-коллинитовый с гелифюзинитом и смоляными телами	ТУ-3б						
		Семигелинито-коллинитовый с коровыми тканями	ТУ-3в						
		Семигелинито-коллинитовый смешанный	ТУ-3г						
Гелинито-коллинитовые	IV-4	Гелифюзинито-гелинито-коллинитовый	ТУ-4а	ТУ-4	Анаэробный	Сильно обводненное		Осадков устойчивого сильно обводненного застойного торфяного болота	
		Гелинито-коллинитовый с гелифюзинитом	ТУ-4б						
		Гелинито-коллинитовый с кутикулой	ТУ-4в						
		Гелинито-коллинитовый со спорами и пыльцой	ТУ-4г						
		Гелинито-коллинитовый смешанный	ТУ-4д						
		Гелинито-коллинитовый с гелифюзинитом и водорослями	ТУ-4е						

Тип ТУ-2а. Гелифюзинито-коллинитовый уголь (табл. LXXVII, *2*, *3*).

Уголь состоит более чем на 75% из бесструктурного черного, местами черно-бурого вещества гелифюзинито-коллинита, среди которого равномерно рассеяны оболочки микроспор и пыльцы, а также зерна смоляных телец. Гелифюзинито-коллинитовое вещество местами пронизывается тонкими нитевидными прожилками витрена «В». Сколько-нибудь крупных фрагментов тканей в угле почти не встречается. Лишь иногда обнаруживаются участки со структурой, напоминающей ксиловитрено-фюзен. Минеральная примесь для типа не характерна. В куске уголь матовый, черный, иногда резко штриховатый, чаще однородный, имеет угловатый излом с землистой поверхностью. Угли типа образуют слои небольшой мощности в пластах Канско-Ачинского бассейна.

Фация осадков устойчивого обводненного застойного торфяного болота — ТУ-3. Семигелинито-коллинитовые угли (табл. LXXVIII, *1*, *2*).

Данная подгруппа объединяет угли четырех генетических типов, которые занимают промежуточное положение между гелифюзинито-коллинитовыми и гелинито-коллинитовыми углями.

Тип ТУ-3а. Семигелинито-коллинитовый уголь с гелифюзинитом.

Уголь сложен преобладающим (более 75%) семигелинито-коллинитовым веществом, имеющим в прозрачном шлифе буроватую окраску и слегка хлопьевидную структуру. Второстепенные микрокомпоненты представлены мелкими угловатыми обломками тканей, превращенных в микрокомпоненты подкласса семигелифюзинита и гелифюзинита. Единично обнаруживаются остатки коровых тканей, зерна смоляных телец, оболочки микроспор и пыльцы, имеющие кольцеобразную форму. Кутикула встречается редко. Гелефицированные включения почти отсутствуют. Минеральная примесь характерна. Расположение всех элементов угля беспорядочное, с тенденцией к послойному. В куске уголь полуматовый, редко штриховатый, с угловато-раковистым изломом. Угли данного типа принимают участие в сложении пластов Канско-Ачинского бассейна в виде слоев небольшой мощности.

Тип ТУ-3б. Семигелинито-коллинитовый уголь с гелифюзинитом и смоляными телами (табл. LXXVIII, *1*).

Характерной особенностью угля данного типа является обогащение преобладающего семигелинитового коллинита смоляными тельцами и угловатыми обломками тканей в форме семивитрено-фюзена и витрено-фюзена. И те, и другие, перемежаясь между собой, равномерно насыщают вещество угля, выполняя при этом роль второстепенных микрокомпонентов. Другие микрокомпоненты, как правило, единичны. Среди них отмечаются ткани пробки, остатки гелефицированной древесины и отдельные клетки распавшихся склеренхимных тканей. Минеральной примеси в угле мало. В куске уголь полублестящий, иногда полуматовый, однородный или штриховатый, с прямым изломом. Встречается он в пластах Канско-Ачинского бассейна, образуя слои небольшой мощности.

Тип ТУ-3в. Семигелинито-коллинитовый уголь с коровыми тканями.

В угле преобладает (более 75%) семигелинито-коллинит, характеризующийся однородным строением и буроватой окраской, среди которого равномерно распределяются обломки пробковых тканей, имеющих более темную окраску, чем остальное вещество угля. Единично обнаруживаются макроспоры с зернистой оболочкой и довольно часто смоляные тельца.

Уголь образовался в результате сильного разложения лигнино-целлюлозных тканей в процессе гелификации и последующего слабого окисления возникшего гелинито-коллинитового вещества. Минеральной примеси в угле мало. Другие форменные элементы встречаются редко. Уголь в куске полублестящий или полуматовый, штриховатый, с угловато-полураковистым изломом. Встречается в пластах Канско-Ачинского бассейна.

Тип ТУ-3г. Семигелинито-коллинитовый уголь смешанный (табл. LXXVIII, *2*).

Состав второстепенных микрокомпонентов в данном типе угля весьма разнообразен. В основную семигелинито-коллинитовую массу погружены микроспоры, пыльца, обрывки кутикулы, зерна смолы, мелкие гелефюзенизированные и семигелефюзенизированные растительные остатки ксиловитреновой и витреновой структуры, отличающиеся то черной, то бурой окраской. Оболочки микроспор и пыльцы часто имеют кольцеобразную несдавленную форму. Нитевидная и более толстая кутикула окаймляет полностью гелефицированные листья. Распределение всех форменных элементов более или менее равномерное, с тенденцией к послойному. Минеральная примесь в угле незначительна. В куске уголь полуматовый, более или менее однородный, с угловатым изломом. Угли типа встречаются в пластах Канско-Ачинского бассейна.

Фация осадков устойчивого сильно обводненного застойного торфяного болота—ТУ-4. Гелинито-коллинитовые угли (табл. LXXVIII, *3*, *4*; LXXIX; LXXX).

Данная подгруппа представлена шестью генетическими типами угля. Каждый из них содержит включения (до 25%) различных типов микрокомпонентов, а гелифюзинито-гелинито-коллинитовый уголь обогащен еще гелифюзенизированным веществом.

Тип ТУ-4а. Гелифюзинито-гелинито-коллинитовый уголь (табл. LXXVIII, *3*, *4*).

Уголь состоит из преобладающего (более 50%) гелинито-коллинита, являющегося результатом сильного остудневания лигнино-целлюлозных тканей и микрокомпонентов гелифюзинита, относящихся к посттелиниту и преколлиниту. Последние довольно равномерно распределяются в угле и составляют от 25 до 50% общего объема вещества угля. Из лейптинитовых микрокомпонентов присутствуют редкие обрывки кутикулы, зерна смолы, оболочки микроспор и пыльцы. Гелефицированные включения обнаруживаются в виде мелких обломков коровых и склеренхимных тканей. Минеральная примесь встречается в небольшом количестве. В куске уголь полуматовый или полублестящий, штриховатый, с занозистым изломом. Угли данного типа встречаются в пластах Канско-Ачинского бассейна.

Тип ТУ-4б. Гелинито-коллинитовый уголь с гелифюзинитом (табл. LXXIX, *1*).

В отличие от предыдущего этот тип угля характеризуется меньшим обогащением гелинито-коллинита включениями гелифюзинита, на долю которых приходится менее 25%. Оба типа угля связаны постепенными переходами. В куске уголь полублестящий, редко штриховатый, с полураковистым изломом; обнаруживается в пластах Канско-Ачинского бассейна.

Тип ТУ-4в. Гелинито-коллинитовый уголь с кутикулой.

Характерной особенностью угля данного типа является обогащение гелинито-коллинита остатками листовой и стеблевой кутикулы, которая имеет вид то замкнутых сильно вытянутых колец, то нитей или полосок, распо-

лагающихся по наслоению или беспорядочно. На долю кутикулы в угле приходится не более 25%. Другие микрокомпоненты почти отсутствуют. Минеральная примесь обнаруживается то в большем, то в меньшем количестве. При сильном обогащении угля кутикулой он переходит постепенно в кутинитовый уголь с гелинито-коллинитом. В куске уголь полублестящий, довольно однородный, с полураковистым изломом, плотный, довольно крепкий. Угли этого типа встречаются в небольших количествах в пластах как Иркутского, так и Канско-Ачинского бассейна.

Тип ТУ-4г. Гелинито-коллинитовый уголь со спорами и пыльцой (табл. LXXIX, *2*, *3*).

Уголь представлен гелинито-коллинитом (более 75%), среди которого равномерно рассеяны оболочки пыльцы и микроспор (от 5—10 до 25%). Макроспоры единичны. Микроспоры и пыльца в иркутских углях этого типа имеют вид тонких штрихов, расположенных послойно. В канско-ачинских углях оболочки пыльцы и спор большей частью кольцеобразны или несколько сдавлены и не обнаруживают послойного расположения. Другие микрокомпоненты для типа не характерны. Уголь обычно содержит мало минеральной примеси, иногда (Иркутский бассейн) он обогащен зернами пирита. В куске уголь блестящий или полублестящий, имеет раковистый излом и, как правило, однородную структуру. Чаще встречается в пластах Иркутского бассейна, но не исключается и в пластах Канско-Ачинского бассейна.

Тип ТУ-4д. Гелинито-коллинитовый уголь смешанный (табл. LXXX, *1*).

Особенностью угля данного типа является разнообразный состав второстепенных микрокомпонентов, насыщающих преобладающее (более 75%) гелинито-коллинитовое вещество. Последнее бесструктурно или слегка хлопьевидно. В нем обнаруживаются микроспоры, пыльца, зерна смолы, обрывки кутикулы, мелкие гелефюзенизированные и семигелефюзенизированные обломки предварительно сильно остудневших тканей, а также оформленные гелефицированные частички, относящиеся, по-видимому, к отдельным клеткам распавшихся пробковых тканей. Минеральные зерна немногочисленны. Все элементы распределены в гелинито-коллините угля равномерно. В куске уголь полублестящий, однородный, с полураковистым изломом. Встречается он в пластах Канско-Ачинского бассейна.

Тип ТУ-4е. Гелинито-коллинитовый уголь с гелифюзинитом и водорослями (табл. LXXX, *2—4*).

Углеобразующим микрокомпонентом угля является бесструктурный хлопьевидный гелинито-коллинит, составляющий более 75%. К второстепенным микрокомпонентам относятся оболочки пыльцы и микроспор, водоросли и мелкие частички неправильной, то более, то менее угловатой формы гелифюзинито-коллинита, местами гелифюзинито-посттелинита. Водоросли очень мелкие, остудневшие, почти никогда не обнаруживают структуру. Распределение перечисленных элементов равномерное. Сохранившиеся гелефицированные ткани в угле не встречены. Минеральной примеси мало. В куске уголь полублестящий, с жирным характером блеска, однородный, имеет раковистый излом. Угли этого типа обнаружены в пластах Канско-Ачинского бассейна. В Иркутском бассейне они встречены без фюзенизированного и гелефюзенизированного вещества.

Макрофация отложений весьма устойчивых торфяных болот — ТВУ. Лейптинитовые угли

(табл. LXXXI)

Угли данной группы состоят из стойкого микрокомпонента кутинита, накопление которого связано с интенсивным разложением и значительным исчезновением лигнино-целлюлозных тканей, чем они и отличаются от углей описанных выше групп. Среди этой группы выделяется три подгруппы, которые объединяют четыре генетических типа лейптинитовых углей с гелифюзинито-коллинитом, семигелинито-коллинитом и гелинито-коллинитом (табл. 21).

Таблица 21

Генетические типы и фации лейптинитовых углей

Генетическая подгруппа		Генетический тип		Фация					Макрофация
					Условия седиментации				
Название	Индекс	Название	Индекс	Индекс	Химизм среды болота	Степень обводненности болота	Степень подвижности водной среды болота	Название	
Лейптинитовые с гелифюзинито-коллинитом	V-2	Кутинитовый с семигелифюзинито-коллинитом	ТВУ-2а	ТВУ-2	Анаэробно-аэробный	Периодически обводненное	Слабо проточное	Осадков весьма устойчивого, периодически обводненного слабо проточного торфяного болота	Отложений весьма устойчивых торфяных болот — ТВУ
Лейптинитовые с семигелинито-коллинитом	V-3	Кутинитовый с семигелинито-коллинитом	ТВУ-3а	ТВУ-3	Аэробно-анаэробный	Обводненное	Застойное	Осадков весьма устойчивого обводненного застойного торфяного болота	
Лейптинитовые с гелинито-коллинитом	V-4	Кутинитовый с гелинито-коллинитом	ТВУ-4а	ТВУ-4	Анаэробный	Сильно обводненное	Застойное	Осадков весьма устойчивого, сильно обводненного застойного торфяного болота	
		Кутинито-коллинитовый *	ТВУ-4б						

* Данный тип угля в эту подгруппу включен условно.

Фация осадков весьма устойчивого, периодически обводненного слабо проточного торфяного болота — ТВУ-2. Лейптинитовые угли с гелифюзинито-коллинитом.

Угли этой подгруппы представлены всего лишь одним генетическим типом.

Тип ТВУ-2а. Кутинитовый уголь с семигелифюзинито-коллинитом.

Уголь состоит в основном (более 50%) из хорошо сохранившихся близко расположенных друг к другу полосок и нитей кутикулы, погруженных в бесструктурный семигелифюзинито-коллинит, имеющий бурую окраску. Местами кутикула окаймляет сильно гелефицированную паренхиму листа, содержащую нередко зерна смоляных телец. Последние в данном типе угля встречаются часто, что позволяет считать вероятным происхождение этого

угля из иголочек хвойных. Другие микрокомпоненты для типа не характерны. Минеральная примесь присутствует то в большем, то в меньшем количестве. В куске уголь полуматовый, штриховатый, с неровным изломом. Этот тип угля встречен в виде тонких прослоев и линз в пластах Канско-Ачинского бассейна.

Фация осадков весьма устойчивого обводненного застойного торфяного болота — ТВУ-3. Лейптинитовые угли с семигелинито-коллинитом.

Данная подгруппа также включает один генетический тип угля.

Тип ТВУ-3а. Кутинитовый уголь с семигелинито-коллинитом.

От предыдущего типа уголь отличается характером цементирующего вещества, которое в данном типе относится к семигелинито-коллиниту и имеет буроватую окраску. В угле также обнаруживается довольно много смоляных телец, которые располагаются в веществе, как оконтуренном кутикулой, так и в залегающем между полосками кутикулы. Единично встречаются микроспоры и пыльца. Минеральная примесь отмечается в виде зерен кварца и глинистого материала. В куске уголь полуматовый, штриховатый, с неровным изломом. Угли типа обнаруживаются в виде небольших слоев и линз в пластах Канско-Ачинского бассейна на границе с сапропелево-гумусовыми и гумусово-сапропелевыми углями.

Фация осадков весьма устойчивого, сильно обводненного застойного торфяного болота — ТВУ-4. Лейптинитовые угли с гелинито-коллинитом (табл. LXXXI).

Данная подгруппа представлена двумя генетическими типами углей. Один из них, кутинито-коллинитовый, в эту подгруппу включен пока условно, так как в нем коллинитовое вещество является результатом гелефикации кутикулы, а не лигнино-целлюлозных тканей, как это отмечается в другом типе угля этой подгруппы.

Тип ТВУ-4а. Кутинитовый уголь с гелинито-коллинитом (табл. LXXXI, *1*, *2*).

Уголь состоит из скопления листьев и молодых стеблей, ткань которых сильно остуднела и превратилась в бесструктурный гелинито-коллинит, частично в витрен «В» и комковатый ксиловитрен. Кутикула местами подчеркивает контуры остудневших тканей, окаймляя их, а местами располагается свободно в цементирующем веществе угля. Некоторые нити и полоски кутикулы обнаруживают более или менее сохранившиеся зубчики, другие — лишены их. Характерно отсутствие обрывков кутикулы, которые часто встречаются в различных типах других групп углей. Смоляные тельца в угле не встречены. Микроспоры и пыльца единичны. Минеральной примеси мало. В куске уголь полуматовый, штриховатый, с прямым изломом. Угли типа встречаются в пластах Иркутского бассейна.

Тип ТВУ-4б. Кутинито-коллинитовый уголь (табл. LXXXI, *3*).

Своеобразие этого типа заключается в том, что он состоит из плотно прилегающих друг к другу лишенных контуров полос кутикулы, которые большей частью сливаются между собой и образуют желтое или оранжево-желтое бесструктурное вещество кутинито-коллинита. Среди кутинито-коллинита, образовавшегося за счет расплывшейся вследствие гелефикации кутикулы, располагаются фрагментарные линзы витрена и комковатого ксиловитрена, а также обрывки гелефицированных тканей крупноаттритовой и аттритовой размерности. Эти включения окаймляются кутикулой и представляют собой скорее всего остатки листовой паренхимы. Из других лейптинитовых микрокомпонентов в угле встречаются единичные оболочки микроспор и пыльцы. Минеральная примесь не обнаружена.

В куске уголь полублестящий, тонкоштриховатый, иногда однородный, имеет полураковистый излом, очень плотный и довольно крепкий. Угли типа образуют слои небольшой мощности и встречаются в пластах Черемховского месторождения Иркутского бассейна; в Канско-Ачинском бассейне они не обнаружены.

ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ОТЛОЖЕНИЙ САПРОПЕЛЕВЫХ ОЗЕР — С

Общие замечания

Отложения сапропелевых озер представлены двумя генетическими подгруппами: а) сапропелево-гумусовыми и гумусово-сапропелевыми и б) сапропелевыми углями, различающимися между собой количественным соотношением гумусового и сапропелевого материала (табл. 22). Сапропелевые угли, в широком понимании этого термина, в различных частях Ангаро-Чулымского прогиба имеют неодинаковое распространение. В Иркутском угольном бассейне они широко известны вдоль его северо-восточной окраины, где образуют целые месторождения (Хахарейское и др.), а на остальной его территории, а также в Канско-Ачинском бассейне они встречаются в виде локально ограниченных прослоев в гумусовых углях. В отличие от гумусовых углей они характеризуются, как правило, более сильным разложением исходного материала и более бедным комплексом микрокомпонентов, сохранивших свою форму. Основными микрокомпонентами сапропелевых, гумусово-сапропелевых и сапропелево-гумусовых углей являются: сапро-коллинит, водоросли, кутикула, микроспоры и пыльца, гелинито-коллинит и гелинито-прекоплинит. Иногда в них обнаруживаются микрокомпоненты гелинито- и гелифюзинито-теллинитового и посттелинитового типов, а также смоляные тельца.

Сапро-коллинит представляет собой результат сильного разложения водного планктона, представленного низшими растениями — водорослями типа *Pila*, *Reinschia* и реже *Cladiscothallus*, а также различным животным планктоном. В тонком шлифе сапро-коллинит имеет оранжевую окраску, если не загрязнен глинистым веществом и не содержит гумусового материала. Он бесструктурен или имеет едва заметное комковатое строение; принимает участие в сложении всех типов сапропелевых углей и даже полностью слагает один из типов угля одноименного названия. Характеристика остальных микрокомпонентов была приведена выше в разделе гумусовых углей.

В соответствии с принятым нами принципом наименования генетических типов углей по сочетанию углеобразующих и второстепенных микрокомпонентов, а также структуре углеобразующего вещества необходимо перейти и к новой терминологии сапропелевых углей. В ныне существующей терминологии, во-первых, нет единого принципа и, во-вторых, не отражен вещественный состав в номенклатуре типов сапропелевых углей. Так, термин «кеннель» произошел от английского названия «Candle-coal», в котором слово «candle» в переводе на русский язык обозначает «свеча». Кеннель действительно горит как свеча ярким коптящим пламенем. Далее, «касьяниты», например, названы по Касьяновскому месторождению Иркутского бассейна, где они впервые были найдены. Термин «сапроколлит» расшифровывает вещественный состав и характер его структуры.

Новая терминология для обозначения генетических типов сапропелевых углей и микрокомпонентов была предложена А. И. Гинзбург (1962); однако, автор не может эту терминологию использовать в своей работе по следующим причинам.

1. Нет необходимости усложнять терминологию типов углей введением приставки «лит», указывающей, по объяснению А. И. Гинзбург, на то, что это порода, а не микрокомпоненты. Известно, что приставка «лит»

Таблица 22

Генетические типы и фации углей сапропелевых озер (С)

Генетическая подгруппа		Генетический тип		Фация				Макрофация
					Условия седиментации			
Название	Индекс	Название	Индекс	Индекс	Химизм среды озера	Степень подвижности водной среды озера	Название	
Сапропелево-гумусовые и гумусово-сапропелевые	I	Альгинито-споринито-гелинито-коллинитовый (кеннель)	СП-1	СП	Анаэробный	Застойное	Осадков прибрежных частей сапропелевых озер	Отложений сапропелевых озер—С
		Альгинито-гелинито-коллинитовый с кутикулой	СП-2					
		Миксто-альгинито-гелинито-коллинитовый	СП-3					
		Альгинито-сапро-коллинитовый с гелинито-телинитом	СП-4					
		Сапро-гелинито-преколлинитовый с кварцем	СП-5					
Сапропелевые	II	Гелинито-сапро-коллинитовый	СЦ-1	СЦ			Осадков центральных частей сапропелевых озер	
		Альгинитовый с сапроколлинитом (богхед)	СЦ-2					
		Сапро-коллинитовый (сапроколлит)	СЦ-3					

произошла от латинского слова «litos», что означает камень и, следовательно, придает смысл метаморфизации угля. Выделяя генетические типы углей, мы каждый раз снимаем признаки метаморфизма и, таким образом, идем от угля к торфу, или, в данном случае, к сапропелю, для которых понятие «окаменения» не применимо, так же как оно не применимо и для мягких бурых углей, широко распространенных в третичную эпоху угленакопления. В связи с этим мы считаем более целесообразным различать микрокомпоненты и типы углей по окончаниям терминов. Для микрокомпонентов мы сохранили международные окончания «инит», например альгинит, а для типа угля — «овый», т. е. сапро-коллинитовый.

2. Введенный А. И. Гинзбург термин «коллоальгинит» вместо существующего сапроколлита не отражает сути вещества этого типа, так как в его исходном материале имеются не только водоросли — альги, но и другие элементы планктона, в том числе и аллохтонное гумусовое вещество. Поэтому, очевидно, правильнее сохранить термин в старом понимании, в котором слово «сапро» отражает полностью исходный материал угля, а «колло»— его степень разложения. Так как для обозначения бесструктурности углеобразующего вещества в гумусовых углях мы пользуемся словом «коллинит», то и для данного типа угля предлагаем использовать это слово и принять название «сапро-коллинитовый уголь».

3. Предложенный А. И. Гинзбург термин «телоальгинит» лишен смысла, так как приставка «тело» произошла от латинского слова «telo» — расти-

тельная ткань. Водоросли, как известно, не являются тканями и каждое их включение представляет собой колонию одноклеточных экземпляров, называемую талломом. В связи с этим для обозначения водорослей как отдельного микрокомпонента автор предлагает сохранить термин «альгинит», а уголь, в составе которого они преобладают, называть альгинитовым углем.

Вещественно-петрографическая характеристика сапропелевых углей

Сапропелевые угли по сравнению с гумусовыми имеют резко подчиненное значение, и в настоящее время еще не представляется возможным в полной мере оценить ареалы их распространения и долю участия в сложении угольных пластов. Они, как правило, имеют локальное распространение, обусловленное особенностями их озерного генезиса, и отвечают макрофации отложений сапропелевых озер. Сапропелевые угли в основном известны в Иркутском бассейне, где в долине Пра-Ангары возникали благоприятные условия для развития мелких озерных водоемов. Последние не были характерны для низовьев крупных рек побережья эпиконтинентального морского бассейна. Здесь они в порядке исключения иногда также образуют маломощные и локально ограниченные пласты угля, но чаще отдельные прослои среди гумусовых углей.

Макрофация отложений сапропелевых озер — С
(табл. LXXXII — LXXXIV)

По условиям образования сапропелевые угли подразделяются на две генетические подгруппы (см. табл. 22). Первая характеризует условия накопления сапропелево-гумусовых и гумусово-сапропелевых углей в прибрежных частях сапропелевых озер, часто располагавшихся среди торфяных болот. Собственно сапропелевые угли накапливались в центральных или в удаленных от побережья частях сапропелевых озер, куда остатки высших растений в небольшом количестве попадали только в процессе их переноса водной средой.

Фация осадков прибрежных частей сапропелевых озер — СП. Сапропелево-гумусовые и гумусово-сапропелевые угли (табл. LXXXII—LXXXIII).

В сложении углей этой подгруппы принимает участие как сапропелевый, так и гумусовый материал. По соотношению углеобразующих и второстепенных микрокомпонентов среди углей данной фации выявляется пять генетических типов.

Тип СП-1. Альгинито-споринито-гелинито-коллинитовый уголь (*кеннель*) (табл. LXXXII, *1—4*).

Особенностью угля данного типа является преобладание гумусового гелефицированного вещества коллинитовой, местами прекоплинитовой структуры, среди которого равномерно и строго послойно рассеяны микроспоры обычно хорошей сохранности. Гелефицированное вещество по цвету не отличается от присутствующего в гумусовых углях и не обнаруживает признаков примеси в них сапропелевого материала. Водоросли в углях типа немногочисленны. Встречаются кутикула, смоляные тельца и очень мелкие остатки гелефицированных тканей в виде комочков и веретенообразных включений обычно бурого цвета. Минеральная примесь обнаруживается в виде зерен кварца и пирита. В куске уголь матовый, с жирным блеском, с плоско-раковистым изломом, имеет однородную структуру. Встречается чаще в пластах Иркутского, чем Канско-Ачинского бассейна.

Тип СП-2. Альгинито-гелинито-коллинитовый уголь с кутикулой (табл. LXXXII, *5*).

В угле преобладает коллинитовое гумусовое вещество с примесью сильно разложенного сапропелевого материала. Оба типа вещества тонко перемешиваются между собой, благодаря чему преобладающее вещество угля приобретает более или менее выраженный зернистый характер и оранжевато-буроватую окраску. Из второстепенных микрокомпонентов отмечаются очень тонкие, едва просвечивающиеся нити оранжевой кутикулы, не имеющие строго послойного расположения, небольшое количество крупных и мелких водорослей *Pila*, лишенных ячеистого строения. Обнаруживаются сгустки и линзочки темно-бурого гумусового вещества и единичные зерна кварца, но иногда они отмечаются и в повышенном количестве. Распределение всех элементов угля равномерное. В куске уголь полублестящий, однородный, с жирным блеском, полураковистым изломом. Встречается в пластах как Иркутского, так и Канско-Ачинского бассейнов.

Тип СП-3. Миксто-альгинито-гелинито-коллинитовый уголь (табл. LXXXII, *6*; LXXXIII, *1*, *2*).

Уголь состоит из гелинито-коллинитового вещества, среди которого обнаруживается сапропелевый материал по характерному для него оранжевато-буроватому цвету. Преобладающее цементирующее вещество имеет тонкозернистое строение и буроватую окраску. Характерно присутствие значительного количества мелких и крупных водорослей *Pila* и *Reinschia* с четко выраженной ячеистой структурой в сочетании с равномерно рассеянными полупрозрачными и непрозрачными зернами гелифюзинито-коллинита и микроспорами плохой и средней сохранности. Особенностью типа является сильное разложение и измельчение исходного материала и равномерное распределение всех микрокомпонентов в преобладающем веществе угля. Уголь бывает то более, то менее обогащен зернами кварца; нередко обнаруживаются линзы каолинитового материала оранжевато-серого цвета, к которому примешаны частички гумусового вещества пелитовой размерности. В куске уголь полуматовый, с сероватым оттенком, однородный по структуре, с угловатым изломом. Описанный тип в пластах сочетается с глинистыми прослоями, обогащенными гумусовым веществом. Угли типа чаще встречаются среди углей Канско-Ачинского бассейна.

Тип СП-4. Альгинито-сапро-коллинитовый уголь с гелинито-телинитом (табл. LXXXIII, *3*, *4*).

Уголь этого типа состоит из сапро-коллинита бурого цвета, в котором обнаруживается то меньшее, то большее количество крупных обрывков стеблевых тканей и листьев, превращенных в бесструктурный витрен и комковатый ксиловитрен. Местами гумусовые включения очень мелкие и соответствуют одной или группе остудневших клеток, распавшихся тканей; цвет их оранжево-красный. В сапро-коллините встречаются водоросли типа *Pila*, количество которых не постоянно. Водоросли то очень мелкие, то крупные; те и другие — различной сохранности. Распределение гелефицированных тканей неравномерное. Местами они преобладают и, подступая близко друг к другу, вытесняют сапропелевое вещество угля. Местами количество их уменьшается, и сапропелевое вещество становится преобладающим. Располагаются гелефицированные фрагменты вытянутыми полосами и линзами, придавая микроструктуре угля слоистый характер. Микроспоры немногочисленны; смола и кутикула единичны. Уголь содержит мало зерен кварца и нередко бывает обогащен пиритом. В куске уголь полуматовый, с жирным блеском, по структуре неравномерно штриховатый, с полураковистым изломом. Подобный уголь встречен в Черемховском месторождении Иркутского бассейна и впервые описан Ю. А. Жемчужниковым (1931, 1934б, д).

Тип СП-5. Сапро-гелинито-преколлинитовый уголь с кварцем (табл. LXXXIII, *5*).

В угле преобладает гелинито-преколлинитовое вещество с примесью сапро-коллинитового. Оно состоит из очень мелких бесструктурных расплывчатых комочков, представляющих собой остатки остудневших тканей. В угле обнаруживаются редкие микроспоры, неясно выраженные водоросли типа *Pila* довольно крупных размеров и плохой сохранности, а также единичные включения смол. Для типа характерно присутствие большого количества равномерно рассеянных крупных зерен кварца угловатой формы; последние распределены между комочками гелефицированного вещества. В куске уголь полуматовый, иногда матовый, однородной структуры, имеет сероватый оттенок. Встречается он в пластах Канско-Ачинского бассейна.

Фация осадков центральных частей сапропелевых озер — СЦ. Сапропелевые угли (табл. LXXXIV).

К этой подгруппе относятся угли, в составе которых резко преобладает вещество сапропелевого характера. Среди них выделено три генетических типа, различающихся между собой по структуре углеобразующего вещества.

Тип СЦ-1. Гелинито-сапро-коллинитовый уголь (табл. LXXXIV, *1*, *2*).

Особенностью угля данного типа является пелитовый характер преобладающего вещества, представленного тонкой смесью сапро-коллинита и гелинито-коллинита. При увеличении в 1000 раз видны плотно прилегающие друг к другу бесструктурные зерна, не имеющие четких контуров, оранжеватой, буроватой, а иногда даже более темной окраски. Фрагменты тканей не обнаружены. Из стойких элементов встречаются немногочисленные микроспоры средней и редко хорошей сохранности; единичные водоросли имеют очень мелкие размеры. Из минеральных примесей отмечаются зерна кварца и иногда линзы каолиновой глины оранжевато-желтоватого цвета. В куске уголь полуматовый, с жирным блеском, однородной структуры. Имеет неширокое распространение в пластах Канско-Ачинского и Иркутского бассейнов.

Тип СЦ-2. Альгинитовый уголь с сапро-коллинитом (*богхед*) (табл. LXXXIV, *3*, *4*).

Для данного типа угля характерно преобладание сапро-коллинитового вещества бурого цвета, среди которого в значительном количестве обнаруживаются водоросли *Pila* и *Reinschia*. Размеры водорослей колеблются от мелких до крупных; изменяется также и их сохранность. Некоторые водоросли имеют ясно выраженное ячеистое строение, другие характеризуются бесструктурностью и более или менее четкими контурами. Местами в угле встречаются обрывки тканей высших растений с ксиловитреновой структурой, единичные нити кутикулы и споры плохой сохранности. Минеральной примеси обычно мало. Распределение форменных элементов довольно равномерное и примерно послойное. В куске уголь матовый, с жирным блеском, однородный, массивный, с крупнораковистым изломом. Угли этого типа встречаются не часто в пластах многих месторождений Иркутского и Канско-Ачинского угольных бассейнов.

Тип СЦ-3. Сапро-коллинитовый (*сапроколлит*) *уголь* (табл. LXXXIV, *5*, *6*).

Уголь состоит из желтовато-оранжевого сапро-коллинита, среди которого в очень небольшом количестве рассеяны строго послойно, часто равномерно микроспоры плохой сохранности и сгустки гумусового бесструктурного вещества, четко выделяющиеся благодаря характерному темно-бурому

цвету. В единичных случаях обнаруживаются листья, представленные комковатым ксиловитреном, или отдельные остудневшие группы клеток, оставшиеся от распадения тканей. Встречаются мелкие единичные водоросли *Pila*, вещество которых бесструктурно и постепенно сливается с окружающей массой угля. Иногда водоросли минерализованы и обладают четко выраженной ячеистой структурой. Общее количество форменных элементов очень небольшое, и весь уголь в основном сложен бесструктурным веществом, т. е. сапро-коллинитом. Минеральная примесь в угле обычно незначительна. В куске уголь матовый, плотный, вязкий, массивный, однородный, с раковистым изломом. Встречается в ряде месторождений Иркутского и Канско-Ачинского бассейнов.

МАКРОФАЦИИ И ФАЦИИ ОТЛОЖЕНИЙ ТОРФЯНЫХ БОЛОТ И САПРОПЕЛЕВЫХ ОЗЕР

Из приведенной характеристики вещественно-петрографического состава гумусовых углей, входящих в различные генетические группы, ясно видно, что каждая последующая генетическая группа углей характеризуется все большей степенью разложения и измельчения лигнино-целлюлозных тканей, независимо от типа вещества углеобразующих микрокомпонентов. Если угли телинитовой генетической группы состоят из крупных фрагментов, имеющих более или менее сохранившуюся клеточную структуру растительной ткани, то в составе углей коллинитовой группы резко преобладает бесструктурное, иногда хлопьевидное углеобразующее вещество, представленное основной массой гумусового, сапропелево-гумусового, гумусово-сапропелевого и сапропелевого состава. Угли посттелинитовой и преколлинитовой групп по структуре вещества углеобразующих микрокомпонентов занимают промежуточное положение, приближаясь при этом соответственно то к телинитовым, то к коллинитовым углям. Лейптинитовая группа углей характеризуется почти полным разложением лигнино-целлюлозных тканей с частичным выносом продуктов их разложения, в результате чего они больше чем наполовину обогащаются стойкими форменными элементами.

Болотные ландшафты, которые периодически возникали в течение времени накопления осадков угленосной формации Ангаро-Чулымского прогиба, занимали значительные площади, простиравшиеся как вдоль побережья эпиконтинентального морского бассейна (наземные дельты и участки побережья между ними), так и проникавшие вглубь крупных, а в ряде случаев и некоторых мелких речных долин. Вполне естественно, что отдельные участки болотного ландшафта в зависимости от места их положения на площади торфообразующей зоны характеризовались прежде всего неодинаковым тектоническим режимом, т. е. обладали неодинаковой степенью подвижности или устойчивости. Этим, как было показано в ранее опубликованных работах (Тимофеев, 1952, 1956, 1960б, 1961, 1964; Тимофеев, Боголюбова, 1962, 1963, 1964, 1965а), обусловливалось возникновение в соответствующих палеогеографических обстановках углей всегда с какой-либо одной структурой вещества углеобразующих микрокомпонентов, т.е. углей любой из пяти генетических групп. Приуроченность углей, имеющих телинитовую и посттелинитовую структуру, к аллювиально-озерно-болотным, пролювиально-озерно-болотным, делювиально-озерно-болотным, аллювиально-прибрежно-морским и другим близким к перечисленным обстановкам позволяет утверждать, что их образование происходило в подвижной и относительно подвижной областях торфонакопления (в смысле их тектонического режима), характеризующихся большой и относительно большой скоростью опускания. Это обеспечивало быстрое и относительно быстрое захоронение т о р ф о г е н н о г о слоя под вновь накапливавшимися слоями, а в связи с этим слабое и относительно слабое разложение растительного материала,

закончившееся соответственно на телинитовой и посттелинитовой стадиях. Поэтому угли со слабой степенью разложения лигнино-целлюлозных тканей, или телинитовые угли, характеризуют макрофацию отложений подвижных торфяных болот (ТП). Угли же, имеющие несколько бóльшую степень разложения лигнино-целлюлозных тканей, или посттелинитовые угли, формировались в условиях макрофации относительно подвижных торфяных болот (ТОП).

Прекоплинитовые, коллинитовые и лейптинитовые, а также сапропелево-гумусовые, гумусово-сапропелевые и сапропелевые угли связаны и с другими обстановками осадконакопления, а именно с озерно-болотными и прибрежно-морскими, характеризующимися относительным постоянством условий седиментации и незначительным в каждой из них диапазоном изменения фаций. Перечисленные обстановки свидетельствуют о возникновении углей соответственно в относительно устойчивой, устойчивой и весьма устойчивой областях торфонакопления, имеющих незначительную скорость погружения. Это способствовало длительному пребыванию торфогенного слоя в условиях, благоприятных для относительно сильного, сильного и очень сильного разложения растительного материала, превращению его в более или менее бесструктурное вещество, образующего угли соответственно прекоплинитовой, коллинитовой и лейптинитовой генетических групп. В соответствии с этим можно считать, что угли с относительно сильной степенью разложения лигнино-целлюлозных тканей, т. е. прекоплинитовые угли, характеризуют макрофацию отложений относительно устойчивых торфяных болот (ТОУ), а коллинитовые угли, которые образованы сильно разложенными лигнино-целлюлозными тканями,— макрофацию отложений устойчивых торфяных болот (ТУ). Лейптинитовые угли, сформировавшиеся при длительном и почти полном биохимическом разложении лигнино-целлюлозных растительных тканей с частичным выносом продуктов этого разложения, указывают на макрофацию отложений весьма устойчивых торфяных болот (ТВУ).

Следовательно, тектонический режим области торфонакопления, т. е. степень ее подвижности или устойчивости, регулировал интенсивность разложения растительного материала и обусловливал структуру (телинитовую, посттелинитовую, прекоплинитовую, коллинитовую, лейптинитовую) углеобразующего вещества независимо от его типа.

В пределах каждой генетической группы и соответственно каждой макрофации отложений угли, хотя и имеют одинаковую структуру вещества углеобразующих микрокомпонентов, резко различаются по типам этого вещества. Последние являются результатом неодинаковой направленности процессов биохимического разложения исходного растительного материала, которая зависела от водного режима болота. Характер водного режима определялся изменением и соотношением степени обводненности и степени проточности болота на фоне то более быстро, то более медленно опускающегося того или иного участка области торфонакопления; он же контролировал окислительно-восстановительный потенциал торфогенного слоя. Так, при усилении обводненности и застойности болота процесс развивался в сторону гелефикации растительного материала, из которого в дальнейшем возникли гелинитовые и семигелинитовые угли семи генетических подгрупп. При осушении или периодической обводненности и различной проточности направление процесса в болоте менялось в сторону фюзенизации или гелефюзенизации. Первый процесс привел к образованию подгруппы фюзинитовых углей, а второй — пяти гелифюзинитовых и двух гелифюзинитоподобных подгрупп углей. Следовательно, угли каждой генетической подгруппы отличаются друг от друга или по типу вещества углеобразующих микрокомпонентов, или по его

структуре, иногда по тому и другому признакам одновременно. Различные комбинации этих генетических признаков, характеризующих облик углей каждой подгруппы, указывают на фациальные особенности их накопления, т. е. определяют их фацию.

Процесс гелификации, протекавший в сильно обводненных и обводненных непроточных (застойных) болотах с анаэробной и аэробно-анаэробной средой, приводил к формированию гелинитовых и семигелинитовых углей. В свою очередь, подобное превращение растительного материала происходило в болотах с различной степенью их подвижности или устойчивости, что, естественно, сказалось на углях, которые в связи с этим приобретали разнообразную структуру вещества углеобразующих микрокомпонентов — от телинитовой до лейптинитовой включительно.

В подвижных, относительно подвижных и относительно устойчивых областях торфонакопления на территории Ангаро-Чулымского прогиба возникали только гелинитовые угли с телинитовой, посттелинитовой и прекоплинитовой структурой вещества. Первые, т. е. гелинито-телинитовые угли, имеющие наиболее слабую степень разложения растительного материала, среди которого можно различать хорошо сохранившиеся фрагменты тканей, характеризуют фацию осадков подвижного, сильно обводненного застойного торфяного болота (ТП-4). Дальнейшее разложение растительного материала, который терял свою фрагментарность и приобретал крупноаттритовую и аттритовую степень измельчения, протекало в болотах с несколько ослабленной подвижностью и приводило к появлению посттелинитовых углей. По условиям образования эти угли могут быть отнесены к фации осадков относительно подвижного, сильно обводненного застойного торфяного болота (ТОП-4). Каждая из этих двух фаций может характеризоваться как лесным, так и кустарниковым и мелкодревесным фитоценозом. Поэтому среди углей этих фаций различаются генетические типы с указанием, из каких преимущественно частей растений они образованы. Углеобразующее вещество прекоплинитовых углей представляет собой результат уже относительно сильного разложения и раздробления растительного материала, который вследствие сильного остудневания лишился контуров и принял облик мелко гранулированного вещества. Прекоплинитовая структура и гелинитовое вещество указывают на фацию осадков относительно устойчивого, сильно обводненного застойного торфяного болота (ТОУ-4).

В устойчивых болотах процесс гелификации растительного материала приводил к накоплению уже не только гелинитовых, но и семигелинитовых углей. Так, при сильном разложении лигнино-целлюлозные ткани превращались в бесструктурное или хлопьевидное, т. е. коллинитовое, вещество. Его строение указывает, что оно формировалось в условиях фации осадков устойчивого, сильно обводненного застойного торфяного болота (ТУ-4). Однако, если в отдельных участках устойчивого болота обводненность несколько ослаблялась, то происходило некоторое побурение коллинитового вещества, которое превращалось из гелинитового в семигелинитовое (последнее является переходным к семигелифюзинитовому). Это служит прямым указанием на изменение условий его накопления. Поэтому семигелинито-коллинитовые угли следует относить к фации осадков устойчивого обводненного застойного торфяного болота (ТУ-3).

В весьма устойчивых болотах, где гелификация протекала длительное время, происходило становление лейптинитовых углей как с гелинито-коллинитом, так и с семигелинито-коллинитом. Протекало почти полное разложение не только лигнино-целлюлозных тканей, но иногда и таких стойких форменных элементов, как кутикула (кутинито-коллинитовый

уголь). Коллинитовое бесструктурное или хлопьевидное вещество в кутинитовых углях (других лейптинитовых углей в пределах Ангаро-Чулымского прогиба нами не было встречено) присутствует в незначительном количестве и служит цементом, в котором погружены стойкие части древесной растительности. Если они цементируются гелинито-коллинитом или разложены до состояния коллинита, то характеризуют фацию осадков весьма устойчивого, сильно обводненного застойного торфяного болота (ТВУ-4). На участках болот, где коллинитовое вещество подверглось слабому окислению, возникали лейптинитовые угли с семигелинито-коллинитом, имеющим вместо красной буроватую окраску. Изменение окраски коллинитового вещества лейптинитовых углей указывает на то, что их формирование происходило в условиях фации осадков весьма устойчивого обводненного застойного торфяного болота (ТВУ-3).

Однако среди углей этих подгрупп встречаются и такие генетические типы угля, которые обязаны своим возникновением некоторым, хотя и незначительным локальным колебаниям степени обводненности и застойности водной среды болота. Изменение глубины (мощности) водного покрова приводило к возникновению углей, имеющих несколько повышенный состав второстепенных микрокомпонентов. Так, некоторый спад воды в болоте вызывал частичную гелефюзенизацию предварительно остудневшего растительного материала и появление углей гелифюзинито-гелинитовых и семигелифюзинито-гелинитовых со структурой углеобразующего вещества, соответствующей той или иной степени подвижности или устойчивости области торфонакопления, к которой было приурочено болото. На участках, характеризующихся большей глубиной водного слоя, например в мелких болотных водоемах озерного типа, образовывались специфические типы углей — гелинитовые с гелифюзинитом и водорослями. Их приуроченность к болотным водоемам подчеркивается наличием в составе водорослей аллохтонных обрывков гелефюзенизированных и фюзенизированных тканей угловатой и неправильной формы, равномерным распределением всех компонентов и линзовидной формой залегания в пласте типа угля в целом. Эти угли обнаруживаются с любой структурой гелинитового вещества, за исключением телинитовой, и встречаются в областях торфонакопления с соответствующим тектоническим режимом.

Некоторую специфику приобретают отдельные типы гелинитовых углей в связи с тем, что сильно обводненные застойные болота характеризовались различными фитоценозами: в одних случаях они представлены в основном крупными формами древесной растительности, давшими гелинито-телинитовые и гелинито-посттелинитовые крупнодревесинные угли с гелифюзинитом и без него или обогащенные суберинитом и склеренхимными тканями; в других—растениями мелкой древесной и кустарниковой формы, из которых образовались гелинито-телинитовые и гелинито-посттелинитовые мелкодревесинные угли. Естественно предположить, что указанные фитоценозы были исходными и для гелинито-преколлинитовых, гелинито-коллинитовых и лейптиновых углей. Но специфика их не проявилась в этих типах угля вследствие длительной гелификации растительного материала, имевшей место при их образовании. Гелинитовые угли с лесным фитоценозом (крупная древесная растительность) концентрируются в центральной, юго-западной и северо-западной частях Ангаро-Чулымского прогиба (месторождения Канско-Ачинского бассейна), где торфонакопление развивалось в условиях побережья крупного эпиконтинентального морского бассейна. Угли с мелкодревесным и кустарниковым фитоценозом распространены в юго-восточной части прогиба (месторождения Иркутского бассейна), а также на внутриконтинентальных участках, связанных с условиями речных долин.

В обстановке периодически обводненного слабо проточного торфяного болота протекал сложный процесс гелефюзенизации, при котором

растительный материал подвергался разложению как в процессе гелификации, так и в результате последующей наложенной фюзенизации. Характерной особенностью болота этого типа является непостоянство химизма его среды, которая изменялась от анаэробной к аэробной и обратно, из-за чередования периодов обводнения и осушения. Поэтому в зависимости от длительности и интенсивности окисления предварительно остудневшего исходного растительного вещества возникали гелефюзенизированные и семигелефюзенизированные микрокомпоненты, концентрация которых независимо от их структуры давала гелифюзинитовые и семигелифюзинитовые угли. Очевидно, следует предположить, что торфогенный слой в этом болоте находился близко от границы раздела двух сред: анаэробной и аэробной, и всякое, даже небольшое изменение уровня грунтовых вод, а в связи с этим и обводненности болота, смещало его окислительно-восстановительный потенциал то в одну, то в другую сторону. Именно это могло благоприятствовать одновременному развитию процессов гелификации и фюзенизации, следовавших один за другим. Однако местами, на отдельных микроучастках болота, остудневший растительный материал не был затронут фюзенизацией, в результате чего появлялись гелифюзинитовые угли со значительной примесью гелифицированных микрокомпонентов. Наблюдения показывают, что периодически обводненные слабо проточные болота характеризуются лесным фитоценозом и не обнаруживают в своем составе в преобладающем количестве растительности другого типа.

Подобного типа болота испытывали различный тектонический режим и, следовательно, в них так же, как и в болотах при процессе гелификации, формировались угли с неодинаковой структурой вещества углеобразующих микрокомпонентов. В подвижных торфяных болотах растительный материал претерпевал весьма незначительное разложение и еще сохранял фрагментарную форму обрывков. Некоторые колебания проточности болота, а также неравномерная интенсивность его периодического обводнения обусловливали образование гелифюзинито- и семигелифюзинито-телинитовых углей. На отдельных участках этого болота возникали и такие гелифюзинито-телинитовые угли, в которых 25% составляло гелинитовое вещество. Этот комплекс признаков указывает на то, что формирование подобных углей происходило на участках болота, где господствовали условия фации осадков подвижного, периодически обводненного слабо проточного лесного торфяного болота (ТП-2). В относительно подвижных и относительно устойчивых болотах образовывались в основном гелифюзинитовые угли соответственно с посттелинитовой и преколлинитовой структурой их вещества. Кроме того, здесь, как и в подвижных болотах, имелись участки, где временно ослабевало или прекращалось окисление разлагавшегося растительного материала, и к гелефюзенизированному веществу примешивалось гелифицированное (до 25%). Поэтому угли этих двух подгрупп различаются только структурой вещества углеобразующих микрокомпонентов. В первом случае, когда она в силу относительно слабого разложения лигнино-целлюлозных тканей была посттелинитовой, угли данной подгруппы возникали в условиях фации осадков относительно подвижного, периодически обводненного слабо проточного лесного торфяного болота (ТОП-2). Дальнейшее разложение растительного материала приводило к формированию гелифюзинито-преколлинитовых углей в условиях фации осадков относительно устойчивого, периодически обводненного слабо проточного торфяного болота (ТОУ-2).

В устойчивых болотах в процессе гелефюзенизации лигнино-целлюлозные ткани претерпевали сильное разложение, а постоянство обводненности и проточности болота обеспечивало появление исключительно гелифюзинито-коллинитовых углей. Подобный комплекс признаков позволяет от-

нести эти угли к фации осадков устойчивого, периодически обводненного слабо проточного торфяного болота (ТУ-2).

Из лейптинитовых углей, которые образовывались в условиях фации осадков весьма устойчивого, периодически обводненного слабо проточного торфяного болота (ТВУ-2), в Ангаро-Чулымском прогибе известны только кутинитовые угли с семигелифюзинито-коллинитом. Для них характерно почти полное разложение лигнино-целлюлозных тканей, бесструктурное вещество которых цементирует стойкие форменные элементы.

Гелифюзинитовые угли с телинитовой и посттелинитовой структурой сложены остатками крупной древесной растительности, и это в большинстве случаев не вызывает сомнений. Однако этого нельзя сказать об остальных типах гелифюзинитовых углей, в которых исходная древесная растительность неопределима вследствие ее длительной предварительной гелефикации, обусловленной медленным опусканием области торфонакопления. Гелифюзинитовые угли приурочены к центральной, юго-западной и северо-западной частям Ангаро-Чулымского прогиба, т. е. к тем регионам, где произрастала в основном крупная древесная растительность. Эти болота занимают локальные участки среди преобладающих сильно обводненных и застойных лесных болот.

Процесс гелефюзенизации протекал и в болотах с более или менее постоянной средней степенью обводненности, но характеризовавшихся значительной подвижностью водной среды, т. е. проточностью. Здесь большая роль в превращении растительного материала принадлежит механическому раздроблению. В этих болотах восстановительная среда, являющаяся результатом сильного обводнения, могла сменяться более или менее окислительной по мере насыщения воды кислородом воздуха вследствие ее движения. В этих условиях растительный материал, дошедший в одних случаях до посттелинитовой, в других — до коллинитовой стадии в процессе гелефикации, затем фюзенизировался и в результате наложения одного процесса на другой образовывалось гелефюзеноподобное посттелинитовое и коллинитовое вещество, явившееся соответственно углеобразующим для гелифюзинито-посттелинитовых и гелифюзинито-коллинитовых углей. По условиям образования первые угли характеризуют фацию осадков относительно подвижного обводненно-проточного лесного торфяного болота (ТОП-1), а вторые угли — фацию осадков устойчивого обводненно-проточного торфяного болота (ТУ-1). Обогащение этих типов углей минеральной примесью связано с проточностью болота, от интенсивности которой зависит ее количество. Сильная проточность обусловливала значительный привнос терригенной примеси, приводящий нередко к прекращению торфонакопления и накоплению углистых аргиллитов и мелкозернистых алевролитов, а также аргиллитов, часто сопутствующих гелифюзинитоподобным углям любой структуры в зависимости от приуроченности болота к области торфонакопления с тем или иным тектоническим режимом.

Следует отметить, что в условиях обводненного проточного лесного торфяного болота (гелифюзинитоподобные угли) и периодически обводненного слабо проточного лесного торфяного болота (гелифюзинитовые угли) возникает практически одинаковый химизм среды, обусловленный в первом случае проточностью, а во втором — периодическим осушением болота. Фактически образуются петрографически сходные типы вещества. Однако гелефюзеноподобное вещество в отличие от гелефюзенизированного обогащено минеральной примесью и имеет иную форму микрокомпонентов; последние обладают неровными, часто растрепанными краями, указывающими на то, что, помимо биохимического разложения, растительный материал подвергался механическому раздроблению. Гелифюзинитоподобные угли обнару-

живаются в окраинных частях областей торфонакопления на северо-западе, юго-западе и в центральной части Ангаро-Чулымского прогиба.

«Сухие» непроточные лесные торфяные болота характеризовались окислительной средой, под влиянием которой протекали чистые процессы фюзенизации. Это было возможным, очевидно, в случае положения торфогенного слоя на уровне раздела двух фаз анаэробной и аэробной среды, что обусловливало его достаточно сильную аэрацию и разложение растительного материала при значительном доступе кислорода воздуха. В подвижных торфяных болотах растительные остатки, сохраняя в результате незначительного разложения фрагментарную форму, принимали участие в накоплении фюзинито-телинитовых углей. По комплексу признаков они могут быть отнесены к фации осадков подвижного «сухого» застойного лесного торфяного болота (ТП-5). В этих болотах произрастала крупная древесная растительность. Фюзинитовые угли накапливались на незначительных локальных участках среди застойных, сильно обводненных лесных болот в центральной, юго-западной и северо-западной частях Ангаро-Чулымского прогиба.

Сапропелевые, гумусово-сапропелевые и сапропелево-гумусовые угли формировались в неглубоких застойных, часто зарастающих озерах, которые располагались в понижениях рельефа преимущественно устойчивых торфяных болот или окраинных частей речных долин. В этих озерах развивался водный фитоценоз, представленный зелеными водорослями *Pila* и *Reinschia*. При отмирании остатки водорослей падали на дно и, разлагаясь, вместе с принесенными с берега остатками спор, пыльцы, обрывков стеблей и листьев образовывали органический ил, называемый сапропелем. Чем дальше от берега к центру озера, тем меньше оказывалось в составе сапропеля органического вещества высших растений. При приближении к берегу соотношение оказывалось обратным. В результате образовывались различные генетические типы сапропелевых углей, соответствующие двум фациям в пределах сапропелевых озер. Генетические типы, объединяемые в подгруппу сапропелево-гумусовых и гумусово-сапропелевых углей, относятся к фации осадков прибрежных частей сапропелевых озер (СП). Генетические типы углей сапропелевой подгруппы связаны с фацией осадков центральных частей сапропелевых озер (СЦ). Условия сильного обводнения в сочетании с медленным опусканием области торфонакопления определили коллинитовую структуру углеобразующего вещества в генетических типах углей обеих подгрупп. Озерные фации располагаются локальными участками среди устойчивых и сильно обводненных застойных торфяных болот Ангаро-Чулымского прогиба; они более характерны для его юго-восточной и, очевидно, северо-восточной частей.

ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

Таким образом, накопление органического вещества в торфяных болотах и сапропелевых озерах по сравнению с аллювиальными, делювиально-пролювиальными, озерными, озерно-болотными и морскими отложениями, хотя и имеет специфические особенности, определялось общим ходом образования угленосной формации в целом. Установленные прежде всего различия в структуре вещества (независимо от его типа) углеобразующих микрокомпонентов и приуроченность углей той или иной одноименной генетической группы к соответствующим обстановкам осадконакопления показывают, что ведущим фактором при образовании углей является относительная подвижность или устойчивость области торфонакопления. Этим определялась скорость погружения торфогенного слоя и его перекрытия отмирающей растительностью или терригенно-глинистыми осадками. Каждый из таких торфогенных слоев, из которых в конечном итоге складывались угольные пласты различной мощности, характеризовался своим хи-

мизмом среды, зависящим от степени обводненности и степени подвижности водной среды в болоте, т. е. окислительно-восстановительным потенциалом. Именно последним обусловливалась направленность разложения растительного материала, который подвергался одному из трех процессов — гелификации, фюзенизации, гелефюзенизации. Химизм среды болота был фактором более изменчивым и в пределах одной и той же обстановки осадконакопления мог колебаться на фоне одних и тех же условий подвижности или устойчивости болота. Поэтому в разрезе того или иного угольного пласта можно наблюдать чередование в более или менее определенной последовательности различных генетических типов углей, имеющих неодинаковые типы вещества (фюзенизированное, гелефицированное, семигелефицированное, гелефюзенизированное, гелефюзеноподобное), но всегда какую-либо одну структуру этих типов вещества. Сочетанием всех этих главнейших генетических факторов определялось все разнообразие генетическх типов гумусовых углей, которыми более чем на 95% сложены угольные пласты юрской угленосной формации Ангаро-Чулымского прогиба.

Сапропелевые угли по сравнению с гумусовыми имеют другой исходный материал, который накапливался не в болотах, а в озерах, что, естественно, обусловливало их своеобразный облик и иную структуру угольного вещества. Своеобразие этих углей заключается еще и в том, что в их строении принимало участие в различных количествах также гумусовое коллинитовое вещество. Возникшие при этом генетические типы гумусово-сапропелевых и сапропелево-гумусовых углей являются связующим звеном между собственно сапропелевыми, с одной стороны, и гумусовыми углями — с другой.

Глава IX

МАКРОФАЦИИ, ФАЦИИ И ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОТЛОЖЕНИЙ ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНОГО МОРСКОГО БАССЕЙНА (Б)

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Наряду с охарактеризованными выше континентальными отложениями (аллювиальными, делювиально-пролювиальными, озерными и озерно-болотными, торфяными, сапропелевыми) в строении юрской угленосной формации Ангаро-Чулымского прогиба в незначительной степени принимают участие бассейновые отложения. Последние накапливались периодически в результате кратковременных трансгрессий крупного эпиконтинентального морского бассейна на плоские заболочённые пространства аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин северо-западной и в меньшей мере юго-западной и центральной частей прогиба. Этот бассейн имел сильно изрезанную и часто изменявшую свои очертания береговую линию. Глубоко вдававшиеся в эпиконтинентальный бассейн дельты таких крупных рек, как Пра-Чулым, Пра-Ангара и Пра-Тунгуска, еще более усложняли его очертания. В свою очередь, небольшие поднятия или опускания прибрежных равнин вызывали значительные сокращения или увеличения площади бассейна седиментации.

Эпиконтинентальный мелководный, в той или иной мере опресненный морской бассейн являлся непосредственным продолжением более крупного и обширного морского бассейна, занимавшего территорию огромной Западно-Сибирской эпипалеозойской платформы. В позднеюрское время последний, по данным А. А. Булынниковой и В. С. Суркова (1962), достигал района Максимоярской опорной скважины (среднее течение р. Кеть), т. е. северо-западной окраины Ангаро-Чулымского прогиба, на что указывают осадки верхнеюрской максимоярской свиты с морской фауной пелеципод (*Pseudomonotis* ex gr. *echinata*, *P.* sp., *Modiola* sp., *Tancredia* sp.— келловей). Однако следует отметить, что одновозрастные осадки тяжинской свиты, присутствующие юго-восточнее, в Тегульдетской, Чулымо-Енисейской и Канско-Тасеевской впадинах, скорее всего, по нашему мнению, накапливались в более прибрежно-мелководных частях этого же морского бассейна, т. е. в пределах его опресненной эпиконтинентальной части. Граница между эпиконтинентальным (окраинным) и собственно морским бассейнами более чем условна; вполне возможно, что включаемые в генетическую группу бассейновых отложений некоторые типы осадков представляют собой не что иное, как осадки прибрежного морского мелководья, содержащие в силу особых условий седиментогенеза не типичную морскую, а уже несколько опресненную фауну. Все же наиболее благоприятные условия для поселения и захоронения фауны имелись в относи-

тельно спокойных и удаленных от побережья частях эпиконтинентального морского бассейна, где накапливались в основном алеврито-глинистые осадки; не исключено, что подобные условия могли возникать иногда и в их прибрежных частях. Среди изученных песчаных осадков какой-либо фауны не встречено, поскольку она подавлялась терригенным материалом, выносимым в большом количестве с расположенных поблизости областей питания. Если фауна все же и была в сильно редуцированном виде, то все равно она имела мало шансов для сохранения и перехода в ископаемое состояние.

Накопление осадков в различных зонах эпиконтинентального морского бассейна не было одинаковым. Оно зависело от многих факторов: от положения этих зон по отношению к побережью (различная степень их удаленности) и устьям крупных рек, от характера побережья (закрытое или открытое), морфологии дна бассейна, динамики водной среды, климата. На участках, располагавшихся против устьев крупных рек, накапливались в основном гравийно-песчаные отложения (подводные дельты, валы, бары и т. п.) с различными типами косой, косоволнистой и мелкой косой штриховатой слоистости. Выносимый реками обломочный материал оседал не только против их устьев, но и разносился вдоль побережья, образуя на некотором удалении от него зоны песчаных осадков с мелкой косой, мелкой косой штриховатой и косоволнистой слоистостью, чередующейся с горизонтальной волнистой слоистостью,— подводные валы, косы, пересыпи и другие аккумулятивные формы рельефа (макрофация отложений открытого подвижного мелководья эпиконтинентального морского бассейна — БМ). Ближе к берегу, в промежутках между устьями рек, располагалась заливно-лагунная зона, в которой отлагались песчано-алеврито-глинистые, известковистые осадки с горизонтальной и горизонтальной волнистой слоистостью и частично мергели и известняки, часто с примесью глинистого и терригенного материала (макрофация отложений заливно-лагунного прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна — БП). Чистые карбонатные отложения составляют исключение, и их роль в строении разреза угленосной формации ничтожна; им всегда сопутствуют сильно известковистые алеврито-глинистые осадки с большим количеством фауны. Они известны на самом северо-западе Ангаро-Чулымского прогиба, где в позднеюрское время периодически существовали условия собственно морской седиментации. В случае закрытого побережья они располагались ближе к берегу, а против устьев рек оттеснялись в глубь бассейна седиментации (макрофация отложений наиболее удаленных от побережья участков эпиконтинентального морского бассейна — БУ).

К концу времени образования угленосной формации наметилась некоторая аридизация климата, которая выразилась в появлении в разрезе угленосной формации зеленовато-серых и пестроцветных, в основном алеврито-глинистых прибрежно-мелководных осадков, обогащенных карбонатным материалом. В наиболее отчетливом виде ее следы проявились на северо-западе и по окраинам юго-западной и центральной частей прогиба (макрофация отложений заливно-лагунного прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна с признаками аридизации климата — БА).

Первые маломощные горизонты отложений эпиконтинентального морского бассейна появились в конце первой половины среднеюрского времени, а на северо-западе прогиба — возможно, и несколько раньше. Ими частично или полностью сложены надугольные части аллювиально-прибрежно-морских, аллювиально-морских, прибрежно-морских и морских циклов, которые в сочетании с аллювиально-озерно-болотными и озерно-болотными циклами образуют в этих районах их разрезы. Со временем мощность и количество горизонтов в результате усиливавшейся трансгрессии нарастали, и в позднеюрское время осадки эпиконтинентального морского бассейна достигли наибольшего своего развития (тяжинская свита).

Сравнительно незначительное развитие осадков эпиконтинентального морского бассейна в пределах Ангаро-Чулымского прогиба, преимущественно на его северо-западе (на юго-западе и в центре прогиба верхняя часть формации в значительной мере эродирована), по которому автором в основном были использованы литературные материалы, практически не содержащие детальной фациальной характеристики, заставляют нас описывать их макрофации, фации и литогенетические типы в несколько сокращенном виде. В свою очередь, это оправдывается еще и тем, что сходные морские отложения, связанные с угленосными формациями, очень хорошо изучены на примерах Донбасса, Кузбасса, Подмосковного и некоторых других угольных бассейнов.

ХАРАКТЕРИСТИКА МАКРОФАЦИЙ, ФАЦИЙ И ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ОТЛОЖЕНИЙ ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНОГО МОРСКОГО БАССЕЙНА — Б

Отложения эпиконтинентального морского бассейна по условиям своего образования относятся к четырем макрофациям (табл. 23). Первая (БП) и четвертая (БА) макрофации характеризуют условия заливно-лагунного прибрежного мелководья морского бассейна, но различаются между собой и климатическими особенностями образования осадков. Если в первом случае климат был гумидным, то во втором — также гумидным, но с признаками аридизации. Отложения четвертой макрофации встречаются в верхах угленосной формации. К этому времени в связи с аридизацией климата полностью исчезло угленакопление и резко сократилось поступление в бассейн седиментации органического материала. Его уже не хватало для полной редукции железа, и алевритовые, особенно глинистые осадки макрофации БА приобретали зеленовато-серую и пеструю окраску. Осадки второй макрофации (БМ) формировались в зоне открытого подвижного морского мелководья, отдельные участки которого располагались как против устьев крупных и мелких рек, так и на некотором удалении от побережья. В этой зоне, где накапливались в основном гравийно-песчаные и частично крупноалевритовые осадки, влияние климата не сказывалось, если не считать, что одновозрастные с макрофацией БА отложения содержат очень мало обугленного растительного детрита. И, наконец, в наиболее спокойных и относительно удаленных от берега частях морского бассейна отлагались карбонатно-глинистые и карбонатные осадки (макрофация БУ).

Условия формирования осадков в пределах каждой макрофации были также неодинаковыми, хотя и не столь различными, как между отдельными макрофациями. Это позволяет выделить среди них ряд фаций, в каждой из которых накапливались осадки, относящиеся к нескольким литогенетическим типам отложений.

Гумидный тип осадконакопления

Отложения гумидного типа составляют основную массу осадков, накапливавшихся в эпиконтинентальном морском бассейне. Они относятся к трем макрофациям, характеризующим как заливно-лагунное прибрежное (макрофация БП) и открытое подвижное (макрофация БМ) морское мелководье, так и наиболее спокойные и удаленные от побережья участки морского бассейна (макрофация БУ). Наиболее распространенными среди них являются отложения первых двух макрофаций, а доля участия последней в строении разреза угленосной формации весьма незначительна.

Таблица 23

Литогенетические типы и фации отложений эпиконтинентального морского бассейна (Б)

Литогенетический тип		Фация			
Название	Индекс	Индекс	Условия седиментации	Название	Макрофация
Гумидный тип осадконакопления					
Аргиллит, алевролит мелкозернистый, от серого до черного, с тонкой горизонтальной слоистостью и обилием обугленного растительного детрита, редко мелкой фауной	БПП-1	БПП	Условия прибрежного, часто полуизолированного, участками застойного мелководья, преимущественно междельтовых пространств эпиконтинентального морского бассейна	Алеврито-глинистых осадков полуизолированного прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна, в том числе прибрежных частей заливов и лагун	Отложений заливно-лагунного прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна — БП
Аргиллит, алевролит мелкозернистый, с тонкой горизонтальной слоистостью и листовой флорой хорошей сохранности	БПП-2				
Алевролит мелкозернистый, глинистый, аргиллит, с тонкой горизонтальной, участками линзовидной слоистостью, обрывками растений и детритом, редко мелкой фауной	БПП-3				
Аргиллит, алевролиты, с тонкой горизонтальной слоистостью и железисто-карбонатными конкреционными образованиями	БПП-4				
Алевролиты, иногда песчаник мелкозернистый, с горизонтальной, горизонтальной прерывистоволнистой и линзовидной слоистостью, участками с прослоями переслаивания	БПП-5				
Аргиллит, алевролиты, с горизонтальной ритмической слоистостью, подчеркнутой различными размерами зерна и окраской пород, редко мелким растительным детритом	БПГ-1	БПГ		Алеврито-глинистых осадков прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна, в том числе центральных частей заливов и лагун	
Аргиллит, алевролиты, со слабо выраженной горизонтальной ритмической, участками слабо волнистой слоистостью, остроугольно-раковистым изломом и редким растительным детритом	БПГ-2				
Алевролиты, редко песчаник мелкозернистый, с горизонтальной, участками слабо волнистой ритмической и линзовидной слоистостью, растительным детритом, иногда с прослоями переслаивания	БПА-1	БПА		Алеврито-песчаных осадков прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна, в том числе прибрежных частей заливов и лагун	
Песчаник мелко-, редко среднезернистый, глинистый, с горизонтальной, иногда слабо волнистой ритмической слоистостью, подчеркнутой различной размерностью зерен, окраской пород и растительным детритом	БПА-2				
Аргиллит, алевролиты, с горизонтальной слоистостью за счет материала иной размерности, с конкрециями и кристаллами пирита	БПЗ-1	БПЗ		Песчано-глинистых осадков прибрежного застойного мелководья эпиконтинентального морского бассейна, в том числе заливов и лагун	
Песчаник мелко-, иногда среднезернистый, со слабо выраженной горизонтальной слоистостью, конкрециями и кристаллами пирита	БПЗ-2				

Таблица 23 (продолжение)

Литогенетический тип		Фация			
Название	Индекс	Индекс	Условия седиментации	Название	Макрофация
Аргиллит, алевролит, мелкозернистый, темно-серый, с горизонтальной слоистостью, известковистые, с растительным детритом и многочисленной фауной	БПК-1	БПК	Условия прибрежного, часто полуизолированного, участками застойного мелководья, преимущественно междельтовых пространств эпиконтинентального морского бассейна	Глинисто-карбонатных осадков прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна, в том числе заливов и лагун	Отложений заливно-лагунного прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна — БП
Аргиллит, алевролиты, серые и зеленовато-серые, со слабо выраженной горизонтальной слоистостью, остроугольно-раковистым изломом, известковистые, с растительным детритом	БПК-2				
Аргиллит, алевролиты, песчаник мелкозернистый, серые и зеленовато-серые, со слабо выраженной горизонтальной слоистостью и остроугольно-раковистым изломом, участками известковистые, с мелкой фауной, редким растительным детритом и конкрециями пирита	БПК-3				
Известняк песчано-алеврито-глинистый, часто мергель, редко с растительным детритом, многочисленной фауной	БПК-4				
Тонкое и мелкое пологоволнистое переслаивание пород от аргиллита до песчаника мелкозернистого, с нарушенными текстурами	БММ-1	БММ	Условия с неодинаковой степенью подвижности водной среды мелководья эпиконтинентального морского бассейна	Переслаивание глинисто-алеврито-песчаных осадков малоподвижного мелководья эпиконтинентального морского бассейна	Отложений открытого подвижного мелководья эпиконтинентального морского бассейна — БМ
Крупное пологоволнистое переслаивание алевролитов и мелко-, иногда среднезернистых песчаников, с нарушенными текстурами	БММ-2				
Алевролиты, песчаник мелкозернистый, с горизонтальной и горизонтальной прерывистоволнистой слоистостью, иногда со следами илоедов	БМП-1	БМП		Алеврито-песчаных осадков подвижного мелководья эпиконтинентального морского бассейна	
Песчаник мелкозернистый, алевролит крупнозернистый, с косоволнистой, мелкой косой штриховатой и мелкой перекрестноволнистой слоистостью, иногда со следами илоедов	БМП-2				
Песчаник мелко-, реже среднезернистый, иногда алевролит крупнозернистый, с мелкой косой выполаживающейся и крупной перекрестноволнистой слоистостью, участками с косоволнистой и горизонтальной прерывистоволнистой слоистостью	БМП-3				
Песчаник средне- и крупнозернистый, иногда гравелит мелкозернистый, с косой крупной, в основном разнонаправленной взаимосрезающейся сходящейся слоистостью, с крупными и мелкими обрывками растений, иногда гальками и обломками разнообразных пород	БМД-1	БМД		Песчаных осадков сильно подвижного приустьевого мелководья эпиконтинентального морского бассейна (отложения центральной части подводной дельты)	
Песчаник мелкозернистый, алевролит крупнозернистый, с косой крупной, иногда мелкой разнонаправленной, часто пологой слоистостью, и растительным детритом	БМД-2				

Таблица 23 (продолжение)

Литогенетический тип		Фация			Макрофация
Название	Индекс	Индекс	Условия седиментации	Название	
Песчаник средне- и крупнозернистый, иногда мелкозернистый, с косой крупной, иногда мелкой, в основном однонаправленной выклинивающейся и взаимосрезающейся сходящейся слоистостью	БМБ-1	БМБ	Условия с неодинаковой степенью подвижности водной среды мелководья эпиконтинентального морского бассейна	Песчаных осадков сильно подвижного мелководья эпиконтинентального морского бассейна (отложения аккумулятивных форм—баров, подводных валов, кос, пересыпей)	Отложений открытого подвижного мелководья эпиконтинентального морского бассейна—БМ
Песчаник мелко- и среднезернистый, иногда алевролит крупнозернистый, с косой крупной и мелкой, в основном однонаправленной выклинивающейся и взаимосрезающейся сходящейся слоистостью, часто с включениями неокатанных обломков алевритово-глинистых пород	БМБ-2				
Аргиллит, алевролиты, с горизонтальной слоистостью и мелкой фауной, часто известковистые	БУТ-1	БУТ	Условия спокойной седиментации в удаленных от побережья участках эпиконтинентального морского бассейна	Алевритово-глинистых осадков наиболее удаленных от побережья частей эпиконтинентального морского бассейна	Отложений наиболее удаленных от побережья участков эпиконтинентального морского бассейна — БУ
Аргиллит, иногда алевролит мелкозернистый, с многочисленной фауной, известковистые, часто с карбонатными стяжениями и пиритом	БУТ-2				
Аргиллит, алевролит мелкозернистый, известковистые, однородные	БУТ-3				
Мергель, иногда глинистый, серовато-белесый, без видимой слоистости, часто с многочисленной фауной	БУК-1	БУК		Карбонатных осадков наиболее удаленных от побережья частей эпиконтинентального морского бассейна	
Известняк тонкокристаллический, массивный, иногда глинистый, часто с многочисленной фауной	БУК-2				

Гумидный тип осадконакопления с признаками аридизации климата

Аргиллит, алевролиты, грязновато-зеленовато-серые, иногда пестроцветные, с зеркалами скольжения и ветвисто-желвакообразными железисто-карбонатными конкрециями, напоминающими новообразования по корневым остаткам	БАЗ-1	БАЗ	Условия прибрежного, часто полуизолированного, участками застойного мелководья эпиконтинентального морского бассейна с признаками аридизации климата	Песчано-алевритово-глинистых осадков прибрежного застойного, возможно, временами осушавшегося мелководья эпиконтинентального морского бассейна, в том числе заливов и лагун, с признаками аридизации климата	Отложений заливно-лагунного прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна с признаками аридизации климата — БА
Аргиллит, алевролит мелкозернистый, зеленовато-серые, часто пятнистые, иногда скрытогоризонтально слоистые, с многочисленными желвакообразными карбонатными и железисто-карбонатными конкрециями	БАЗ-2				
Алевролит крупнозернистый, песчаник мелкозернистый, глинистые, зеленовато-серые, без видимой слоистости, с редкими желвакообразными карбонатными и железисто-карбонатными конкрециями	БАЗ-3				

Таблица 23 (окончание)

Литогенетический тип		Фация			
Название	Индекс	Индекс	Условия седиментации	Название	Макрофация
Аргиллит, алевролит мелкозернистый, пестроцветные, с остроугольно-раковистым изломом и слабо выраженной горизонтальной и горизонтальной волнистой слоистостью за счет материала иной размерности, участками карбонатные	БАП-1	БАП	Условия прибрежного, часто полуизолированного, участками застойного мелководья эпиконтинентального морского бассейна с признаками аридизации климата	Песчано-алеврито-глинистых осадков прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна, в том числе заливов и лагун, с признаками аридизации климата	Отложений заливно-лагунного прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна с признаками аридизации климата — БА
Алевролит крупнозернистый, песчаник мелкозернистый, глинистые, пестроцветные, то с плохо, то хорошо выраженной горизонтальной, горизонтальной волнистой и линзовидной слоистостью за счет материала иной размерности, участками карбонатные	БАП-2				
Аргиллит, алевролиты, иногда песчаник мелкозернистый, пестроцветные, неслоистые, с остроугольно-раковистым изломом, участками карбонатные	БАП-3				
Аргиллит, алевролит мелкозернистый, зеленовато-серые, с горизонтальной волнистой слоистостью, часто подчеркнутой карбонатным материалом	БАО-1	БАО		Песчано-алеврито-глинистых осадков открытого прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна, в том числе заливов и лагун, с признаками аридизации климата	
Алевролит крупнозернистый, песчаник мелкозернистый, зеленовато-серые, со слабовыраженной горизонтальной, горизонтальной волнистой и линзовидной слоистостью, подчеркнутой карбонатным материалом, иногда образующим переслаивание	БАО-2				

Макрофация отложений заливно-лагунного прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна — БП

(табл. LXXXV — LXXXIX, *1 — 3*)

Отложения данной макрофации характеризуют условия прибрежного, часто полуизолированного, участками застойного мелководья морского бассейна, которые имелись в зоне, прилегающей непосредственно к побережью, располагавшемуся между устьями рек, впадавших в бассейн седиментации. Среди них выделяются осадки 15 литогенетических типов, которые относятся к пяти фациям — БПП, БПГ, БПА, БПЗ и БПК. Отложения этих фаций, особенно первой (фация БПП), чаще всего перекрывают торфяники и являются переходными к отложениям открытого подвижного мелководья морского бассейна. Они сформировались на северо-и юго-западе и в центре прогиба еще в среднеюрское время и имели незначительную мощность. В позднеюрское время многие из них достигли большой мощности, значительно расширили контуры своего распространения и в целом приобрели более четко выраженный облик прибрежно-морских отложений.

Фация алеврито-глинистых осадков полуизолированного прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна, в том числе прибрежных частей заливов и лагун — БПП (табл. LXXXV).

В прибрежно-мелководной части морского бассейна, непосредственно примыкавшей к внешнему краю торфяного болота в полуизолированных, порой сильно вдававшихся в побережье участках (заливах, лагунах) накапливались преимущественно глинистые и мелкоалевритовые осадки, относящиеся к типам БПП-1, БПП-2, БПП-3, БПП-4 и БПП-5. Отложения данных типов, имеющих каждый в отдельности свои специфические особенности, в каком-либо отдельно взятом разрезе вместе не встречаются. В зависимости от конкретных условий они имеют неодинаковое развитие, вплоть до выпадения из разрезов части из них. Исключение составляют осадки типа БПП-5, которые являются связующим звеном с отложениями остальных фаций данной макрофации или макрофации открытого подвижного прибрежного мелководья (БМ); кроме того, тип БПП-5 обычно сопутствует одному из остальных четырех типов фации БПП.

Тип БПП-1. Аргиллит, алевролит мелкозернистый, от серого до черного, с тонкой горизонтальной слоистостью и обилием обугленного растительного детрита, редко мелкой фауной (табл. LXXXV, *1*, *2*).

Отложения этого типа состоят чаще всего из аргиллита и алевролита мелкозернистого (табл. LXXXV, *1*, *2*), часто глинистого. Сортировка материала средняя; среди более или менее однородной глинистой массы присутствуют отдельные зерна алевритовой размерности, располагающиеся по плоскостям наслоения или в виде включений по всей породе. Обычно количество включений увеличивается вверх по разрезу. В алевролитах мелкозернистых примесь более крупных зерен, которые располагаются вместе с глинистым материалом по плоскости наслоения, менее заметна. Кроме того, в том или ином количестве глинистый материал распространен по всей толще алевролита; его больше в нижней части. Цвет отложений серый и темно-серый, чаще почти черный.

Аргиллит и алевролит мелкозернистый обладают тонкой горизонтальной слоистостью, выраженной то слабо, то хорошо (табл. LXXXV, *1*), которая обнаруживается по способности породы раскалываться на плоскопараллельные плитки. Слоистость подчеркивается, как правило, скоплением большого количества обугленного растительного материала, детрита и мелких линз витрена (табл. LXXXV. *1*), а также присутствием на плоскостях наслоения небольшого количества материала иного гранулометрического состава. В ряде случаев слоистость не обнаруживается, и породы имеют остроугольно-раковистый излом.

Растительные остатки большей частью представлены обугленными мелкими или крупными обрывками, располагающимися по плоскостям наслоения. Помимо этого, для отложения типа в целом характерно присутствие тонкого, более пли менее равномерно распределенного обугленного растительного детрита. К основанию слоя его количество обычно увеличивается, что придает породе почти черную окраску. Иногда в нижней части, непосредственно перекрывающей угольный пласт, отложения данного типа переполнены витренизированными обрывками растений. В ряде случаев, особенно когда отложения имеют повышенную мощность, можно наблюдать лучшую сортировку материала и включения обломков и целых раковин мелкой фауны, характерных для крупных опресненных бассейнов. Включения обломков пород не обнаружены и, по-видимому, отсутствуют. Минеральные выделения не характерны, хотя изредка растительные остатки могут быть пиритизированы на участках, прилегающих к угольным пластам.

Отложения типа БПП-1 залегают, как правило, в кровле угольных пластов аллювиально-прибрежно-морских, прибрежно-морских и морских циклов. Вверх по разрезу они обычно через отложения типа БПП-5 постепенно переходят в некоторые смежные отложения. В тех случаях, когда выше залегают песчаники фаций БММ, БМП, БМД и БМБ, контакт отчетливый или даже с размывом. Вниз по разрезу по отчетливой границе они сменяются углями и имеют постепенные переходы к углистым аргиллитам и мелкозернистым алевролитам, а также глинистым углям. На площади они соприкасаются с различными литогенетическими типами отложений морских тифаций данной макрофации, с которыми связаны постепенным переходом, а с пами фаций БМП, БМД, БМБ — чаще имеют отчетливый контакт.

Мощность отложений типа БПП-1 незначительна и очень изменчива. Она колеблется от 0,5—0,8 *м* в осадках второй половины средней юры до 1,5—2 *м*, иногда более, в позднеюрских, когда морские отложения были наиболее развиты.

Тип БПП-2. Аргиллит, алевролит мелкозернистый, с тонкой горизонтальной слоистостью и листовой флорой хорошей сохранности (табл. LXXXV, *3*).

Отложения данного типа представлены аргиллитом (табл. LXXXV, *3*), иногда алевритовым, и алевролитом мелкозернистым, глинистым; крупнозернистые, всегда глинистые алевролиты составляют исключение. Сортировка материала средняя; с увеличением крупности зерна она ухудшается. Цвет отложений от темно-серого до почти черного, особенно на контактах с углистыми породами и углями.

Слоистость выражена по-разному. В аргиллитах и глинистых мелкозернистых алевролитах имеется тонкая горизонтальная слоистость, которая обычно подчеркивается обугленным детритом и растительными остатками, в том числе листовой флорой хорошей сохранности. В более грубых разностях пород тонкая горизонтальная слоистость проявляется не только скоплением растительного материала, но и наличием на плоскостях наслоения терригенного материала иной размерности. В ряде случаев, особенно в самых верхних частях типа можно наблюдать мелкую линзовидную слоистость, обычно за счет включения более грубого материала вплоть до песчаника мелкозернистого. Не исключено и наличие остроугольно-раковистого излома, особенно характерного для глинистых разностей пород.

Растительные остатки характерны. Они присутствуют в виде как многочисленных неопределимых обрывков растений и детрита, так и стеблевых и листовых остатков хорошей сохранности. Располагаются они по плоскостям наслоения, придавая слоистости большую отчетливость. Остатков фауны и их отпечатков не встречено, хотя они и не исключаются. Включения обломков пород не обнаружены. Минеральные выделения не характерны; изредка отдельные остатки могут быть пиритизированы.

Отложения типа БПП-2 залегают выше угольных пластов в аллювиально-прибрежно-морских, прибрежно-морских и морских циклах. Переходы вниз (в тип БПП-1) и вверх (в типы БПП-3, БПП-4, БПП-5, БМП-1, БМП-2) по разрезу, как правило, постепенные. Если отложения типа залегают непосредственно на углях и углистых породах, то контакт отчетливый. Кроме того отчетливый и иногда резкий контакт наблюдается при залегании на них отложений фаций БМП, БМД и БМБ. На площади они также постепенно сменяются осадками фации БПП, БММ, БУТ, также БМП, БМД и БМБ, хотя с ними имеют чаще отчетливый контакт. В болотные отложения они, как правило, переходят постепенно, но встречаются и отчетливые контакты.

Мощность отложений типа БПП-2 незначительна и не превышает 0,5—1 *м* и лишь иногда достигает 2—3 *м*.

Тип БПП-3. Алевролит мелкозернистый, глинистый, аргиллит, с тонкой горизонтальной, участками линзовидной слоистостью, обрывками растений и детритом, редко мелкой фауной.

Отложения типа сложены алевролитом мелкозернистым, часто глинистым, и аргиллитом, значительно реже алевролитом крупнозернистым, почти всегда глинистым. Преобладающими породами для данного типа являются алевролиты мелкозернистые, глинистые. Сортировка средняя, и чем грубее осадки, тем она хуже. Она бывает более или менее равномерной, если слоистость выражена слабо, и неравномерной, если слоистость отчетливая. В последнем случае к плоскостям наслоения и прилегающим участкам приурочена примесь более грубого материала, которая убывает к верхней границе прослоя. Цвет отложений более или менее одинаковый — темно-серый, а его оттенки зависят от присутствия того или иного количества растительных остатков и глинистого материала.

Слоистость по сравнению с предыдущими типами отложений более разнообразная. Помимо тонкой горизонтальной, довольно часто, хотя и участками, особенно в верхней части типа, встречается линзовидная слоистость, обусловленная присутствием более грубого материала вплоть до мелкопесчаного. Толщина линзы составляет доли миллиметра, длина до 3—5 *см*. На плоскостях наслоения встречаются слюда, обугленный растительный детрит, крупные и мелкие обрывки растений. Тонкая горизонтальная слоистость большей частью обнаруживается по способности породы раскалываться на плоскопараллельные плитки.

Растительные остатки встречаются в виде обрывков плохой сохранности, а также детрита. Определимые растительные остатки составляют исключение. Приурочены они к плоскостям наслоения, хотя детрит может располагаться более или менее беспорядочно. Иногда присутствует мелкая фауна. Включения обломков пород не обнаружены. Минеральные выделения единичны; наблюдаются тонкие пленочки пирита по растительным остаткам, если отложения непосредственно располагаются на угольном пласте.

Отложения данного типа залегают главным образом в кровле угольных пластов аллювиально-прибрежно-морских, прибрежно-морских и морских циклов. С угольными пластами они имеют всегда отчетливый контакт, а если им предшествуют отложения типов БПП-1 и БПП-2— постепенный переход. Аналогичный переход осуществляется и вверх по разрезу, за исключением отложений фаций БМД, БМБ, и частично БМП, которые могут залегать по отчетливой границе или даже с некоторыми следами размыва. Подобные соотношения наблюдаются и на площади.

Мощность отложений типа БПП-3 изменчива и в среднем не превышает 1—1,5 *м*; в ряде случаев она может достигать 2—3 *м* и более.

Тип БПП-4. Аргиллит, алевролиты, с тонкой горизонтальной слоистостью и железисто-карбонатными конкреционными образованиями (табл. LXXXV, *4*, *5*).

В строении типа принимают участие аргиллиты (табл. LXXXV, *5*), часто алевритовые, мелко- (табл. LXXXV, *4*) и крупнозернистые алевролиты. Сортировка материала средняя, и с некоторым погрублением осадков она несколько ухудшается. Цвет отложений зеленовато-серый, серый, темно-серый, иногда почти черный, пятнистый. Последний определяется присутствием минеральных включений, представленных в ряде случаев микроконкрециями сферосидерита, сидерита и пирита.

Слоистые текстуры аналогичны отложениям предыдущего типа. Наблюдается тонкая горизонтальная, горизонтальная волнистая и линзовидная слоистость (табл. LXXXV, *4*, *5*), обусловленная чередованием более грубого и более светлого материала. В ряде случаев отложения типа неслоисты и ха-

рактеризуются остроугольно-раковистым изломом. Иногда можно наблюдать псевдогоризонтальную слоистость за счет послойного расположения слабо видимых темно-бурых конкреций сидерита.

Растительные остатки не характерны, хотя они почти всегда присутствуют, но в очень малых количествах. Это большей частью обрывки растений, иногда хорошей сохранности, и детрит. Остатков фауны и их отпечатков не встречено.

Включения обломков пород не обнаружены. Минеральные выделения встречаются в виде слабо выраженных в разрезе типа поясков или отдельных конкреционных образований, близких по составу к сидеритам (табл. LXXXV, *4*, *5*). Форма их большей частью округлая или уплощенная. Размеры конкреций незначительны, диаметр их, как правило, не превышает 2—3 *см*, длина 3—4 *см*. Контуры конкреций иногда отчетливые (табл. LXXXV, *4*), но чаще расплывчатые (табл. LXXXV, *5*), и конкреции постепенно переходят в окружающие их отложения. Расположены они послойно, но чаще, поскольку их очень мало, залегают в виде отдельных включений. Встречаются тонкие, слабо сидеритизированные слойки, также с расплывчатыми границами, протягивающиеся через весь керн. Часто присутствуют микроконкреции сферосидерита и пирита, иногда образующие незначительные по размеру скопления.

Отложения типа залегают преимущественно в кровле угольных пластов аллювиально-прибрежно-морских, прибрежно-морских и морских циклов. Их соотношение с подстилающими и покрывающими отложениями других фаций, а также латеральные переходы такие же, какие характерны для предыдущего типа.

Мощность отложений типа БПП-4 незначительна и редко превышает 1,5—2 *м*.

Тип БПП-5. Алевролиты, иногда песчаник мелкозернистый, с горизонтальной, горизонтальной прерывистоволнистой и линзовидной слоистостью, участками с прослоями переслаивания (табл. LXXXV, *6*).

Отложения данного типа представлены в основном крупнозернистыми, часто глинистыми и значительно реже мелкозернистыми алевролитами. Встречаются также песчаники мелкозернистые, которые слагают верхние горизонты отложений типа или отдельные прослои; иногда они образуют маломощные прослои переслаивания. Аргиллиты не характерны и залегают в виде отдельных прослоев. Сортировка материала в общем средняя, в отдельных слоях — от плохой до хорошей. Цвет отложений серый и голубовато-серый; он светлее на участках из более грубого материала.

Слоистые текстуры здесь еще более отчетливы, чем в предыдущих типах данной фации. Наиболее характерной для них является горизонтальная слоистость (табл. LXXXV, *6*), иногда напоминающая тонкую ленточную или мелкую полосовидную, сочетающуюся с линзовидной. В этих случаях она образована за счет чередования четко обособленных гранулометрических разностей пород и подчеркивается присутствием на плоскостях слюды, того или иного количества мелкого растительного детрита и глинистого материала. На участках, обогащенных песчаным материалом, встречается горизонтальная прерывистоволнистая и даже мелкая косая штриховатая слоистость. В верхних горизонтах отложений типа наблюдаются нарушенные текстуры взмучивания, оползания и др.

Растительные остатки многочисленны и представлены в основном мелким обугленным детритом. Встречаются также мелкие и крупные обрывки растений. Располагаются они по плоскостям наслоения, подчеркивая этим слоистость. Остатков фауны и их отпечатков не встречено. Включения обломков пород не обнаружены. Минеральные выделения железисто-карбонатного состава иногда входят в состав цемента песчано-алевритовых пород.

Отложения данного типа залегают выше угольных пластов аллювиально-прибрежно-морских, прибрежно-морских и морских циклов. Обычно им предшествуют осадки одного или двух типов данной фации, с которыми они имеют постепенный переход. Вверх по разрезу они также постепенно переходят во все типы морских отложений. Исключения составляют осадки фаций БМД, БМБ и частично БМП, которые могут иметь с ними отчетливый и даже резкий контакт со следами размыва. На площади сохраняются те же соотношения со всеми типами осадков морских отложений.

Мощность отложений типа БПП-5 резко изменчива и колеблется от 0,2—0,5 до 2—3 *м*.

Основные генетические признаки отложений фации БПП

Таким образом, отложения литогенетических типов БПП-1, БПП-2, БПП-3, БПП-4 и БПП-5 имеют следующий комплекс признаков: 1) в основном глинистый и глинисто-алевритовый материал; 2) отсутствие однородных аргиллитов и алевролитов, которые всегда имеют примесь соответственно алевритового или глинистого материала; 3) в целом средняя сортировка материала; 4) зеленовато-серая, серая, темно-серая и участками почти черная окраска пород; 5) тонкая горизонтальная слоистость, выраженная то слабо, то хорошо, сменяющаяся вверх по разрезу линзовидной; 6) слоистость подчеркивается тем или иным количеством обугленных растительных остатков и детритом; 7) присутствие обугленных стеблей и листовой флоры хорошей сохранности (тип БПП-2); 8) наличие в ряде случаев скоплений мелкой фауны (типы БПП-1 и БПП-3); 9) иногда конкреции или слабо выраженные пояски темно-бурого цвета, представленные сидеритом, сферосидеритом и пиритом; 10) более или менее площадное распространение; 11) постепенный переход в отложения других морских фаций и отчетливый контакт с угольными пластами; 12) непосредственное залегание выше угольных пластов аллювиально-прибрежно-морских, прибрежно-морских и морских циклов.

Фация алеврито-глинистых осадков прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна, в том числе центральных частей заливов и лагун — БПГ (табл. LXXXVI, LXXXVII, *1—4*).

Если на некоторых участках заливно-лагунного побережья, непосредственно примыкающих к болоту, накапливались отложения фации БПП, то на некотором удалении от него, а также в центральных частях заливов и лагун создавались условия для спокойного образования алеврито-глинистых осадков литогенетических типов БПГ-1 и БПГ-2. Их накопление происходило при отсутствии течений и волнений водной среды, и осадки выпадали в основном из взвеси. Поэтому для них характерна горизонтальная слоистость и отсутствие каких-либо прослоев с размерностью зерен грубее алевролита.

Тип БПГ-1. Аргиллит, алевролиты, с горизонтальной ритмической слоистостью, подчеркнутой различными размерами зерна и окраской пород, редко мелким растительным детритом (табл. LXXXVI, LXXXVII, *1*).

Отложения типа сложены аргиллитами (табл. LXXXVI, *1—6*; табл. LXXXVII, *1*) и алевролитами мелко- и крупнозернистыми, часто глинистыми. Сортировка материала в целом средняя, участками может быть хорошей. Последняя характерна для тех частей разреза, где не наблюдается хорошо выраженной слоистости. Цвет отложений серый, голубовато-серый, реже темно-серый.

Слоистые текстуры однообразны; это в основном горизонтальная пачечная слоистость, обусловленная ритмической сортировкой материала (табл. LXXXVI, *1—6*; табл. LXXXVII, *1*). В пределах каждого слойка снизу вверх по разрезу можно наблюдать, как слабо алевритовый аргиллит

или даже сильно глинистый мелкозернистый алевролит более светлого цвета постепенно сменяется более темным, относительно однородным аргиллитом. Верхние части этих слойков или отдельные тонкие слойки в ряде случаев обогащаются очень тонким обугленным растительным детритом, благодаря чему они приобретают очень темную окраску (табл. LXXXVI, *4—6*; табл. LXXXVII, *1*). Границы слойков могут быть ровными, но чаще они слабо волнистые. Иногда можно наблюдать мелкие текстуры взмучивания и очень мелкие следы илоедов (табл. LXXXVI, *3*, *4*; табл. LXXXVII, *1*). Растительные остатки не характерны. Они представлены в основном очень мелким и частью обугленным детритом, которым подчеркивается слоистость. Остатков фауны и их отпечатков не найдено. Включения обломков пород и минеральные выделения не обнаружены.

Отложения типа залегают в надугольной части аллювиально-прибрежно-морских, прибрежно-морских и морских циклов. Вверх и вниз по разрезу они имеют постепенные переходы и только с некоторыми отложениями макрофации подвижного открытого мелководья (типы БМД, БМБ, частично БМП) соприкасаются по отчетливой, а иногда и резкой границе. Те же соотношения наблюдаются и на площади бассейна седиментации.

Мощность отложений типа БПГ-1 непостоянна и колеблется от 1—2 до 5—8 *м*.

Тип БПГ-2. Аргиллит, алевролиты со слабо выраженной горизонтальной ритмической, участками слабо волнистой слоистостью, остроугольно-раковистым изломом и редким растительным детритом (табл. LXXXVII, *2—4*).

Отложения данного типа представлены аргиллитами (табл. LXXXVII, *3*, *4*) и мелкозернистыми, часто глинистыми (табл. LXXXVII, *2*) и крупнозернистыми алевролитами. Сортировка материала в целом средняя, участками хорошая. Цвет отложений чаще серый и зеленовато-серый, чем темно-серый.

Для отложений типа характерна едва заметная горизонтальная ритмическая, на отдельных участках слабо волнистая слоистость, которая образована чередованием гранулометрических разностей пород, имеющих одновременно то более светлую, то более темную окраску (табл. LXXXVII, *2*, *3*). Иногда слоистость выражена очень слабо и различается с трудом (табл. LXXXVII, *4*). В этих случаях она распознается по раскалыванию породы на плоскопараллельные плитки, хотя аргиллиты и алевролиты чаще дают остроугольно-раковистый излом. Глинистые породы и их разности по сравнению с мелкоалевритовыми имеют, как правило, более темную окраску, которая зависит также от присутствия незначительного количества мелкого обугленного детрита.

Растительные остатки не характерны и всегда представлены исключительно мелким обугленным детритом. Остатков фауны и их отпечатков, а также включений обломков пород не найдено. Минеральные выделения встречаются редко и обнаруживаются в виде мелких железисто-карбонатных конкреций, отдельных кристаллов пирита (табл. LXXXVII, *3*) и карбонатного цемента.

Отложения типа залегают в надугольной части аллювиально-прибрежно-морских, прибрежно-морских и морских циклов. Их соотношение с осадками смежных фаций в разрезе и на площади примерно такое же, как и отложений типа БПГ-1.

Мощность отложений типа БПГ-2 изменчива и в среднем не превышает 3—5 *м*.

Основные генетические признаки отложений фации БПГ

Следовательно, отложения литогенетических типов БПГ-1 и БПГ-2 обладают следующим комплексом признаков: 1) глинистый и алевритовый материал; 2) в целом средняя, участками хорошая сортировка материа-

ла; 3) зеленовато-серая, серая и реже темно-серая окраска пород; 4) горизонтальная пачечная слоистость с ритмической сортировкой материала различной окраски; 5) незначительное количество мелкого обугленного детрита, который приурочен в основном к верхней части горизонтальных слойков; 6) относительно локальное распространение; 7) постепенный переход в отложения других морских фаций; 8) залегание в надугольной части аллювиально-прибрежно-морских прибрежно-морских и морских циклов.

Фация алеврито-песчаных осадков прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна, в том числе прибрежных частей заливов и лагун — БПА (табл. LXXXVII, *5*).

На смежных участках с отложениями фации БПГ, ближе к берегу, к которому торфяники непосредственно не примыкают, или к зоне, которая характеризовалась некоторой подвижностью водной среды, накапливались в основном мелкопесчаные и крупноалевритовые осадки литогенетических типов БПА-1 и БПА-2. Среди них встречаются прослои аргиллитов, алевролитов мелкозернистых и песчаников среднезернистых. Участки с подобными условиями имели весьма локальное распространение и их осадки в значительной мере были переходными к отложениям макрофации открытого прибрежного подвижного мелководья (БМ).

Тип БПА-1. Алевролиты, редко песчаник мелкозернистый, с горизонтальной, участками слабо волнистой ритмической и линзовидной слоистостью, растительным детритом, иногда прослоями переслаивания.

Отложения типа слагаются мелко- и крупнозернистыми алевролитами и реже мелкозернистыми песчаниками, в той или иной мере обогащенными глинистым материалом. Сортировка материала средняя, хотя участками может колебаться от относительно плохой до хорошей. Цвет отложений серый, зеленовато-серый, реже темно-серый.

Слоистые текстуры более разнообразны по сравнению с осадками фации БПГ. Здесь, помимо несколько хуже выраженной горизонтальной пачечной, присутствует участками горизонтальная волнистая и линзовидная слоистость. Последняя образована всегда за счет более грубого и более светлого материала. Помимо ритмической сортировки, она подчеркивается тем или иным количеством в основном мелкого обугленного растительного детрита, приуроченного к верхним частям слойков. Растительные остатки не характерны; они представлены одним мелким обугленным детритом. Остатков фауны и их отпечатков, а также включений обломков пород и минеральных выделений не обнаружено.

Отложения типа залегают в надугольной части аллювиально-прибрежно-морских, прибрежно-морских и морских циклов. Вниз и вверх по разрезу они имеют постепенный переход, хотя с отложениями типов БМД, БМБ, частично БМП могут соприкасаться по отчетливому или резкому контакту. Аналогичные соотношения с осадками морских фаций наблюдаются и на площади.

Мощность отложений типа БПА-1 резко изменчива и может колебаться от 0,8—1,5 до 3—5 *м* и более.

Тип БПА-2. Песчаник мелко-, редко среднезернистый, глинистый, с горизонтальной, иногда слабо волнистой ритмической слоистостью, подчеркнутой различной размерностью зерен, окраской пород и растительным детритом (табл. LXXXVII, *5*).

Отложения данного типа представлены в основном мелко-, реже среднезернистыми песчаниками, несколько обогащенными алеврито-глинистым материалом. Сортировка материала в целом средняя, местами же, где слоистость выражена слабо, относительно хорошая. Цвет отложений серый и светло-серый, иногда зеленовато-серый.

Слоистость составляет одну из характерных черт отложений типа. Это преимущественно горизонтальная, редко слабо волнистая пачечная слоистость, имеющая ритмическую сортировку зерен (табл. LXXXVII, *5*, верхняя часть образца). В пределах каждого слойка снизу вверх по разрезу размерность зерен изменяется от мелкого (часто с примесью среднего) или среднего песка до мелкого песка с примесью алеврито-глинистого материала. Иногда верхняя часть слойка может быть представлена крупнозернистым алевролитом. Поэтому, чем больше разница в размерах зерен между нижней и верхней частями каждого слойка, тем более четко и лучше выражена слоистость. Растительные остатки не характерны; среди них почти исключительно присутствует мелкий обугленный детрит. Остатков фауны и их отпечатков, а также включений обломков пород и минеральных выделений не обнаружено.

Отложения типа залегают в надугольной части аллювиально-прибрежно-морских, прибрежно-морских и морских циклов. Их соотношения с осадками смежных фаций в разрезе и на площади примерно такие же, как и отложений типа БПА-1. Если отложения данного типа располагаются в верхней части указанных циклов, то они могут постепенно сменять отложения фаций БМП (табл. LXXXVII, *5*), БМД, БМБ и некоторых других.

Мощность отложений типа БПА-2 также резко изменчива и колеблется от 1—1,2 до 3—5 *м*, редко больше.

Основные генетические признаки отложений фации БПА.

Таким образом, для отложений литогенетических типов БПА-1 и БПА-2 характерен следующий комплекс признаков: 1) мелко-, реже среднепесчаный и крупноалевритовый материал; 2) в целом средняя, участками относительно хорошая сортировка материала; 3) серая и светло-серая, редко зеленовато-серая окраска пород; 4) преобладающая горизонтальная пачечная, участками волнистая слоистость; 5) слоистость образована чередованием различных гранулометрических разностей пород от среднего песка до крупного алевролита; 6) слоистость также подчеркивается небольшим количеством мелкого обугленного растительного детрита; 7) относительно локальное распространение; 8) постепенный переход в отложения других морских фаций; 9) залегание в надугольной части аллювиально-прибрежно-морских, прибрежно-морских и морских циклов.

Фация песчано-глинистых осадков прибрежного застойного мелководья эпиконтинентального морского бассейна, в том числе заливов и лагун — БПЗ (табл. LXXXVII, *6*).

В прибрежной мелководной зоне бассейна, а также в заливах и лагунах существовали участки, где были не только спокойные, но и застойные условия. Здесь накапливались песчано-глинистые осадки, содержащие более или менее равномерно распределенные по разрезу конкреции и кристаллы пирита. Отложения этой фации встречаются редко, и они обычно сочетаются с осадками остальных фаций заливно-лагунного прибрежного мелководья морского бассейна.

Тип БПЗ-1. Аргиллит, алевролиты, с горизонтальной слоистостью за счет материала иной размерности, конкрециями и кристаллами пирита (табл. LXXXVII, *6*).

Отложения данного типа состоят из аргиллитов и алевролитов, как правило, глинистых. Сортировка материала средняя, иногда относительно плохая, когда алевролиты, особенно крупнозернистые, обогащены глинистым материалом. Цвет отложений колеблется от серого до темно-серого и зеленовато-серого.

Слоистая текстура однообразная. Это горизонтальная, порой слабо волнистая и плохо выраженная слоистость, подчеркнутая небольшим количеством обугленного детрита. Ритмической сортировки материала здесь не наблюдается. Растительные остатки немногочисленны. Чаще присутствует обугленный детрит, чем обрывки стеблей и листьев растений. Остатков фауны и их отпечатков, а также включений обломков пород не встречено. Минеральные выделения составляют характерную черту отложений типа и представлены в основном очень мелкими конкрециями и кристаллами пирита.

Отложения типа залегают в надугольной части аллювиально-прибрежно-морских, прибрежно-морских и морских циклов. В разрезе и на площади они постепенно переходят в осадки остальных фаций заливно-лагунного прибрежного мелководья бассейна. Чаще отчетливые контакты, чем постепенные переходы, характеризуют их соотношения с осадками фаций открытого прибрежного подвижного мелководья бассейна.

Мощность отложений типа БПЗ-1 не превышает 2—3 *м*.

Тип БПЗ-2. Песчаник мелко-, иногда среднезернистый, со слабо выраженной горизонтальной слоистостью, конкрециями и кристаллами пирита.

Отложения данного типа представлены в основном мелкозернистыми песчаниками и частично среднезернистыми песчаниками. Сортировка материала в целом средняя и несколько хуже, чем в осадках предыдущего типа. Это объясняется тем, что здесь всегда присутствует то или иное, иногда даже большое количество алеврито-глинистого материала. Цвет отложений обычно серый и изменяется от светло-серого до зеленовато- и темно-серого.

Для отложений типа характерна горизонтальная, участками слабо волнистая слоистость, подчеркнутая в основном мелким обугленным растительным детритом и в исключительных случаях обрывками растений. Остатков фауны и их отпечатков, а также включений обломков пород не найдено. Минеральные выделения представлены в основном очень мелкими конкрециями и кристаллами пирита.

Отложения типа залегают в надугольной части аллювиально-прибрежно-морских, прибрежно-морских и морских циклов. Их соотношения с осадками смежных фаций в разрезе и на площади примерно такие же, как и отложений типа БПЗ-1.

Мощность отложений типа БП-2 не превышает 2—3 *м*.

Основные генетические признаки отложений фации БПЗ

Таким образом, отложения литогенетических типов БПЗ-1 и БПЗ-2 имеют следующий комплекс признаков: 1) глинисто-алеврито-песчаный материал; 2) в целом средняя, иногда несколько ниже, чем средняя, его сортировка; 3) серая, зеленовато-серая, реже светло- и темно-серая окраска пород; 4) горизонтальная, иногда относительно слабо выраженная слоистость; 5) слоистость подчеркивается сравнительно незначительным количеством обугленного растительного детрита; 6) иногда присутствуют обрывки обугленных растений; 7) локальное распространение; 8) постепенный переход в отложения других морских фаций; 9) залегание в надугольной части аллювиально-прибрежно-морских, прибрежно-морских и морских циклов.

Фация глинисто-карбонатных осадков прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна, в том числе заливов и лагун — БПК (табл. LXXXVIII, LXXXIX, *1—3*).

В процессе общего выравнивания рельефа Ангаро-Чулымского прогиба, которое наступило к концу времени образования угленосной формации, резко уменьшалось поступление обломочного материала в эпиконтинентальн-

ный морской бассейн. Поэтому в его заливно-лагунной зоне и в некоторых местах прибрежного мелководья самого бассейна появлялись участки, где создавались благоприятные условия для накопления глинисто-карбонатных и карбонатных осадков литогенетических типов БПК-1, БПК-2, БПК-3 и БПК-4. Здесь же поселялась и мелкая, очевидно, солоноватоводная фауна. Однако близость побережья обусловливала поступление небольшого количества мелкого обугленного детрита и относительно среднюю степень сортировки осадков при одновременном сильном их обогащении карбонатным материалом.

Тип БПК-1. Аргиллит, алевролит мелкозернистый, темно-серый, с горизонтальной слоистостью, известковистые, с растительным детритом и многочисленной фауной (табл. LXXXVIII, *1*).

Отложения типа состоят из аргиллитов и мелкозернистых алевролитов. Сортировка материала средняя, участками ниже средней или хорошая. Цвет отложений чаще темно-серый; более светлая окраска вызвана присутствием того или иного количества светлого карбонатного материала.

Для отложений типа характерна в основном тонкая, слабо различимая горизонтальная слоистость, благодаря которой порода раскалывается на неровные плитки и имеет остроугольно-раковистый излом. На плоскостях наслоения присутствует редкий обугленный детрит, который в основном и подчеркивает слоистость. Кроме того, в отложениях типа встречается большое количество мелкой фауны: моллюски *Limnocyrena wiljuica* Martins., *L.* cf. *ovalis* (Ramm.), *Limnocyrena* sp., *Lioplax* sp., *Valvata* cf. *helicoides* Martins., *Valvata* sp., филлоподы *Pseudestheria* sp., *Brachyestheria* aff. *innocens* Nov., *Bairdestheria intermedia* (Chi), *Bairdestheria* sp., остракоды *Darwinula* sp., *Cypridea* sp., чешуя рыб. Особенно много остракод, которые иногда переполняют аргиллиты. Фауна располагается, как правило, по плоскостям наслоения; там, где есть обугленный детрит, она обычно содержится в незначительном количестве или отсутствует. Включения обломков пород не обнаружены. Минеральные выделения представлены в виде карбонатного материала, который входит в состав цемента, а также иногда образует мелкие конкреции чистого кальцита.

Отложения типа залегают в надугольной части аллювиально-прибрежно-морских или в средней части прибрежно-морских циклов. Иногда они распространены в морских циклах, где сопутствуют карбонатным и глинисто-карбонатным отложениям более удаленных от побережья частей бассейна. В разрезе и на площади они постепенно замещаются некоторыми отложениями прибрежного мелководья и более удаленных от побережья частей бассейна.

Мощность отложений типа БПК-1 колеблется от 1—2 до 5—8 *м*.

Тип БПК-2. Аргиллит, алевролиты, серые и зеленовато-серые, со слабо выраженной горизонтальной слоистостью, остроугольно-раковистым изломом, известковистые, с растительным детритом (табл. LXXXVIII, *2*).

Отложения данного типа представлены аргиллитами и алевролитами; последние всегда в той или иной мере глинистые. Сортировка материала в целом средняя, участками относительно хорошая. Цвет отложений обычно серый, светло-серый и зеленовато-серый.

Слоистость в отложениях типа выражена слабо. Способность породы раскалываться на не совсем ровные плитки может указывать на слабо выраженную горизонтальную слоистость; чем она слабее, тем лучше проявляется остроугольно-раковистый излом. Кроме того, на плоскостях наслоения можно наблюдать очень мелкий обугленный растительный детрит. Остатков фауны и их отпечатков, а также включений обломков пород не обнаружено. Минеральные выделения представлены карбонатным цементом.

Отложения типа залегают в надугольной части аллювиально прибрежно-морских или в средней части прибрежно-морских циклов. Иногда они присутствуют в морских циклах, где постепенно замещаются глинисто-карбонатными отложениями наиболее удаленных от побережья частей бассейна. Их соотношения с другими морскими осадками в разрезе и на площади аналогичны тем, которые характерны для осадков типа БПК-1 данной фации.

Мощность отложений типа БПК-2 может достигать 2—5 *м*.

Тип БПК-3. Аргиллит, алевролиты, песчаник мелкозернистый, серые и зеленовато-серые, со слабо выраженной горизонтальной слоистостью и остроугольно-раковистым изломом, участками известковистые, с мелкой фауной, редким растительным детритом и конкрециями пирита (табл. LXXXVIII, *3*, *4*).

Отложения типа сложены аргиллитами (табл. LXXXVIII, *3*), мелко- и крупнозернистым алевролитами, глинистыми и мелкозернистыми песчаниками (табл. LXXXVIII, *4*), также глинистыми. Кроме того, все осадки типа содержат примесь карбонатного материала, которая распределена по породе более или менее равномерно. Сортировка материала средняя, хотя может быть и относительно плохой или хорошей. Цвет отложений обычно серый, зеленовато-серый, иногда светло-серый, и только аргиллиты или сильно обогащенные глинистым материалом алевролиты и песчаники имеют темно-серую окраску.

Горизонтальная слоистость выражена слабо, она проявляется так же, как и в отложениях типа БПК-2. В песчаниках мелкозернистых можно наблюдать иногда отчетливую слоистость, которая подчеркивается присутствием карбонатного материала (табл. LXXXVIII, *4*). Растительные остатки представлены небольшим количеством обугленного детрита. Фауна иногда встречается в изобилии, особенно много остракод; в глинистых осадках их обычно больше и они лучше сохранены. Их состав аналогичен тем, которые встречаются в отложениях типа БПК-1. Включения обломков пород не обнаружены. Минеральные выделения в виде карбонатов участками обогащают осадки; иногда они представлены карбонатными стяжениями кальцитового состава (табл. LXXXVIII, *3*). Имеются также включения мелких конкреций пирита.

Отложения типа залегают в надугольной части аллювиально-прибрежно-морских или в средней части прибрежно-морских циклов. В морских циклах они иногда сопутствуют глинисто-карбонатным осадкам наиболее удаленных от побережья частей бассейна. Их соотношения с другими морскими осадками в разрезе и на площади аналогичны тем, которые характерны для осадков типа БПК-1 данной фации.

Мощность отложений типа БПК-3 изменчива и колеблется от 1—2 до 3—5 *м*.

Тип БПК-4. Известняк песчано-алеврито-глинистый, часто мергель, редко с растительным детритом, многочисленной фауной (табл. LXXXVIII, *5*, *6*; LXXXIX, *1—3*).

Отложения данного типа состоят из известняков (табл. LXXXIX, *2*, *3*), в которых карбонатное вещество представлено тонкоагрегатной кальцитовой массой серого и буровато-серого цвета, содержащей выделения монокристаллического карбоната. В большинстве случаев известняки содержат примесь песчано-алеврито-глинистого материала, среди которой глинистая преобладает (табл. LXXXIX, *3*). Глинистое вещество, как правило, распределено более или менее равномерно среди карбонатной массы, чего нельзя сказать об алевритовой и мелкопесчаной примеси; они большей частью обогащают отдельные прослои, придавая известнякам слоистую или пятнистую текстуру. В тех случаях, когда глинистая примесь становится

значительной, известняк превращается в мергель (табл. LXXXIX, *1*), чаще глинистый (табл. LXXXVIII, *5*, *6*).

Слоистость более характерна для мергелей, чем для известняков. Иногда она горизонтальная, с более или менее ровными плоскостями наслоения, но чаще приобретает неотчетливый рисунок, особенно если отдельные участки неравномерно обогащены песчано-алеврито-глинистым материалом. Растительный обугленный детрит составляет исключение. Фауна многочисленна и располагается в разрезе не равномерно, а послойно, приурочиваясь к отдельным горизонтам. Среди остатков фауны встречаются обломки и целые раковины моллюсков, пелеципод, остракод, филлопод, перечень которых приведен при описании осадков литогенетического типа БПК-1. Включения обломков пород не обнаружены. Минеральные выделения довольно однообразны: неправильной формы включения известковистого материала, особенно в мергелях (табл. LXXXIX, *1*), часто кальцита, а также мелких кристаллов пирита и других непрозрачных минералов.

Отложения типа залегают в надугольной части аллювиально-прибрежно-морских или в средней части прибрежно-морских циклов. В морских циклах они могут по разрезу замещаться глинисто-карбонатными и карбонатными осадками более удаленных от побережья частей бассейна. Их соотношения с другими морскими осадками в разрезе и на площади аналогичны тем, которые характерны для осадков типа БПК-1 данной фации.

Мощность отложений типа БПК-4 очень изменчива и колеблется от 0,5—0,8 до 2—3 *м*, редко больше.

Основные генетические признаки отложений фации БПК

Таким образом, для отложений литогенетических типов БПК-1, БПК-2, БПК-3 и БПК-4 характерен следующий комплекс признаков: 1) песчано-алеврито-глинистый и карбонатный материал; 2) пелитоморфная или микрозернистая структура и хлопьевидное или комочкообразное строение карбонатного материала; 3) в целом средняя сортировка материала песчано-алеврито-глинистых осадков, что зависит от примеси карбонатного материала: чем его больше, тем сортировка хуже; 4) серая, светло-серая, иногда темно-серая и зеленовато-серая окраска пород; 5) то слабо, то хорошо выраженная горизонтальная слоистость и соответственно то лучше, то хуже проявляющийся остроугольно-раковистый излом; 6) незначительное количество обугленного растительного детрита; 7) многочисленная фауна остракод, моллюсков, пелеципод, филлопод; 8) локальное, участками относительно более широкое распространение; 9) постепенный переход в отложения других морских фаций; 10) залегание в надугольной части аллювиально-прибрежно-морских или в средней части прибрежно-морских циклов, иногда и среди осадков морских циклов.

Условия накопления отложений заливно-лагунного прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна.

Из приведенного анализа основных генетических признаков рассмотренных выше отложений всех 15 литогенетических типов, отнесенных к фациям БПП, БПГ, БПА, БПЗ и БПК, следует, что, несмотря на их большое число и многообразие, которые обусловливались местными условиями среды осадконакопления, они формировались в единой зоне, характеризовавшейся сходным гидродинамическим режимом водной среды и ее положением по отношению к побережью. Одной из главных черт осадков этих фаций является то, что в разрезах угленосной толщи (в соответствующих циклах) они всегда залегают на угольных пластах и всегда ниже гравийно-песчаных осадков открытого подвижного мелководья (макрофация БМ). Это прежде всего говорит о том, что подобные осадки накапливались в самой прибрежной

зоне, примыкавшей непосредственно к сильно изрезанному заливно-лагунному побережью, которое бóльшую часть времени представляло собой заросшее крупной древесной растительностью торфяное болото с различного рода озерными водоемами обычного и сапропелевого типа. На это указывает, в частности, также темно-серая, часто почти черная окраска мелкоалеврито-глинистых осадков фации БПП, содержащих большое количество обрывков растений и обугленного детрита. Другая характерная черта данной зоны осадконакопления — это преобладающий алеврито-глинистый и значительно реже песчаный состав отложений, тонкая горизонтальная и пачечная, иногда горизонтальная слабо волнистая и линзовидная слоистость, а также послойное скопление обугленных растительных остатков, в том числе листовой флоры хорошей сохранности. Отсюда можно сделать и второй вывод, что гидродинамический режим водной среды был весьма однообразным и спокойным, а в некоторых случаях и застойным, когда могли возникать, с одной стороны, песчано-глинистые осадки с конкрециями и кристаллами сидерита и пирита, а с другой — глинисто-карбонатные и карбонатные осадки с мелкой опресненной фауной.

Следовательно, осадки фаций БПП, БПГ, БПА, БПЗ и БПК в целом накапливались в прибрежной зоне эпиконтинентального морского бассейна. В свою очередь, как увидим ниже при рассмотрении строения разреза формации, на площади они имеют весьма локальное и мозаичное распространение, часто на коротких расстояниях фациально замещают друг друга, причем в одном цикле осадконакопления никогда одновременно не присутствуют не только все типы, но и все фации. А это является прямым следствием того, что побережье в то время было сильно изрезанным и, очевидно, на значительных пространствах изобиловало заливами и лагунами, т. е. существовали полуизолированные, а иногда и полностью изолированные участки среди прибрежной зоны бассейна. Здесь же могли существовать многочисленные крупные и мелкие острова, возникшие в процессе формирования осадков в бассейне или же отчлененные от побережья. Если при этом учесть весьма незначительную мощность этих отложений, то в целом можно говорить, что их накопление происходило в условиях прибрежного, часто полуизолированного, участками застойного мелководья эпиконтинентального морского бассейна, т. е. в зоне заливно-лагунного прибрежного мелководья (макрофация БП).

Наиболее благоприятные условия, которые были необходимы для данной зоны осадконакопления, могли возникать не вдоль всего побережья, а только в основном между дельтами крупных рек, которые своими надводными и подводными частями глубоко вдавались в эпиконтинентальный морской бассейн. Благодаря этому между дельтами возникли крупные заливы (заливы первого порядка), отделенные от открытой остальной части бассейна серией островов, баров, кос, отмелей и других аккумулятивных форм рельефа его дна.

В пределах заливно-лагунного прибрежного мелководья обстановки седиментации были не совсем одинаковыми, что и обусловило возникновение осадков пяти различных фаций. Эти различия определялись местом положения того или иного участка по отношению к побережью, с одной стороны, и к открытой части бассейна — с другой, а также рельефом дна, относительной его глубиной и некоторым различием в подвижности водной среды. Так, у самого берега, где располагалось болото, накапливались осадки фации БПП. В основной массе они имеют горизонтальную и горизонтальную слабо волнистую слоистость. На границе со смежными фациями данной зоны, а также в случае их перехода непосредственно в отложения зоны открытого прибрежного подвижного мелководья, осадки приобретали несколько более грубый, иногда даже мелкопесчаный состав и линзовидную слоистость (тип БПП-5). Осадки всех типов содержат много растительных остатков, обугленного детрита, а некоторые и листовую флору хорошей сохранности (тип

БПП-2). Не исключается присутствие мелкой опресненной или солоноватоводной фауны (типы БПП-1 и БПП-3). В понижениях рельефа дна создавались условия застоя вод с резко восстановительной средой, вследствие чего в разрезе аргиллитов и алевролитов появлялись отдельные конкреции или пояски железисто-карбонатного состава, а также включения кристаллов пирита и марказита (тип БПП-4). Подобные осадки накапливались как в глубине заливов или лагун, так и в отдельных бухтах и мелких заливах выступающих частей побережья. Последние уже располагались ближе к открытому подвижному мелководью, и это несколько сказывается на осадках данной фации. Здесь они, как правило, немного хуже отсортированы, содержат меньше растительных остатков и фауны, еще реже — листовую флору хорошей сохранности, обладают чаще темно-серой, чем почти черной окраской пород (тип БПП-1), имеют меньшую мощность и залегают более узкими и менее значительными по площади полосами вдоль побережья, а типы БПП-2 и БПП-4 составляют исключение. В целом можно считать, что литогенетические типы БПП-1, БПП-2, БПП-3, БПП-4 и БПП-5 характеризуют фацию алеврито-глинистых осадков полуизолированного прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна, в том числе прибрежных частей заливов и лагун. Отложения всех типов данной фации никогда одновременно не встречаются вместе в одном разрезе. Наиболее характерно присутствие осадков одного из первых четырех типов (типы БПП-1, БПП-2, БПП-3 и БПП-4) и почти всегда пятого (БПП-5). Последний, по существу, является связующим звеном со смежными фациями. Поэтому мощность отложений фации БПП в целом редко превышает 3—5 *м*, хотя каждый тип в отдельности может иметь примерно такую же или несколько меньшую мощность.

Побережье внутренних частей заливов и лагун не всегда сплошь было покрыто торфяными болотами. Некоторые участки были сложены терригенными породами, и, естественно, там формировались осадки несколько другого типа. Подобного рода побережья были особенно характерны для конца времени образования угленосной формации (четвертая подформация), когда в связи с некоторой аридизацией климата резко сократилась площадь развития торфяных болот. Так, в прибрежной зоне мелководья бассейна, а также у подобного типа берегов заливов и лагун накапливались алевролиты и мелкозернистые песчаники литогенетических типов БПА-1 и БПА-2. Для них характерна горизонтальная пачечная, иногда слабо волнистая слоистость, подчеркнутая ритмической сортировкой материала и обугленным растительным детритом. Если ритмическое поступление материала по тем или иным причинам нарушалось, то у осадков исчезала хорошо выраженная слоистость, которая часто превращалась в линзовидную или в простое переслаивание соответствующих гранулометрических типов пород. Краткий анализ признаков отложений литогенетических типов БПА-1 и БПА-2 позволяет отнести их к фации алеврито-песчаных осадков прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна, в том числе прибрежных частей заливов и лагун. Мощность отложений фации БПА в среднем колеблется от 2—3 до 6—8 *м*, но обычно не превышает 4—5 *м*.

В других, более спокойных участках прибрежного мелководья бассейна, а также в центральных частях крупных заливов и лагун накапливались отложения литогенетических типов БПГ-1 и БПГ-2, почти с аналогичным комплексом признаков, что и осадки фации БПА, но представленные более тонкими осадками — аргиллитами и мелко-, редко крупнозернистыми алевролитами. Их отличие заключается не только в размерности, но и в относительно лучшей сортировке, большей однородности строения и состава. Они имеют также лучше выраженную горизонтальную пачечную слоистость.

с ритмической сортировкой материала, что находит отражение в неодинаковой окраске различных гранулометрических слойков и их частей. Поэтому отложения литогенетических типов БПГ-1 и БПГ-2 можно отнести к фации алевритово-глинистых осадков прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна, в том числе центральных частей заливов и лагун. Их мощность в среднем не превышает 5—6 *м*, но может увеличиваться до 8—10 *м*.

В прибрежно-мелководной зоне бассейна, а также в некоторых заливах и лагунах накапливались отложения литогенетических типов БПЗ-1 и БПЗ-2. В отличие от осадков предыдущих фаций БПГ и БПА они имеют более широкий гранулометрический диапазон, который изменяется от размерности аргиллита до мелко- и даже среднезернистого песчаника. Кроме того, они обладают несколько иной горизонтальной слоистостью, выраженной то хорошо, то немного хуже, которая подчеркивается небольшим количеством обугленного детрита. Наиболее отличительная их черта состоит в том, что осадки содержат в основном мелкие конкреции, а также кристаллы пирита, которых в общей массе сравнительно мало, и поэтому трудно судить об их приуроченности к каким-либо горизонтам. Скорее всего они более или менее равномерно распределены по осадку. Для появления здесь конкреций и кристаллов пирита была необходима восстановительная среда и условия относительного застоя вод. Очевидно, наиболее благоприятные условия для этого могли возникать в понижениях рельефа дна или в стороне от участков, подвергавшихся хорошей аэрации. По условиям образования отложения литогенетических типов БПЗ-1 и БПЗ-2 характеризуют фацию песчано-глинистых осадков прибрежного застойного мелководья эпиконтинентального морского бассейна, в том числе заливов и лагун. Отложения данной фации встречаются относительно редко, а их мощность, как правило, не превышает 2—3 *м*.

Наряду с чисто терригенными осадками в заливно-лагунном прибрежном мелководье накапливались аргиллиты, алевролиты и мелкозернистые песчаники с примесью карбонатного материала (типы БПК-1, БПК-2 и БПК-3), а также мергели и известняки (тип БПК-4). Необходимые для этого условия могли возникать тогда, когда по тем или иным причинам резко сокращалось поступление в бассейн седиментации грубого обломочного материала, подавлявшего до этого органическую жизнь в его прибрежной части. В результате этого здесь создавались относительно спокойные условия, при которых отлагались в основном алевритовые и глинистые сильно карбонатные осадки, а в более пониженных участках, в значительной мере защищенных от поступления большого количества даже тонкоотмученного материала, накапливались мергели и известняки с незначительной примесью последнего. Такая обособленность областей накопления известняков и сильно карбонатных пород подтверждается их локальным распространением в разрезе в виде линз и прослоев. Этому не противоречит также наличие в известняках бурых сгустков и хлопьев железисто-карбонатного материала, которые возникали при смешении опресненных вод, богатых железистыми окислами, с карбонатными водами. О накоплении отложений типов БПК-1, БПК-2, БПК-3 и БПК-4 в прибрежно-мелководной зоне бассейна свидетельствует недостаточно хорошая сортировка песчано-алеврито-глинистой примеси в известняках и мергелях, несколько лучшая в карбонатных алевролитах, аргиллитах и песчаниках, присутствие обугленных растительных остатков. И, наконец, сравнительно незначительное количество фауны и ее относительно плохая сохранность, а также незначительная мощность говорят о неустойчивости и частой изменчивости условий осадконакопления, которые скорее всего могли существовать в прибрежном заливно-лагунном мелководье. Анализ комплекса признаков осадков литогенетических

типов БПК-1, БПК-2, БПК-3 и БПК-4 показывает, что некоторые из них своим происхождением обязаны влиянию близко расположенного побережья, а другие отражают специфику накопления карбонатного материала. Поэтому в целом можно считать, что подобного рода отложения характеризуют фацию глинисто-карбонатных осадков прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна, в том числе заливов и лагун. Мощность отложений фации БПК непостоянная, она сильно изменчива как по разрезу, так и на площади и колеблется в пределах 3—5 *м*, иногда может достигать 8—10 *м*.

Прибрежно-морской мелководный генезис осадков фаций БПП, БПГ, БПА, БПЗ и БПК очевиден также из их участия в строении аллювиально-прибрежно-морских и прибрежно-морских циклов. Все их осадки залегают выше угольных пластов. Одни из них, как, например, осадки фации БПП, всегда непосредственно перекрывают угольные пласты (типичные отложения кровли), а ее тип БПП-5 обычно служит связующим звеном с осадками остальных фаций заливно-лагунного прибрежного мелководья. Другие осадки, такие, как фации БПГ, БПА и БПЗ, также могут непосредственно перекрывать угольные пласты, но это происходит очень редко. Чаще они залегают выше осадков фации БПП и вверх по разрезу сменяются отложениями открытого подвижного прибрежного мелководья (макрофация БМ), если последние присутствуют в разрезе. В противном случае их соотношения ограничиваются данной макрофацией. Глинисто-карбонатным отложениям (фация БПК) обычно предшествуют осадки фации БПП и они постепенно переходят в осадки других фаций прибрежного мелководья, а при соответствующих условиях седиментации могут фациально замещаться мергелями и известняками наиболее удаленных от побережья частей бассейна (макрофация БУ). В ряде случаев отложениями макрофации БП могут быть полностью сложены прибрежно-морские циклы и верхние (надугольные) части аллювиально-прибрежно-морских циклов. Циклы с подобным строением характерны для верхних горизонтов угленосной формации.

Макрофация отложений открытого подвижного мелководья эпиконтинентального морского бассейна — БМ

(табл. LXXXIX, *4—7*; XC—XCIII; XCIV, *4*)

Отложения данной макрофации представлены в основном песчаным материалом, и лишь в ряде случаев в их строении участвуют крупнозернистые алевролиты. Среди них выделяется девять литогенетических типов отложений, которые относятся к четырем фациям — БММ, БМП, БМД и БМБ. Эти фации резко отличаются от всех остальных морских фаций как своим грубым составом и наличием преобладающей косой и косоволнистой слоистости, так и более широким распространением. Ими сложена зона открытого подвижного мелководья, которая связана непосредственно с выносом реками большого количества обломочного материала. Она занимает значительные площади против устьев этих рек и вдается далеко в глубь эпиконтинентального морского бассейна, а также широко распространена вдоль побережья, располагаясь, в зависимости от его типа, на том или ином от него удалении.

Отложения макрофации БМ известны на северо-западе и в меньшей мере на юго-западе и в центральной части прогиба с конца первой половины среднеюрского времени. Они, как и все морские отложения в целом, слагают не полностью весь разрез, а входят в состав соответствующих циклов осадконакопления лишь в виде отдельных горизонтов.

Фация переслаивания глинисто-алеврито-песчаных осадков малоподвижного мелководья эпиконтинентального морского бассейна — БММ (табл. LXXXIX, *4—7*; XC, *1*, *2*).

На окраинных участках зоны открытого подвижного мелководья, на границе с заливно-лагунным прибрежным мелководьем, с одной стороны, и наиболее удаленными от побережья частями бассейна — с другой, попеременно накапливались незначительной мощности прослои мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов. В результате этого возникали пологоволнистые переслаивания различных размеров, часто осложненные нарушенными текстурами. Среди них могут быть выделены литогенетические типы БММ-1 и БММ-2. Подобное переслаивание небольшой мощности могло образоваться и среди отложений зоны открытого подвижного прибрежного мелководья, а также на некоторых участках заливов и лагун.

Тип БММ-1. Тонкое и мелкое пологоволнистое переслаивание пород от аргиллита до песчаника мелкозернистого, с нарушенными текстурами (табл. LXXXIX, *4—6*).

Отложения данного типа представлены чередованием аргиллитов, алевролитов и мелкозернистых песчаников. Различается чередование аргиллитов с мелкозернистым алевролитом (табл. LXXXIX, *4*, *5*), часто с алевролитами вообще (табл. LXXXIX, *6*), и мелко- и крупнозернистых алевролитов, алевролитов с мелкозернистым песчаником. Однако не исключено, что в каждом переслаивании могут быть осадки и другой размерности. В ряде случаев в переслаивании могут участвовать среднезернистые песчаники. Сортировка материала в целом средняя, она лучше в центральных частях каждого слойка и ухудшается по мере приближения к его границе. Цвет отложений в зависимости от состава пород колеблется от темно-серого до светло-серого, и чем грубее породы, участвующие в переслаивании, тем более светлую окраску они имеют.

Текстуры подразделяются на слоистые и нарушенные, причем слоистые могут быть двух порядков. Первый порядок — это переслаивание слоев различного гранулометрического состава. Оно неодинаково по размеру переслаивания. Если толщина слоев не превышает 0,5 *см*, то такое переслаивание называется тонким (табл. LXXXIX, *5*). При размере от 0,5 до 3 *см*, реже до 5 *см*, выделяется мелкое переслаивание (табл. LXXXIX, *6*). Однако очень часто наблюдается сочетание в различных комбинациях тонкого, мелкого и крупного (крупное переслаивание характерно для литогенетического типа БММ-2) переслаивания (табл. LXXXIX, *4*). Второй порядок — слоистость внутри каждого слоя. Слои тонкого переслаивания, как правило, не обладают подобной слоистостью, или же в них может наблюдаться горизонтальная волнистая слоистость. В мелком переслаивании, особенно в его крупноалевритовых и мелкопесчаных слоях, иногда различается не только горизонтальная волнистая, но и косоволнистая и мелкая косая штриховатая слоистость (табл. LXXXIX, *6*). Переслаивание в ряде случаев осложняется нарушенными текстурами взмучивания (табл. LXXXIX, *4*, *5*), следами илоедов (табл. LXXXIX, *5*), оползания и др.

Переслаивание и слоистость внутри него подчеркивается обычно незначительным количеством обугленного растительного детрита, редко обрывками растений. Остатков фауны и их отпечатков не обнаружено, хотя они возможны. Включения обломков пород не найдены. Минеральные выделения встречаются очень редко и обычно представлены железисто-карбонатным цементом алевролитов и песчаников.

Отложения типа залегают в надугольной части аллювиально-прибрежно-морских и в средней части прибрежно-морских циклов. Встречаются они и в морских циклах. В разрезе и на площади отложения

типа в большинстве случаев постепенно переходят в остальные морские осадки. Исключение составляют те случаи, когда они в разрезе предшествуют осадкам фаций БМД и частично БМБ.

Мощность отложений типа БММ-1 различна и колеблется от 0,5 до 5 *м*, чаще не превышает 3—4 *м*.

Тип БММ-2. Крупное пологоволнистое переслаивание алевролитов и мелко-, иногда среднезернистых песчаников, с нарушенными текстурами (табл. LXXXIX, *7*; XC, *1*, *2*).

Отложения данного типа представлены чередованием алевролитов и мелко-, иногда среднезернистых песчаников; аргиллиты не исключаются, но их доля участия невелика. Они образуют крупное переслаивание (размеры слоев колеблются от 5 до 10 *см*) мелко- и крупнозернистых алевролитов, при подчиненном количестве прослоев мелкозернистого песчаника или же алевролитов с мелко- и среднезернистыми песчаниками, хотя прослои среднезернистого песчаника встречаются не так часто. Сортировка материала в целом средняя, но наличие большого количества нарушенных текстур значительно ее ухудшает. Цвет отложений изменяется от серого и светло-серого до темно-серого и зависит от количества примеси глинистого, а иногда и железисто-карбонатного материала.

Как и в осадках предыдущего типа, здесь различаются слоистые и нарушенные текстуры. Слоистые текстуры образованы как крупным переслаиванием осадков, так и различными типами слоистости внутри каждого слоя. Крупное переслаивание чаще наблюдается в сочетании с мелким и тонким переслаиванием. Отдельные слои в переслаивании, особенно если они представлены песчаным материалом, обладают внутренней не только горизонтальной и горизонтальной волнистой, но и мелкой косой штриховатой, косоволнистой и даже мелкой косой выполаживающейся слоистостью. Нарушенные текстуры здесь более характерны, чем для отложений типа БММ-1. Они представлены текстурами взмучивания, оползания (табл. XC, *2*), следами илоедов (табл. LXXXIX, *7*; табл. XC, *1*) и следами местного незначительного размыва и перемыва осадков (табл. XC, *1*,*2*).

Переслаивание и слоистость внутри отложений этого типа подчеркиваются незначительным количеством обугленного растительного детрита и отдельными обрывками растений. Остатков фауны и их отпечатков не обнаружено, но они возможны. Включения обломков пород не встречены. Минеральные выделения представлены железисто-карбонатным цементом в алевролитах и песчаниках.

Отложения типа залегают в надугольной части аллювиально-прибрежно-морских и в средней части прибрежно-морских циклов; они же присутствуют и в морских циклах. Их соотношения в разрезе и на площади с осадками других морских фаций аналогичны тем, которые характерны для отложений типа БММ-1 данной фации.

Мощность отложений типа БММ-2 непостоянна и колеблется от 0,5 до 2—3 *м*, редко более.

Основные генетические признаки отложений фаций БММ

Таким образом, отложения литогенетических типов БММ-1 и БММ-2 характеризуются следующим комплексом признаков: 1) глинисто-алевритовый, мелко-, иногда среднепесчаный материал; 2) в целом средняя сортировка материала; 3) серая, светло-серая и темно-серая окраска пород; 4) чередование пород от аргиллита до мелко- и среднезернистого песчаника с образованием тонкого, мелкого и крупного их переслаивания; 5) горизонтальная, горизонтальная волнистая, косоволнистая, мелкая косая штриховатая и реже мелкая косая выполаживающаяся слоистость внутри отдельных чередующихся слоев; 6) наличие нарушенных текстур, особенно среди

отложений с крупным переслаиванием; 7) переслаивание и слоистость внутри слоев подчеркивается тем или иным количеством обугленного детрита; 8) локальное распространение; 9) постепенный переход в осадки других морских фаций; 10) залегание в надугольной части аллювиально-прибрежно-морских и в средней части прибрежно-морских и морских циклов.

Фация алеврито-песчаных осадков подвижного мелководья эпиконтинентального морского бассейна — БМП (табл. XC, *3—6*; XCI—XCIII; XCIV, *1,2*).

Обломочный материал, поступая в зону открытого подвижного мелководья бассейна, образовывал не только дельты, подводные валы и другие крупные аккумулятивные формы рельефа его дна. Его более мелкозернистые песчаные разности и алевролиты также оттеснялись в более удаленные от побережья периферийные участки подводной дельты, либо разносились вдоль побережья. Здесь имелись участки с относительно незначительной, но вполне достаточной подвижностью водной среды, на которых накапливались отложения литогенетических типов БМП-1, БМП-2 и БМП-3. Осадки первых двух типов могли возникать также в крупных заливах и лагунах, особенно если они имели самостоятельные источники поступления обломочного материала.

Тип БМП-1. Алевролиты, песчаник мелкозернистый, с горизонтальной и горизонтальной прерывистоволнистой слоистостью, иногда со следами илоедов (табл. XC, *3—6*; XCI, *1*, *2*).

Отложения типа сложены мелко- (табл. XC, *5*) и крупнозернистыми алевролитами, иногда глинистыми, и мелкозернистыми песчаниками (табл. XC, *3*, *4*, *6*; табл. XCI, *1*, *2*) с примесью алеврито-глинистого материала. Сортировка материала средняя, а там, где имеются нарушенные текстуры, она значительно ухудшается. Цвет отложений серый, реже темно- и светло-серый; он зависит от количества примеси глинистого материала и обугленного растительного детрита.

Слоистая текстура очень отчетливая. Характерна горизонтальная (табл. XC, *3—6*; табл. XCI, *1*, *2*), горизонтальная волнистая (табл. XC, *3*, *6*), иногда горизонтальная прерывистоволнистая слоистость (табл. XCI, *2*). Участками внутри отложений данного типа или при переходе их к отложениям типа БМП-2 можно наблюдать мелкую косую штриховатую (табл. XC, *3*) слоистость. В ряде случев слоистость осложняется нарушенными текстурами — следами илоедов (табл. XC, *5*).

Растительные остатки относительно многочисленны и совместно со слюдой и глинистым материалом подчеркивают слоистость. Встречаются как обрывки растительного материала и детрит, так и остатки хорошей сохранности. Иногда они образуют послойные скопления (табл. XC, *4*; табл. XCI, *1*, *2*). Остатков фауны и их отпечатков не встречено, хотя они и не исключаются. Включения обломков пород не обнаружены. Минеральные включения не характерны, но иногда наблюдаются участки отложений типа, обогащенные железисто-карбонатным материалом.

Отложения типа залегают в надугольной части аллювиально-прибрежно-морских и в средней части прибрежно-морских циклов; иногда они встречаются среди морских циклов. Вверх и вниз по разрезу, а также на площади отложения данного типа постепенно переходят в осадки типов БММ-1, БММ-2, БПП-5, БМП-2, БМП-3 и некоторые другие; только с осадками фаций БМД и БМБ могут иметь иногда отчетливый и даже резкий контакт, если предшествуют им в разрезе.

Мощность отложений БМП-1 непостоянна и колеблется от 1—2 до 3—5 *м*, редко достигает бо́льших значений.

Тип БМП-2. Песчаник мелкозернистый, алевролит крупнозернистый, с косоволнистой, мелкой косой штриховатой и мелкой перекрестноволнистой слоистостью, иногда со следами илоедов (табл. XCI, *3—6*; XCII; XCIII, *1—4*).

Отложения данного типа представлены в основном мелкозернистыми песчаниками (табл. XCI, *3—6*; табл. XCII, *3*, *5*, *6*; табл. XCIII, *1*, *2*, *4*) и несколько реже крупнозернистыми алевролитами (табл. XCII, *1*, *2*; табл. XCIII, *3*), иногда глинистыми (табл. XCII, *4*). Сортировка материала выше средней, может быть и относительно хорошей. Цвет отложений серый и светло-серый; темно-серый составляет исключение и в основном обусловлен примесью того или иного количества глинистого материала.

Слоистые текстуры разнообразны. Для них характерна мелкая косая штриховатая выполаживающаяся (табл. XCI, *3—6*; табл. XCII, *2*, *3*, *5*, *6*; табл. XCIII, *1—4*), косоволнистая (табл. XCI, *3*, *4*, *6*; табл. XCII, *2*, *3*, *6*; табл. XCIII, *1*, *2*), мелкая перекрестноволнистая (табл. XCII, *1*, *4*, *5*; табл. XCIII, *1*, *3*, *4*) слоистость. Мелкая косая штриховатая и косоволнистая слоистость наиболее типичны для отложений типа БМП-2 и, как правило, всегда сопровождают друг друга; им иногда сопутствует горизонтальная и горизонтальная волнистая сплошная или прерывистая слоистость. В частях разреза, прилегающих к подпочвенным образованиям или к толщам переслаивания, наблюдаются нарушенные текстуры — следы илоедов (табл. XCI, *3*), взмучивания и др.

Растительные остатки представлены в основном мелким обугленным детритом, который совместно со слюдой подчеркивает слоистость. Остатков фауны и их отпечатков не встречено, хотя они и не исключаются. Включения обломков пород не обнаружены. Из минеральных выделений возможен только железисто-карбонатный цемент, который местами обогащает песчаники.

Отложения типа залегают в надугольной части аллювиально-прибрежно-морских и в средней части прибрежно-морских, а иногда и морских циклов. Их соотношения в разрезе и на площади с осадками других морских фаций такие же, как и отложений типа БМП-1 данной фации.

Мощность отложений типа БМП-2 изменчива и колеблется от 1,5—2 до 5—8 *м*.

Тип БМП-3. Песчаник мелко-, реже среднезернистый, иногда алевролит крупнозернистый, с мелкой косой выполаживающейся и крупной перекрестноволнистой слоистостью, участками с косоволнистой и горизонтальной прерывистоволнистой слоистостью (табл. XCIII, *5*, *6*; XCIV, *1*, *2*).

Отложения типа сложены мелко- и среднезернистыми (табл. XCIII, *6*; табл. XCIV, *2*) песчаниками и крупнозернистыми алевролитами (табл. XCIV, *1*), иногда глинистыми (табл. XCIII, *5*). Сортировка материала средняя, может быть относительно хорошей, а также ниже средней из-за примеси алеврито-глинистого материала. Цвет пород серый и светло-серый, редко темно-серый.

Характерными типами слоистости для них являются крупная перекрестноволнистая (табл. XCIII, *5*, *6*; табл. XCIV, *1*) и мелкая косая выполаживающаяся (табл. XCIV, *2*), которые сочетаются с косоволнистой и горизонтальной прерывистой и сплошной слоистостью. Слоистость подчеркивается обугленным растительным детритом и слюдой. Иногда встречаются обугленные обрывки растений. Остатков фауны или их отпечатков не встречено, хотя они и возможны. Включения обломков пород не обнаружены. Минеральные выделения представлены железисто-карбонатным материалом, участками цементирующим породу.

Отложения типа залегают в надугольной части аллювиально-прибрежно-морских и в средней части прибрежно-морских, иногда и морских циклов. Их соотношения в разрезе и на площади с осадками

других морских фаций такие же, как и отложений типа БМП-1 данной фации. Они очень часто сопутствуют осадкам фаций БМД и БМБ.

Мощность отложений типа БМП-3 может колебаться от 2—3 до 5—8 *м*, редко больше.

Основные генетические признаки отложений фации БМП

Таким образом, отложения литогенетических типов БМП-1, БМП-2 и БМП-3 обладают следующим комплексом признаков: 1) в основном мелко- и среднепесчаный, а также крупноалевритовый материал; 2) в целом средняя, иногда относительно хорошая сортировка материала; 3) серая и светло-серая окраска пород; 4) крупная и мелкая перекрестноволнистая, мелкая косая выполаживающаяся слоистость, участками сочетающаяся с косоволнистой и горизонтальной волнистой сплошной или прерывистой слоистостью; 5) слоистость подчеркивается обугленным растительным детритом и редкими включениями обломков древесины; 6) нарушенные текстуры (следы илоедов и др.) редки; 7) относительное площадное, возможно, большое линейное распространение; 8) постепенный переход в осадки других морских фаций, за исключением нижнего контакта, который с осадками заливно-лагунной зоны прибрежного мелководья может быть отчетливым или даже резким; 9) залегание в надугольной части аллювиально-прибрежно-морских и в средней части прибрежно-морских и редко морских циклов.

Фация песчаных осадков сильно подвижного приустьевого мелководья эпиконтинентального морского бассейна (отложения центральной части подводной дельты) — БМД (табл. XCIV, *3*, *4*).

Выносимый крупными и мелкими реками в эпиконтинентальный морской бассейн обломочный материал частично оседал у их устьев, образуя подводные продолжения руслового и пойменного аллювия в виде отложений подводных дельт. В их центральных частях, по сравнению со смежными участками дна бассейна, накапливались наиболее грубые гравийно-песчаные и частично крупноалевритовые осадки литогенетических типов БМД-1 и БМД-2. Они, как и отложения фации БМБ (бары, подводные валы и т. п.), имеют сравнительно большую мощность и значительное площадное распространение.

Тип БМД-1. Песчаник средне- и крупнозернистый, иногда гравелит мелкозернистый, с косой крупной, в основном разнонаправленной взаимосрезающейся сходящейся слоистостью, с крупными и мелкими обрывками растений, иногда гальками и обломками разнообразных пород (табл. XCIV, *3*).

Отложения типа состоят главным образом из средне- и крупнозернистых песчаников, реже мелкозернистых гравелитов, хотя не исключаются и смежные разности пород. Сортировка материала различная, в общем средняя, с колебаниями от сравнительно плохой до относительно хорошей. Почти во всех отложениях типа присутствует примесь алевритового, часто глинистого материала, который совместно с обугленным детритом и обрывками растений то подчеркивает слоистость, то располагается беспорядочно. Иногда в различных частях толщи, чаще в средней, имеются прослои средне- и крупнозернистых гравелитов. Помимо этого, среди песчаников и гравелитов встречаются включения отдельных галек и обломков пород, которые часто обнаруживаются в основании отложений этой фации. Ритмическая сортировка зерен внутри косых серий и слойков отсутствует. Преобладающим цветом является серый и светло-серый, зависящий от присутствия того или иного количества древесных остатков и обугленного детрита, а также наличия в цементе железистых карбонатов.

Текстурные признаки довольно разнообразны. Наиболее характерной является то плохо, то хорошо выраженная косая крупная разнонаправленная взаимосрезающаяся, большей частью выполаживающаяся слоистость.

Угол наклона косых слойков колеблется от 10 до 35°. К основанию косые слойки выполаживаются до горизонтального положения. Мощность косых слойков достигает 2—3 *см*, а их серий — изменяется от 0,5 до 1,5 *м*. В пределах отложений типа встречаются прослои более тонких и грубых пород с различными типами слоистости. Так, прослои песчаных пород часто имеют мелкую косую штриховатую и косоволнистую слоистость, а мелкозернистые песчаники и алевролиты — горизонтальную и горизонтальную волнисто-прерывистую слоистость. Кроме того, встречаются прослои той или иной размерности, не имеющие какой-либо четко выраженной слоистой текстуры. В одних случаях это более или менее хорошо отсортированные породы с едва заметной крупной косой разнонаправленной слоистостью, а в других — плохо отсортированные песчаники и гравелиты с большим количеством крупных и мелких обугленных растительных обломков, располагающихся в различных направлениях.

Растительные остатки характерны, хотя их количество и размерность сильно изменчивы. Присутствуют как крупные (диаметром до 0,5—0,6 *м*) и мелкие обломки витренизированных стволов деревьев, так и обрывки стеблей растений; некоторые из них минерализованы. Чаще встречается обугленный растительный детрит, который подчеркивает разнообразную слоистость. В некоторых случаях растительные остатки и детрит отсутствуют. Остатков фауны и их отпечатков не встречено.

Включения обломков пород незначительны. В основном они приурочены к более грубым разностям отложений данного типа. Минеральные выделения представлены железисто-карбонатным цементом, который придает породам массивность и темно-бурую окраску. Эти участки обычно энергично вскипают с соляной кислотой.

Отложения типа залегают в надугольной части аллювиально-прибрежно-морских и в средней части прибрежно-морских циклов. Вверх по разрезу они постепенно сменяются отложениями фаций БМП, БММ, БМБ и других, а с подстилающими отложениями большей частью имеют отчетливый или резкий контакт с признаками их размыва. То же самое наблюдается в пределах этой толщи с заключенными в ней прослоями грубых и более тонких пород. На площади отложения типа БМД-1 вглубь бассейна и вдоль побережья постепенно переходят в осадки фаций БММ, БМП, БМБ и других, а в сторону берега — в русловый аллювий.

Мощность отложений типа БМД-1 в различных частях непостоянна и колеблется от 1—2 до 5—10 *м*, иногда более.

Тип БМД-2. Песчаник мелкозернистый, алевролит крупнозернистый, с косой крупной, иногда мелкой разнонаправленной, часто пологой слоистостью и растительным детритом (табл. XCIV, *4*).

Отложения данного типа представлены мелко-, весьма редко среднезернистыми песчаниками и крупнозернистыми алевролитами. Сортировка материала часто хорошая, и породы имеют более или менее однородное строение. Цвет отложений серый, светло-серый, реже темно-серый.

Слоистые текстуры по сравнению с отложениями типа БМД-1 более однообразны. Это косая крупная разнонаправленная выполаживающаяся слоистость, выраженная то хорошо, то плохо. Слоистость подчеркивается в основном небольшим количеством обугленного детрита. При переходе в отложения типов фации БМП наблюдается мелкая косая выполаживающаяся слоистость. Прослои с другими типами слоистости не характерны.

Растительные остатки встречаются в небольшом количестве, в основном они представлены мелким обугленным детритом. Остатков фауны и их отпечатков, а также включений обломков пород не обнаружено. Минеральные выделения аналогичны тем, которые сопровождают отложения предыдущего типа.

Отложения типа залегают в надугольной части аллювиально-прибрежно-морских и в средней части прибрежно-морских циклов. Они в разрезе и на площади с другими осадками морских фаций имеют примерно те же соотношения типа БМД-1 данной фации и с последними представляют единый комплекс отложений. С подстилающими породами наблюдается чаще постепенный переход, чем отчетливый контакт.

Мощность отложений типа БМД-2 также изменчива и в среднем колеблется от 4—5 до 8—10 *м*.

Основные генетические признаки отложений фации БМД

Следовательно, для отложений литогенетических типов БМД-1 и БМД-2 характерен следующий комплекс признаков: 1) в основном гравийно-песчаный материал; 2) в ряде случаев некоторое уменьшение размерности пород к верхней и нижней частям разреза; 3) в целом средняя, часто относительно хорошая сортировка материала; 4) серая и светло-серая, редко темно-серая окраска пород; 5) косая крупная, в основном разнонаправленная взаимосрезающаяся сходящаяся слоистость, которая участками сочетается с аналогичной косой мелкой слоистостью; 6) переход вверх и вниз по разрезу крупной косой в мелкую косую и далее в мелкую косую штриховатую и косоволнистую слоистость; 7) многоярусное, как правило, взаимосрезающееся расположение косых серий; 8) слоистость подчеркивается в основном мелким обугленным растительным детритом; 9) присутствие крупных и мелких витренизированных, иногда минерализованных стволов и стеблей растений; 10) эпизодические включения отдельных галек и обломков пород, большей частью в низах разреза; 11) значительное площадное распространение; 12) непосредственная связь с речным аллювием и осадками фации сильно подвижного мелководья (фация БМБ); 13) постепенные переходы вверх по разрезу и отчетливые или резкие контакты вниз по разрезу в отложения других морских фаций; 14) залегание в надугольной части аллювиально-прибрежно-морских и в средней части прибрежно-морских циклов.

Фация песчаных осадков сильно подвижного мелководья эпиконтинентального морского бассейна (отложения аккумулятивных форм — баров, подводных валов, кос, пересыпей) — БМБ.

Бо́льшая часть обломочного материала, выносимого реками в эпиконтинентальный морской бассейн, не оседала в зоне дельт, а разносилась вдоль побережья и образовывала различные аккумулятивные формы рельефа его дна в виде отложений литогенетических типов БМБ-1 и БМБ-2. Сюда, на участки сильно подвижного мелководья, поступал более мелкий песчаный, а также крупноалевритовый материал, который отлагался прежде всего по периферии дельты. Вдоль побережья он накапливался на неодинаковом удалении и участвовал в формировании различных типов побережья с неодинаковой конфигурацией. В одних случаях соотношение возникавших аккумулятивных форм способствовало развитию заливно-лагунного мелководья, а в других — открытого мелководья бассейна с системой береговых и подводных валов. Отложения данной фации имеют площадное развитие и сравнительно большую мощность. По комплексу признаков они отличаются не только от руслового аллювия, но и от близких по генезису осадков подводной дельты.

Тип БМБ-1. Песчаник средне- и крупнозернистый, иногда мелкозернистый, с косой крупной, иногда мелкой, в основном однонаправленной выклинивающейся и взаимосрезающейся сходящейся слоистостью.

Отложения этого типа представлены средне- и крупнозернистыми, часто мелкозернистыми песчаниками; гравелиты являются исключением. В пределах типа наблюдаются многочисленные прослои как более тонкого, так и более грубого материала, иногда имеются участки переслаивания песча-

ников с алевролитами. Сортировка материала средняя, участками хорошая и равномерная, особенно там, где не наблюдается отчетливо выраженной слоистости. Цвет отложений серый, иногда темно-серый.

В пределах отложений типа не преобладает какой-либо тип слоистости, хотя весьма характерной является крупная косая, в основном однонаправленная выклинивающаяся взаимосрезающаяся слоистость без ритмической сортировки материала каждого косого слойка. Угол наклона косых слойков изменяется от 0 до 20—25°, редко больше, но чаще он составляет всего 10—15°. Очень часто отмечается чередование крупной косой слоистости с мелкой косой, косоволнистой, горизонтальной прерывистоволнистой и горизонтальной слоистостями. Так, мелкая косая слоистость встречается в прослоях мелко- и среднезернистого песчаника, косоволнистая — в мелкозернистом песчанике и алевролитах, а горизонтальная и горизонтальная прерывистоволнистая — в алевролитах и аргиллитах. Слоистость большей частью подчеркивается мелкими обрывками растений и детритом, в результате чего она приобретает отчетливый рисунок. В противном случае она очень слабо выражена, а иногда визуально и не устанавливается. Обычно чем грубее порода, тем меньше в ней обугленного детрита и тем хуже выражена слоистость.

В обнажениях очень хорошо наблюдается выклинивание косых серий крупной косой слоистости. Видно, как на больших участках одна серия срезает другую или выклинивается, причем в пределах каждой косой серии отмечаются различные углы наклона косых слойков. Здесь же имеются прослои с горизонтальной прерывистой слоистостью, участками вообще не наблюдается какой-либо слоистости. Весьма характерным для отложений типа является наличие прослоев переслаивания, образованных в основном алевролитами, мелко- и среднезернистыми песчаниками. Поскольку на площади они постепенно переходят в переслаивания фации БММ, то приобретают сходный комплекс признаков. Для них также весьма часты текстуры взмучивания, оползания, следы илоедов.

Растительные остатки сравнительно редки, и их значительно меньше, чем в отложениях фации БМД. Они представлены в основном мелкими обрывками растений и детритом. Крупные обломки составляют исключение. Остатков фауны и их отпечатков, а также включений обломков пород не найдено. Минеральные выделения не характерны. В качестве цемента присутствует железисто-карбонатный материал, придающий породе темно-серую и темно-бурую окраску. На этих участках породы вскипают с соляной кислотой.

Отложения типа залегают в надугольной части аллювиально-прибрежно-морских и средней части прибрежно-морских циклов. По разрезу и на площади они сменяются отложениями фаций БМП, БММ, БМД и имеют с ними чаще постепенные переходы, чем отчетливые и тем более резкие контакты. Другими осадками морских фаций они постепенно замещаются через отложения переслаивания (фация БММ).

Мощность отложений типа БМБ-1 непостоянна и, как правило, не превышает 5—8 *м*, но чаще меньше.

Тип БМБ-2. Песчаник мелко- и среднезернистый, иногда алевролит крупнозернистый, с косой крупной и мелкой, в основном однонаправленной выклинивающейся и взаимосрезающейся сходящейся слоистостью, часто с включениями неокатанных обломков алеврито-глинистых пород.

Отложения данного типа сложены мелко- и среднезернистыми песчаниками и реже крупнозернистыми алевролитами. Сортировка материала в целом средняя, участками хорошая, но может быть и относительно плохой. Цвет отложений серый, светло-серый, иногда и темно-серый.

Слоистые текстуры примерно те же, что и в отложениях предыдущего

типа данной фации. Они могут быть выражены то хорошо, то плохо, и чередоваться с иными типами слоистости, которые более характерны для смежных типов отложений (БМП-2, БМП-3, БМД-2 и др.). Растительные остатки немногочисленны, и среди них преобладает обугленный детрит. Остатков фауны и их отпечатков не обнаружено, хотя они и не исключаются. В различных частях толщи, особенно там, где она сложена мелко-, редко среднезернистыми песчаниками, присутствуют включения неокатанных и слабо окатанных обломков пород с почти ненарушенной первичной текстурой. Здесь же обычно встречаются крупные и мелкие обугленные растительные остатки. Минеральные выделения те же, что и в осадках типа БМБ-1.

Отложения типа залегают в надугольной части аллювиально-прибрежно-морских и в средней части прибрежно-морских циклов. В разрезе и на площади их соотношения с осадками других фаций такие же, как и отложений типа БМБ-1.

Мощность отложений типа БМБ-2 изменчива и колеблется от 2—3 до 5—6 *м*.

Основные генетические признаки отложений фации БМБ

Таким образом, отложения литогенетических типов БМБ-1 и БМБ-2 характеризуются следующим комплексом признаков: 1) в основном песчаный и частично крупноалевритовый материал; 2) в целом средняя, часто хорошая сортировка материала; 3) серая и светло-серая окраска пород; 4) косая крупная и мелкая, в основном однонаправленная выклинивающаяся и взаимосрезающаяся сходящаяся слоистость; 5) переход вверх и вниз по разрезу крупной косой в мелкую косую и далее в мелкую косую штриховатую и косоволнистую слоистость; 6) присутствие прослоев с мелкой косой штриховатой, косоволнистой и горизонтальной волнистой слоистостью; 7) многоярусное взаимосрезающее и выклинивающееся расположение косых серий; 8) слоистость подчеркивается в основном мелким обугленным детритом; 9) эпизодические включения неокатанных обломков алеврито-глинистых пород с почти ненарушенной первичной текстурой (тип БМБ-2); 10) значительное, в большей мере линейное распространение; 11) постепенные переходы вверх и вниз по разрезу в отложения других морских фаций; 12) залегание в надугольной части аллювиально-прибрежно-морских и в средней части прибрежно-морских циклов.

Условия накопления отложений открытого подвижного мелководья эпиконтинентального морского бассейна

Отложения данной макрофации, а следовательно, и условия их образования, резко отличаются от охарактеризованных выше осадков заливно-лагунного прибрежного мелководья, т. е. макрофации БП. Прежде всего их преимущественный песчаный состав, в котором большая роль принадлежит средне- и крупнозернистым песчаникам, а иногда и мелкозернистым гравелитам, указывает на значительную подвижность водной среды эпиконтинентального морского бассейна. Прямым следствием подобного гидродинамического режима вод явилось не образование горизонтального наслоения осадков, а преимущественное развитие в них различных типов крупной и мелкой косой слоистости. Это говорит о том, что интенсивность водной среды, а следовательно, и переносимый ею обломочный материал, были сильно изменчивы. Но возникала не только крупная или мелкая косая слоистость, но и однонаправленная выклинивающаяся и взаимосрезающаяся сходящаяся или еще более своеобразная разнонаправленная слоистость. В свою очередь, они в самых различных комбинациях сочетались с мелкой косой штриховатой, крупной и мелкой перекрестноволнистой, косоволнистой, а в отдельных участках разреза с горизонтальной волнистой слоистостью. Подобное сочетание неодинаковых типов косой

слоистости дает повод для утверждения о том, что гидродинамика водной среды была изменчива как по силе, так и по горизонтальной и вертикальной направленности.

Дальнейший анализ различных типов косой слоистости показывает, что среди них нет крупной или мелкой однонаправленной прямолинейной или сходящейся с ритмической сортировкой материала в пределах каждого косого слойка, которая характерна для руслового аллювия. Поэтому осадки данной макрофации накапливались не в русловом водном потоке, а в водоеме, причем крупном, поскольку площадь развития осадков таких фаций, как БМП, БМД и БМБ, часто весьма значительна. Если учесть, что отложения фаций БММ, БМП, БМД и БМБ на площади непосредственно связаны с осадками заливно-лагунного прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна и фациально замещают друг друга, а в разрезе соответствующих циклов всегда залегают выше их, то станет ясным, что гравелиты и песчаники с различными типами косой и косоволнистой слоистости накапливались в открытой зоне бассейна с сильно изменчивой подвижностью водной среды, питавшейся за счет обломочного материала, выносимого крупными и мелкими реками из внутренних районов Ангаро-Чулымского прогиба.

Зона открытого мелководья эпиконтинентального морского бассейна была неоднородна и располагалась то ближе, то дальше от берега. Отдельные участки этой зоны характеризовались неодинаковым гидродинамическим режимом и, естественно, различными типами осадконакопления. Так, непосредственно у устьев крупных и мелких рек накапливались мелко-, средне- и крупнозернистые песчаники, а иногда мелкогравийные и крупноалевритовые осадки литогенетических типов БМД-1 и БМД-2. В процессе образования они приобретали чаще крупную, чем мелкую косую, в основном разнонаправленную взаимосрезающуюся сходящуюся слоистость, без ритмической сортировки материала, которая по мере удаления от устьев в глубь морского бассейна и вдоль побережья замещалась другими типами косой слоистости.

Отложения типов БМД-1 и БМД-2 почти всегда залегают на подстилающих породах с отчетливым или резким контактом, часто со следами размыва, что весьма характерно для центральной части подводной дельты. Воды рек, выносившие осадки в бассейн, в силу гидродинамических особенностей размывали прибрежное дно и в зависимости от силы потока вырабатывали донные формы рельефа, понижения которого тут же заполнялись новыми порциями осадков. Вместе с осадками сюда поступало большое количество растительных остатков и детрита, а также крупных и мелких стволов и стеблей деревьев; последние обычно здесь же захоронялись, иногда образуя целые, порой беспорядочные скопления. Сильная подвижность водной среды и грубый материал не благоприятствовали поселению фауны, а если последняя и существовала здесь, то у нее было очень мало возможностей для перехода в ископаемое состояние. Одной из особенностей этих осадков является их непосредственная связь с речным аллювием; между ними наблюдаются постепенные переходы с соответствующим изменением типа слоистости и общим уменьшением размерности материала в сторону подводной дельты. Анализ признаков литогенетических типов БМД-1 и БМД-2 позволяет их отнести к фации песчаных осадков сильно подвижного приустьевого мелководья эпиконтинентального морского бассейна. Осадки этих типов являются подводными выносами рек, т. е. отложениями центральной части подводной дельты. Их мощность зависит от того, у устья крупной или мелкой реки образуется дельта, и в среднем составляет 8—12 *м*, но может достигать 15—20 *м*.

Однако в приустьевых частях рек оседала все же сравнительно незначительная часть материала, поступавшего в бассейн седиментации. Подавля-

ющее большинство его выносилось за пределы акваторий подводных дельт; более тонкий материал направлялся в основном в глубь бассейна, а более грубые осадки течениями и подводными потоками разносились вдоль побережья, формируя различные аккумулятивные формы рельефа дна бассейна — бары, подводные валы, косы, пересыпи.

В наиболее мелководной части морского бассейна, характеризовавшейся сильной подвижностью водной среды, накапливались отложения литогенетических типов БМБ-1 и БМБ-2. Здесь преобладали главным образом более или менее однонаправленные движения водной среды, обеспечившие образование крупной, в значительно меньшей мере мелкой косой, в основном однонаправленной слоистости. Однако малая устойчивость водной среды приводила к возникновению выклинивающихся и взаимосрезающихся серий со сходящейся слоистостью. Эти условия, очевидно, были также неблагоприятными для развития пышной органической жизни, а та, которая, возможно, и существовала, в силу своеобразия причин после себя ничего не оставляла для последующего захоронения. Мелководный, а иногда и относительно прибрежный характер этих осадков подтверждается также непосредственным их переходом в отложения подводной дельты (фация БМД), с одной стороны, и фациальным замещением отложениями подвижного (фация БМП) и малоподвижного (фация БММ) мелководья — с другой. О морском генезисе свидетельствует также относительно хорошая отсортированность грубого песчаного материала, которую он приобретал в процессе довольно продолжительного переноса в зоне сильно подвижного мелководья. Следовательно, средне- и крупнозернистые песчаники, иногда мелкозернистые песчаники и значительно реже крупнозернистые алевролиты литогенетических типов БМБ-1 и БМБ-2 накапливались в условиях, которые характеризуют фацию песчаных осадков сильно подвижного мелководья эпиконтинентального морского бассейна. Из их осадков формировались бары, подводные валы, косы, пересыпи и другие аккумулятивные формы рельефа дна мелководной зоны бассейна. Мощность отложений фации БМБ иногда значительно меньше, чем дельтовых осадков, но обычно не превышает 8—10 *м*.

По мере ослабления гидродинамического режима водной среды накапливались все более мелкие разности песчаников. Так, по периферии дельт, подводных валов, баров и других аккумулятивных форм рельефа дна бассейна формировались в основном мелкопесчаные и крупноалевритовые осадки литогенетических типов БМП-1, БМП-2 и БМП-3. Мелкая косая выполаживающаяся, мелкая перекрестноволнистая (мульдообразная), мелкая косая штриховатая и косоволнистая слоистости указывают на то, что здесь уже господствовала относительно более слабая динамика водной среды, причем нередко ее волновые движения преобладали над течениями. На окраинных участках, отложения которых являются переходными к фации БММ, а также к осадкам заливно-лагунного прибрежного мелководья или более удаленных от побережья частей бассейна, встречаются алевритомелкопесчаные прослои с горизонтальной, горизонтальной прерывистоволнистой слоистостью. Несмотря на то, что фауна не была найдена, она все же, очевидно, здесь существовала, так как наблюдаются следы жизнедеятельности илоядных животных. Других каких-либо нарушенных текстур не встречено, за исключением смежных участков, прилегающих к зоне заливно-лагунного прибрежного мелководья; здесь уже текстуры взмучивания, оползания и другие не представляют исключения. Относительно повышенное количество растительных остатков и обугленного детрита подтверждает их накопления в зоне подвижного мелководья, располагавшейся иногда недалеко от побережья. Рассмотрение всего комплекса признаков отложений литогенетических типов БМП-1, БМП-2 и БМП-3, а также их соотношений со смежными фациями дает основание отнести их к фации алеврито-

песчаных осадков подвижного мелководья эпиконтинентального морского бассейна. Мощность отложений фации БМП в одном разрезе не превышает 7—10 *м*, чаще она несколько меньше.

И, наконец, в пределах зоны открытого подвижного мелководья морского бассейна накапливались более космополитные осадки, представленные литогенетическими типами БММ-1 и БММ-2. Они по существу являются связующими звеньями между отдельными зонами осадконакопления. Так, через них осуществляется переход осадков заливно-лагунного прибрежного мелководья (макрофация БП) в отложения открытого подвижного мелководья (макрофация БМ) и, частично, последних в аргиллиты, алевролиты, мергели и известняки наиболее удаленных от побережья частей морского бассейна (макрофация БУ). На это прежде всего указывает их строение, которое обусловлено тонким, мелким и крупным пологоволнистым переслаиванием пород от аргиллита до мелко-, иногда среднезернистого песчаника. Само переслаивание скорее всего, по нашему мнению, было обусловлено сезонным привносом материалов различной размерности и его разноса вдоль побережья и в глубь бассейна течениями и волновыми движениями водной среды. Это в конечном итоге приводило к попеременному смещению ареалов распространения того или иного типа осадков и несовпадающему их наложению друг на друга.

На прибрежно-мелководный характер переслаивания указывает также наличие текстур взмучивания, оползания, следов жизнедеятельности илоядных организмов и других нарушенных текстур. Их обычно больше в крупных переслаиваниях, где больше песчаных прослоев, содержащих много кислорода. О мелководных и прибрежных условиях свидетельствуют относительно большое количество обугленного растительного детрита и связь с осадками макрофации БП и остальных фаций данной макрофации. Несколько иной характер имеет пологоволнистое переслаивание, которое встречается в районах, прилегающих к макрофации БУ. Здесь обычно прослои переслаивания лучше отсортированы, содержат очень мало обугленного детрита, весьма небольшое количество нарушенных текстур, которые, как правило, ограничиваются следами идоедов, а сама толща переслаивания имеет очень маленькую мощность, не более 1—2 *м*. В какой-то мере эта мало развитая разновидность переслаивания в фацию БММ включена условно, поскольку их не всегда внешне можно отличить друг от друга. Однако между этими зонами переход совершается через постепенное уменьшение размерности материала и замещение песчано-алевритовых разностей осадков алеврито-глинистыми и карбонатными. Анализ строения отложений литогенетических типов БММ-1 и БММ-2 и особенно их соотношений со смежными фациями позволяет сделать вывод об их образовании в условиях фации переслаивания глинисто-алеврито-песчаных осадков малоподвижного мелководья эпиконтинентального морского бассейна. Мощность отложений фации БММ сильно изменчива и колеблется от 1—2 до 3—5 *м*, редко более.

О морском мелководном, а иногда и прибрежном характере осадков макрофации БМ свидетельствует также их залегание в надугольной части аллювиально-прибрежно-морских и прибрежно-морских циклов и, как правило, всегда выше отложений заливно-лагунного прибрежного мелководья (макрофация БП). Вместе в одном цикле они никогда не встречаются, чаще наблюдаются комбинации осадков фаций БМД с БМП или БМБ с БМП и БММ. При таких сочетаниях очень сильно редуцированы покрывающие и подстилающие их отложения макрофации БП; последние в этих случаях весьма маломощны и относятся к фации БПП, а иногда отсутствуют. Поэтому часто угольные пласты покрываются осадками фации БМП (типы БМП-1 и реже БПМ-2) или БММ. Некоторые прибрежно-морские и аллювиально-прибрежно-морские циклы в зависимости от конкретных

палеогеографических условий содержат только отложения заливно-лагунного прибрежного мелководья и осадки фаций малоподвижного и в какой-то мере подвижного мелководья данной макрофации.

Макрофация отложений наиболее удаленных от побережья участков эпиконтинентального морского бассейна — БУ

Отложения данной макрофации характеризуют условия наиболее спокойных и удаленных от побережья частей эпиконтинентального морского бассейна. Здесь на одних участках накапливались преимущественно терригенные глинистые и мелкоалевритовые осадки, содержащие то или иное количество карбонатного материала (фация БУТ), на других — преобладали карбонатные отложения: мергели и известняки (фация БУК). Удаленность этой зоны от побережья зависела от степени выровненности рельефа континентальной части прогиба и прилегавших к нему пространств, которые дренировались реками, от длины путей транспортировки реками обломочного материала и количества выносимых осадков. Наибольшее развитие они получили в позднеюрское время, когда эпиконтинентальный морской бассейн проник на юго-запад и в центральную часть прогиба.

Фация алеврито-глинистых осадков наиболее удаленных от побережья частей эпиконтинентального морского бассейна — БУТ.

По периферии зоны открытого подвижного мелководья в сторону, противоположную от побережья, располагались участки, где накапливались осадки литогенетических типов БУТ-1, БУТ-2 и БУТ-3. Они представлены аргиллитами и мелко-, иногда крупнозернистыми алевролитами, содержащими послойно или более или менее равномерно распределенное карбонатное вещество. Одновременно осадки содержат мелкую фауну, характерную, очевидно, не только для наиболее удаленных от побережья частей эпиконтинентального морского, но и самого морского бассейна.

Тип БУТ-1. Аргиллит, алевролиты, с горизонтальной слоистостью и мелкой фауной, часто известковистые.

Отложения типа представлены аргиллитами, часто алевритовыми, и алевролитами, причем крупнозернистые алевролиты встречаются значительно реже; все они известковистые и с различной интенсивностью вскипают с соляной кислотой. Сортировка материала средняя, чаще относительно хорошая. Она ухудшается в тех случаях, когда аргиллиты и алевролиты неравномерно обогащаются карбонатным материалом. Цвет отложений изменяется от светло- до темно-серого, но преобладает серая окраска.

Текстурные особенности пород довольно однообразны. Это в основном то плохо, то более или менее хорошо выраженная тонкая горизонтальная слоистость, которая в ряде случаев обнаруживается по способности раскалываться на плоскопараллельные плитки. Неслоистые или слабо слоистые породы обладают остроугольно-раковистым изломом. Растительные остатки не обнаружены, хотя возможно присутствие небольшого количества мелкого обугленного детрита.

Наиболее характерным признаком отложений типа является присутствие мелкой, часто неопределимой фауны. По разрезу Максимоярской опорной скважины в известковых аргиллитах и алевролитах (максимоярская свита, глубина 1960—1988 *м*) найдена морская фауна пелеципод плохой сохранности — *Pseudomonotis* ex gr. *echinata*, *Pseudomonotis* sp., *Modiola* sp., *Tancredia* sp., *Meleagrinella* ex gr. *echinata* Smith., *Meleagrinella* sp. (Шуменкова, Шилин, 1961; Булынникова, Сурков, 1962). Включения обломков пород и минеральные выделения не найдены.

Отложения типа залегают в надугольной части аллювиально-морских и средней части морских циклов. В разрезе и на площади они обыч-

но постепенно переходят в осадки фаций БУК, БММ, БПП и некоторых других. С отложениями фаций БМБ, БМД и БМП в нормальном разрезе не соприкасаются.

Мощность отложений типа БУТ-1 различная и может достигать 8—10 *м*.

Тип БУТ-2. Аргиллит, иногда алевролит мелкозернистый, с многочисленной фауной, известковистые, часто с карбонатными стяжениями и пиритом.

Отложения данного типа состоят из аргиллитов, иногда мелкозернистых алевролитов. Для них характерна известковистость, которая более или менее равномерно распределена по породе. Сортировка материала средняя, участками относительно хорошая. Цвет отложений от светло- до темно-серого.

Слоистость не характерна, и чаще отложения типа имеют остроугольно-раковистый излом. Растительные остатки в виде мелкого обугленного детрита составляют исключение. Фауна многочисленна и представлена типичными морскими формами, список которых приведен при описании типа БУТ-1. Иногда она отсутствует или встречаются отдельные ее обломки, которые не поддаются определению.

Включения обломков пород не найдены. Минеральные выделения наблюдаются в виде карбонатных стяжений кальцитового состава и имеют самую разнообразную форму. Им же сопутствует большое количество обломков разнообразной фауны. Кроме того, встречаются участки, содержащие мелкие кристаллы пирита.

Отложения типа залегают в надугольной части аллювиально-морских и в средней части морских циклов. Их соотношения в разрезе и на площади с другими осадками морских фаций подобны тем, которые имеют отложения типа БУТ-1 данной фации.

Мощность отложений типа БУТ-2 очень изменчива и варьирует от 0,5—0,7 до 3—5 *м* и более.

Тип БУТ-3. Аргиллит, алевролит мелкозернистый, известковистый, однородные.

Отложения типа сложены в основном аргиллитом однородным и значительно реже мелкозернистым алевролитом. При скрещенных николях тонкоотмученные аргиллиты представляют собой агрегат мало раскристаллизованной основной массы, слабо действующей на поляризованный свет. В ней различаются чешуйки глинистых минералов, гидрослюды, серицита и мусковита. Встречаются выделения аутигенного кварца или халцедона, а также карбонатов. В мелкозернистых алевролитах, в том числе и глинистых, основная масса сложена обломками кварца, имеющими угловатую форму, и чешуйками слюды. Аргиллиты и мелкозернистые алевролиты более или менее равномерно насыщены небольшим количеством карбонатного, в основном кальцитового материала, иногда с примесью железистых минералов. Карбонатное вещество представлено тонкозернистыми пелитоморфными или микрозернистыми разностями. Сортировка материала относительно хорошая и хорошая. Цвет отложений серый, реже светло- и темно-серый и зависит от количества примеси карбонатного и железисто-карбонатного материала.

Для отложений типа большей частью характерна скрытая тонкая горизонтальная слоистость, которая обычно не обнаруживается на поверхности образца, но устанавливается по его раскалыванию на плоскопараллельные плитки, а также по ориентированному расположению чешуек слюдистых минералов. Растительные остатки и детрит не встречены. Остатков фауны и их отпечатков не обнаружено, но они вполне возможны. Включения обломков пород, а также минеральные выделения отсутствуют.

Отложения типа залегают в надугольной части аллювиально-морских и в средней части морских циклов. В разрезе и на площади их со-

отношения с осадками других морских фаций такие же, как и типа БУТ-1 данной фации.

Мощность отложений типа БУТ-3 редко превышает 4—5 *м*, обычно в среднем она составляет 2—3 *м*.

Основные генетические признаки отложений фации БУТ

Таким образом, отложения литогенетических типов БУТ-1, БУТ-2 и БУТ-3 характеризуются следующим комплексом признаков: 1) в основном глинистый и мелкоалевритовый материал; 2) примесь карбонатного, главным образом кальцитового материала распределена послойно или более или менее равномерно по всей породе; 3) в целом относительно хорошая, но может быть средняя и хорошая сортировка материала; 4) серая и светло-серая, реже темно-серая окраска пород; 5) то плохо, то хорошо выраженная или отсутствующая скрытая горизонтальная слоистость и соответственно остроугольно-раковистый излом; 6) отсутствие даже мелкого обугленного растительного детрита; 7) многочисленная морская фауна пелеципод, остракод и других видов или ее отсутствие (тип БУТ-3); 8) наличие иногда карбонатных стяжений кальцитового состава (тип БУТ-2); 9) относительное площадное распространение; 10) постепенные переходы в осадки смежных фаций морских отложений; 11) залегание в надугольной части аллювиально-морских и в средней части морских циклов.

Фация карбонатных осадков наиболее удаленных от побережья частей эпиконтинентального морского бассейна — БУК.

В зоне, наиболее удаленной от побережья, имелись и другие участки, куда глинистый и мелкоалевритовый материал или приносился в небольших количествах, или совсем не поступал. Поэтому здесь при соответствующих условиях могли накапливаться только мергели и известняки, которые соответственно относятся к литогенетическим типам БУК-1 и БУК-2. Они содержат, как правило, в большом количестве морскую фауну и имеют относительно большое площадное распространение.

Тип БУК-1. Мергель, иногда глинистый, серовато-белесый, без видимой слоистости, часто с многочисленной фауной.

Отложения типа представлены мергелями (50—75% $CaCO_3$). В одних случаях они тонкокристаллические, участками пятнистые за счет включения мелких стяжений чистого кальцита, в других — мелкозернистые, состоящие из смеси равномерно распределенных глинистых и карбонатных частиц. Не менее характерны глинистые мергели (25—50% $CaCO_3$), которые обычно сопровождают собственно мергели и известняки. Наиболее типичны мергели, которые обладают однородной структурой; в этом случае они имеют хорошую сортировку материала. Не менее часты мергели, которые участками содержат повышенное содержание глинистого материала; в этом случае они представляют собой чередование собственно мергелей и глинистых мергелей, а в целом порода имеет среднюю сортировку материала. Цвет отложений чаще светло-серый, бѣлесовато-серый и очень редко серый.

Слоистые текстуры не характерны. Иногда они проявляются в неодинаковом послойном содержании примеси глинистого вещества; мощность слойков может быть самая различная, но чаще всего она составляет доли или единицы миллиметров. Иногда на участках, смежных с известняками типа БУК-2, наблюдается полосовидное переслаивание более светлых известковисто-глинистых и более темных глинистых прослоев различной мощности. Переходы между слойками то отчетливые, то постепенные. Растительные остатки и обугленный детрит отсутствуют. Содержание фауны изменчиво; ее количество может колебаться от нескольких раковин до обильного скопления (список фауны приведен при описании типа БУТ-1). Минеральные

выделения ограничиваются в ряде случаев рудными минералами — гидроокислами железа, пиритом и другими.

Отложения типа залегают в надугольной части аллювиально-морских и в средней части морских циклов. В разрезе и на площади они имеют постепенные переходы с известняками данной фации, алеврито-глинистыми осадками фации БУТ и при особых условиях с некоторыми отложениями заливно-лагунной зоны. С отложениями открытого подвижного мелководья в нормальном разрезе непосредственно не встречаются (исключая фацию БММ).

Мощность отложений типа БУК-1 непостоянна и очень изменчива; она колеблется от 0,2—0,3 до 3—5 *м*, иногда более.

Тип БУК-2. Известняк тонкокристаллический, массивный, иногда глинистый, часто с многочисленной фауной.

Отложения типа состоят из массивных известняков, часто глинистых. Карбонатный материал состоит из тонкоагрегатной, в основном кальцитовой массы, имеющей пелитоморфную или микрозернистую структуру и отчетливое хлопьевидное или комочковидное строение. Изредка карбонатный материал обладает однородным зернистым строением. В известняках встречается глинистый материал (до 10—25%) и, как исключение, терригенные зерна мелкоалевритовой размерности. Глинистое вещество состоит из тонкоагрегатной кремнисто-глинистой, слабо раскристаллизованной массы, в которой имеются тончайшие выделения аутигенного кварца и мельчайшие чешуйки гидрослюды. Примесь алеврито-глинистого материала может быть послойная, участками или равномерно распределенная по породе. Цвет отложений светло-серый и серый, как исключение темно-серый.

Слоистые текстуры не характерны, хотя в отдельных случаях наблюдается неправильная микрогоризонтальная слоистость, обусловленная чередованием слойков, в различной степени обогащенных глинистым материалом. Растительные остатки и обугленный детрит отсутствуют. Остатки фауны весьма характерны и порой обильны, образуя послойные скопления (список фауны приведен при описании типа БУТ-1). Включения обломков пород не обнаружены. Минеральные выделения представлены глинисто-карбонатными стяжениями.

Отложения типа залегают в надугольной части аллювиально-морских и в средней части морских циклов. В разрезе и на площади известняки имеют те же соотношения с осадками смежных морских фаций, что и отложения типа БУК-1 данной фации.

Мощность отложений типа БУК-2 изменяется от 0,3—0,5 до 2—3, а иногда 5—8 *м*.

Основные генетические признаки отложений фации БУК

Следовательно, отложения литогенетических типов БУК-1 и БУК-2 обладают следующим комплексом признаков: 1) карбонатный состав осадков с примесью глинистого материала (от 0 до 50%); 2) пелитоморфная или микрозернистая структура карбонатного материала, отчетливое хлопьевидное или комочковидное, иногда однородное зернистое строение; 3) более или менее равномерное распределение глинистого материала среди карбонатного вещества; 4) серая и светло-серая окраска пород; 5) отсутствие какой-либо слоистости; 6) отсутствие растительных остатков и обугленного детрита; 7) многочисленная морская фауна пелеципод, остракод и др.; 8) относительное площадное распространение; 9) постепенные переходы в осадки смежных фаций морских отложений; 10) залегание в надугольной части аллювиально-морских и в средней части морских циклов.

Условия накопления отложений наиболее удаленных от побережья участков эпиконтинентального морского бассейна

Рассмотрение структурных, текстурных и других признаков всех пяти литогенетических типов, относящихся к фациям БУТ и БУК, показывает, что накопление их осадков происходило в спокойной и относительно неподвижной водной среде наиболее удаленных от побережья участках эпиконтинентального морского бассейна. Во-первых, об этом свидетельствует глинисто-карбонатный, реже алевритовый сравнительно хорошо отсортированный материал осадков. Во-вторых, это подтверждается тем, что они обладают только едва различимой скрытой тонкой горизонтальной слоистостью и более или менее выраженным остроугольно-раковистым изломом. Отчетливая горизонтальная слоистость аргиллитов и алевролитов характерна для типа БУТ-1, который приурочен к периферической части этой зоны, обращенной в сторону побережья. Отличительным признаком отложений этих фаций является наличие морской фауны пелеципод, остракод и других видов, которая позволяет однозначно решать их генезис. В свою очередь, полное отсутствие включений растительных обрывков и детрита говорит о значительной удаленности зоны осадконакопления от побережья. Детали строения литогенетических типов БУТ-1, БУТ-2, БУТ-3, БУК-1 и БУК-2 уточняют место их формирования в пределах этой зоны.

Удаленность от побережья зоны накопления осадков фаций БУТ и БУК весьма относительна, и она определялась ее расположением по отношению к устьям крупных рек, количеством выносимого в бассейн обломочного материала и типом побережья, против которого эта зона располагалась. Так, против устьев рек и их глубоко вдававшихся в бассейн дельт аргиллиты, мергели и известняки фаций БУТ и БУК смещались в глубь бассейна седиментации. Несколько ближе к берегу они находились в районах развития отложений фаций сильно подвижного (БМБ) и подвижного (БМП) мелководья. В отдельные промежутки времени, когда в бассейн седиментации резко сокращался вынос обломочного материала, зона открытого подвижного мелководья значительно сокращалась. В свою очередь, зона с условиями спокойного глинисто-карбонатного осадконакопления еще более приближалась к побережью, а в ряде случаев ее осадки могли даже непосредственно фациально замещаться глинисто-карбонатными или какими-либо другими отложениями заливно-лагунного прибрежного мелководья.

Условия накопления осадков фаций БУТ и БУК мало различаются между собой. Основное их различие состоит в том, что в первом случае накапливались алеврито-глинистые осадки, в той или иной мере обогащенные карбонатным материалом, а во втором — наоборот, карбонатные осадки с примесью в основном глинистого материала. Отложения литогенетических типов БУТ-1, БУТ-2 и БУТ-3 характеризуются относительно хорошей и хорошей сортировкой материала, наличием морской фауны, отсутствием растительных остатков и обугленного детрита, частым присутствием известковых стяжений и мелких кристаллов пирита.

Этот комплекс признаков позволяет считать, что они могут быть отнесены к фации алеврито-глинистых осадков наиболее удаленных от побережья частей эпиконтинентального морского бассейна. Если они встречаются все вместе в одном разрезе, то их мощность может достигать 15—20 *м*, однако это бывает редко. Обычно же мощность осадков фации БУТ, представленной каким-либо типом, в среднем составляет 8—10 *м*.

В этой же зоне формировались мергели и известняки литогенетических типов БУК-1 и БУК-2, которые парагенетически связаны с осадками фации БУТ и фациально замещают друг друга. Поступление алеврито-глинистого материала сюда в значительной мере было ослаблено. Поэтому здесь могла спокойно происходить химическая садка карбонатного материала с образо-

ванием мергелей и относительно чистых пелитоморфных и микрозернистых известняков. По условиям образования они характеризуют фацию карбонатных осадков наиболее удаленных от побережья частей эпиконтинентального морского бассейна. Их мощность в среднем составляет 3—6 *м*.

Морской генезис отложений фаций БУТ и БУК подтверждается их участием в строении морских и верхней части аллювиально-морских циклов. Здесь им обычно предшествуют незначительной мощности осадки заливно-лагунного прибрежного мелководья, которыми неопосредственно перекрываются угольные пласты. Ими же, а чаще отложениями открытого подвижного мелководья (фации БММ, БМП) заканчиваются разрезы этих циклов. Осадки фаций БУТ и БУК имеют весьма незначительнсе развитие и изучены по сравнительно ограниченному числу скважин, а поэтому не всегда представляется возможным детально проследить ареалы их распространения и соотношения с другими морскими фациями.

Гумидный тип осадконакопления с признаками аридизации климата

К концу времени образования формации на северо-западе(тяжинская свита) и по окраине юго-западной (тяжинская свита) и центральной (тяжинская и мурминская свиты) частей Ангаро-Чулымского прогиба наметилась незначительная аридизация климата, а вследствие этого и некоторые изменения в условиях накопления осадков. Это проявилось, во-первых, вначале в резком сокращении, а затем и в полном прекращении угленакопления, во-вторых — в смене серой окраски пород пестроцветной и зеленовато-серой, и, в-третьих, в повышенном содержании карбонатного материала (до 20% $CaCO_3$) в терригенных осадках.

Некоторая засушливость климата не благоприятствовала заболачиванию прибрежных пространств и поселению там влаголюбивой древесной растительности. Это, в свою очередь, сократило вынос в прибрежные районы растительного материала, которого уже не хватало для полной редукции железа и соответствующего превращения красной окраски пород в серый цвет, «... тогда, — пишет Н. М. Страхов,— по периферии бассейновых отложений, а порою и пятнами внутри сероцветных располагаются фации красноцветные. Интересно, что чаще всего *красными оказываются глины или мергели, тогда как алевриты и особенно песчаники окрашены в серые тона* (курсив Н. М. Страхова). Причина кроется в количественных соотношениях Fe_2O_3 и $C_{орг}$: в песчаниках мало $C_{ор}$, но способного к редукции Fe^{+3} также весьма немного, так что наличной органики оказывается достаточно для восстановления всего железа и погашения красной окраски; в глинах содержание $C_{орг}$, несколько выше, чем в песчаниках, но содержание Fe_2O_3 многократно выше, и наличной органики уже на хватает для полной редукции железа; глины остаются красными» (Страхов, 1963, стр. 200). Однако характер аридизации климата проявляется не только в пестроцветной окраске пород. Более существенным и более общим признаком, который приобретается всеми гранулометрическими типами осадков, служит повышенная их карбонатность. Здесь карбонатными оказываются не только глинистые и некоторые алевритовые пестроцветные прибрежные осадки, но и сероцветные и зеленовато-серые алевролиты и песчаники заливно-лагунного и открытого подвижного мелководья морского бассейна. Этим в основном и отличаются алевритовые и песчаные отложения от аналогичных фаций гумидного типа осадконакопления. Под влиянием аридизации климата появляются и несколько иные — зеленовато-серые глинисто-алеврито-песчаные карбонатные осадки, которые не встречаются среди гумидного типа осадконакопления.

К отложениям гумидного типа с признаками аридизации климата относится небольшая группа в основном алеврито-глинистых осадков, которые не встречены среди отложений гумидного типа. Они имеют не только пеструю и зеленовато-серую окраску и повышенную карбонатность, но обладают иными структурными, текстурными и другими признаками, возникшими под влиянием изменившихся климатических условий осадконакопления. Эти отложения составляют макрофацию заливно-лагунного прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна с признаками аридизации климата (макрофация БА). Возникавшие одновременно все остальные фациальные типы осадков в заливно-лагунном прибрежном и открытом подвижном мелководье мало отличаются от аналогичных отложений гумидного типа, которые были рассмотрены выше. Непосредственного перехода отложений макрофации БА в континентальные не обнаружено, поскольку их распространение в глубь прогиба ограничивается северо-западной частью Канско-Тасеевской впадины. Далее на северо-восток, восток, юго-восток и юг они на значительной площади из-за современного эрозионного среза отсутствуют и появляются только участками в Иркутской впадине в виде отложений кудинской свиты. Но здесь они представлены исключительно аллювиальными, озерными и озерно-болотными осадками, которые накапливались уже на значительном удалении от побережья эпиконтинентального морского бассейна. Поэтому они и не несут явных следов аридизации климата, поскольку последняя сказалась в целом только на западных районах прогиба. Таким образом, связующее звено, которое должно было состоять из наземных прибрежных осадков, несущих черты изменения климата, отсутствует и не дает возможности проследить детали соотношения морских и континентальных отложений.

Макрофация отложений заливно-лагунного прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна с признаками аридизации климата — БА

(табл. XCIV, *5*; XCV, XCVI)

Некоторая аридизация климата сказалась на условиях накопления алеврито-глинистых и частично мелкопесчаных осадков в заливах и лагунах, а также в открытом прибрежном мелководье бассейна. Среди них выделяется восемь литогенетических типов отложений, относящихся к трем фациям — БАЗ, БАП и БАО. Осадки первых двух фаций характеризуют самую мелководную прибрежную, часто застойную зону, которая, возможно, периодически осушалась. Отложения фации БАО совершенно лишены растительных остатков, а их в основном горизонтальная слоистость и присутствие карбонатного материала указывают на условия открытого прибрежного мелководья бассейна.

Фация песчано-алеврито-глинистых осадков прибрежного застойного, возможно временами осушавшегося мелководья эпиконтинентального морского бассейна, в том числе заливов и лагун, с признаками аридизации климата — БАЗ (табл. XCIV, *5*, XCV).

Непосредственно к плоскому побережью, лишенному торфяных болот, примыкали мелководные, иногда периодически осушавшиеся участки бассейна, а также заливов и лагун, на которых накапливались осадки литогенетических типов БАЗ-1, БАЗ-2 и БАЗ-3. Они представлены в основном неслоистыми аргиллитами и алевролитами, содержащими в большом количестве карбонатные и железисто-карбонатные конкреции. Близость побережья и мелководье бассейна обусловливали иногда присутствие остатков высших и низших растений, в том числе их мелких корней, по которым, возможно, образовывались ветвисто-желвакообразные конкреции.

Тип БАЗ-1. Аргиллит, алевролиты, грязновато-зеленовато-серые, иногда пестроцветные, с зеркалами скольжения и ветвисто-желвакообразными железисто-карбонатными конкрециями, напоминающими новообразования по корневым остаткам (табл. XCIV, *5*; XCV, *1*, *2*).

Отложения данного типа слагаются аргиллитом, часто алевритовым (табл. XCV, *2*), мелко- (табл. XCV, *1*) и крупнозернистыми (табл. XCIV, *5*) алевролитами. Сортировка материала плохая, в отдельных участках может быть средней и хорошей; в целом она зависит от присутствия минеральных выделений и примеси того или иного количества алеврито-глинистого, редко мелкопесчаного материала. Цвет отложений грязно-зеленовато-серый, участками преобладает пестроцветная окраска.

Типичны неслоистые текстуры. Это в основном неправильная перепутанная текстура, образованная включениями ветвисто-желвакообразных конкреций, напоминающих образования по возможным корневым остаткам (табл. XCIV, *5*; табл. XCV, *1*). Этот рисунок усложняется многочисленными трещинами, заполненными кальцитом; последний также приурочен к зеркалам скольжения (табл. XCIV, *5*; табл. XCV, *2*). Растительные остатки немногочисленны и в большей части представляют обрывки корневой системы Когда они отсутствуют (табл. XCV, *2*), отложения имеют пеструю окраску. Остатков фауны и их отпечатков, а также включений обломков пород не обнаружено. Минеральные выделения в виде ветвисто-желвакообразных конкреций имеют железисто-карбонатный и карбонатный состав. Помимо заполнения трещин, карбонатный материал иногда участками более или менее равномерно распределяется по породе и составляет основную часть цемента.

Отложения типа залегают в нижней части прибрежно-морских и в верхней части аллювиально-прибрежно-морских циклов. Со смежными осадками данной фации, а также фаций БАП и БАО в разрезе и на площади они имеют чаще постепенные переходы, чем отчетливые контакты. С отложениями зоны подвижного мелководья (фации БММ, БМП и др.) наблюдаются отчетливые контакты.

Мощность отложений типа БАЗ-1 самая разнообразная и изменяется от 1—2 до 3—5 *м*, иногда более.

Тип БАЗ-2. Аргиллит, алевролит мелкозернистый, зеленовато-серые, часто пятнистые, иногда скрытогоризонтальнослоистые, с многочисленными желвакообразными карбонатными и железисто-карбонатными конкрециями (табл. XCV, *3*—*7*).

Отложения типа представлены аргиллитом (табл. XCV, *3*, *6*, *7*) и мелкозернистыми алевролитами (табл. XCV, *4*, *5*). Сортировка материала относительно плохая, хотя в отдельных участках может быть от плохой до хорошей. Цвет отложений зеленовато-серый, голубовато-серый, а включений — от темно-серого до темно-бурого; в целом отложения иногда обладают пестроцветной окраской.

Слоистые текстуры не характерны и составляют исключение; это, как правило, слабо выраженная горизонтальная слоистость (табл. XCV, *7*). Типичны неслоистые текстуры, образованные беспорядочным включением желвакообразных конкреций (табл. XCV, *3*—*5*, *7*) и усложненные многочисленными трещинами, заполненными кальцитом (табл. XCV, *4*). Подобная текстура придает отложениям неправильный остроугольно-раковистый излом. Растительные остатки представлены мелкими обрывками, иногда напоминающими мелкие корни как высших, так и низших растений (табл. XCV, *3*, *5*). Остатков фауны и их отпечатков не обнаружено, хотя возможны мелкие роющие животные. Включения обломков пород не встречены.

Минеральные выделения в виде желвакообразных конкреций составляют отличительную черту отложений типа. Они весьма многочисленны, располагаются в самых разнообразных направлениях и имеют весьма причудливые очертания (табл. XCV, *3*—*7*). Конкреции образованы карбонатным и же-

лезисто-карбонатным материалом; последний обычно концентрируется вокруг мелких обрывков растений. Кроме того, имеются участки, которые более или менее равномерно обогащены рассеянным известковистым веществом.

Отложения типа залегают в нижней и верхней частях прибрежно-морских, а также в верхней части аллювиально-прибрежно-морских циклов. Их соотношения в разрезе и на площади с другими типами осадков данной макрофации, а также с некоторыми другими морскими отложениями аналогичны тем, которые характерны для типа БАЗ-1.

Мощность отложений типа БАЗ-2 очень сильно изменчива и колеблется от 2—3 до 8—10 *м*; в среднем она не более 5—6 *м*.

Тип БАЗ-3. Алевролит крупнозернистый, песчаник мелкозернистый, глинистые, зеленовато-серые, без видимой слоистости, с редкими желвакообразными карбонатными и железисто-карбонатными конкрециями (табл. XCV, *8*).

Отложения данного типа состоят из крупнозернистых алевролитов (табл. XCV, *8Б*) и мелкозернистых песчаников (табл. XCV, *8А*). Сортировка материала несколько лучше, чем у осадков типов БАЗ-1 и БАЗ-2; в целом может быть определена как средняя. Цвет отложений зеленовато-серый, светло-серый, серый; темно-серый встречается очень редко.

Слоистые текстуры проявляются очень слабо; чаще они плохо выражены и ограничиваются горизонтальной и горизонтальной волнистой слоистостью, а в большинстве случаев отсутствуют вообще. Лишь наличие карбонатного или другого инородного материала делает эту слоистость видимой. Встречаются прослои алевролитов, насыщенные большим количеством карбонатного материала; последний придает ему массивность и подчеркивает неправильную горизонтальную волнистую слоистость (табл. XCV, *8В*). Ниже этого слоя иногда видны волосовидные трещины, представляющие собой, очевидно, остатки нижних частей прибрежных водорослей (табл. XCV, *8А*). В целом этот прослой отражает момент кратковременного осушения прибрежной зоны бассейна; затем он был перекрыт отложениями прибрежного мелководья — крупнозернистыми алевролитами (табл. XCV, *8Б*).

Растительные остатки немногочисленны; среди них присутствуют обрывки как высших, так и низших растений; возможны отдельные мелкие корни. Остатков фауны и их отпечатков, а также включений обломков пород не обнаружено. Минеральные выделения аналогичны тем, которые встречаются в отложениях типа БАЗ-2. Однако здесь их несколько меньше, но зато алевролиты и особенно мелкозернистые песчаники значительно обогащены более или менее равномерно рассеянным карбонатным материалом.

Отложения типа залегают как в нижней, так и в верхней частях прибрежно-морских, а также верхней части аллювиально-прибрежно-морских циклов. В разрезе и на площади их соотношения со смежными морскими фациями сходны с теми, которые характерны для типов БАЗ-1 и БАЗ-2.

Мощность отложений типа БАЗ-3 также изменчива и в среднем составляет 4—6 *м*.

Основные генетические признаки отложений фации БАЗ

Таким образом, отложения литогенетических типов БАЗ-1, БАЗ-2 и БАЗ-3 характеризуются следующим комплексом признаков: 1) преобладание алеврито-глинистого материала; 2) в основном плохая сортировка материала, 3) зеленовато-серая и реже пестрая окраска пород; 4) отсутствие слоистых текстур; 5) неправильная, перепутанная неслоистая текстура, напоминающая почвенные образования; 6) немногочисленные остатки высших и низших растений, в том числе мелкие корни; 7) отсутствие фауны, хотя она и возможна; 8) многочисленные желвакообразные конкреции карбонатного

и железисто-карбонатного состава; 9) площадное распространение; 10) чаще постепенные переходы, чем отчетливые контакты, со смежными фациями морских отложений; 11) залегание как в нижней, так и в верхней частях прибрежно-морских и в верхней части аллювиально-прибрежно-морских циклов.

Фация песчано-алеврито-глинистых осадков прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна, в том числе заливов и лагун, с признаками аридизации климата — БАП (табл. XCVI).

В глубине зоны заливно-лагунного мелководья накапливались также в основном алеврито-глинистые, но исключительно пестроцветные осадки литогенетических типов БАП-1, БАП-2 и БАП-3. Для большей их части характерно то лучше, то хуже выраженная нечеткая горизонтальная и горизонтальная волнистая слоистость и отсутствие включений карбонатных и железисто-карбонатных конкреций. Последние встречаются исключительно в тех местах, где наблюдаются хотя бы единичные обрывки растений, по которым они и образованы.

Тип БАП-1. Аргиллит, алевролит мелкозернистый, пестроцветные, с остроугольно-раковистым изломом и слабо выраженной горизонтальной и горизонтальной волнистой слоистостью за счет материала иной размерности, участками карбонатные (табл. XCVI, *1—5*).

Отложения типа сложены аргиллитом (табл. XCVI, *1—5*) и алевролитом мелкозернистым, которые всегда в той или иной мере глинистые. Сортировка материала средняя, участками может быть то плохой, то несколько лучше средней. Цвет отложений зеленовато-серый, красноватый, фиолетовый, бурый, желтый, голубовато-серый, т. е. они имеют пеструю окраску.

Слоистые текстуры однообразны; это в основном горизонтальная (табл. XCVI, *1*) и горизонтальная волнистая (табл. XCVI, *3*, *4*) слоистость, часто напоминающие пачечную. Границы слойков неровные, слабо волнистые, иногда нечеткие, расплывчатые. В ряде случаев они настолько слабо выражены, что для отложений типа более характерен остроугольно-раковистый или оскольчатый излом (табл. XCVI, *2*, *5*). Растительные остатки встречаются в незначительном количестве; более обычен среди них обугленный детрит. Остатков фауны и их отпечатков, а также включений обломков пород не обнаружено. Минеральные выделения не типичны и большей частью присутствуют в виде мелких конкреционных образований железисто-карбонатного состава (табл. XCVI, *2*). Более часто отложения типа содержат небольшое количество карбонатного материала.

Отложения типа залегают в средней части прибрежно-морских и в верхней части аллювиально-прибрежно-морских циклов. В разрезе и на площади они с осадками других фаций данной макрофации имеют постепенные переходы; отчетливые же контакты составляют исключение. С остальными морскими фациями чаще отчетливый контакт, чем постепенный переход.

Мощность отложений типа БАП-1 может достигать 10—12 *м*, а иногда и более; в среднем она равна 5—7 *м*.

Тип БАП-2. Алевролит крупнозернистый, песчаник мелкозернистый, глинистые, пестроцветные, то с плохо, то с хорошо выраженной горизонтальной, горизонтальной волнистой и линзовидной слоистостью за счет материала иной размерности, участками карбонатные (табл. XCVI, *6*).

Отложения данного типа представлены крупнозернистыми алевролитами (табл. XCVI, *6*) и мелкозернистыми песчаниками, всегда глинистыми. Вследствие этого сортировка материала средняя, участками может быть и плохой. Цвет отложений колеблется от фиолетово-синего через зеленый и желтый до красновато-бурого, т. е. они имеют пеструю окраску.

Слоистые текстуры по сравнению с осадками предыдущего типа более разнообразны. Здесь, помимо горизонтальной и горизонтальной волнистой слоистости (табл. XCVI, *б*), довольно часто наблюдается и линзовидная за счет примеси материала иной размерности. В целом слоистость выражена лучше, поскольку крупнозернистые алевролиты и мелкозернистые песчаники всегда глинистые; при этом они содержат то или иное количество материала иной размерности, т. е. в образовании слоистости участвуют гранулометрические разности более широкого диапазона. Растительные остатки, как и детрит, не характерны. Остатков фауны и их отпечатков, а также включений обломков пород не обнаружено. Минеральные выделения единичны; по составу и строению они аналогичны тем, которые встречаются в осадках типа БАП-1. Кроме того, единично встречаются более крупные желвакообразные конкреции того же состава (табл. XCVI, *б*).

Отложения типа залегают в средней части прибрежно-морских и верхней части аллювиально-прибрежно-морских циклов. Их соотношения с осадками других морских фаций сходны с теми, которые наблюдаются у отложений типа БАП-1.

Мощность отложений типа БАП-2 сильно изменчива и варьирует от 2—3 до 10—12 *м*.

Тип БАП-3. Аргиллит, алевролиты, иногда песчаник мелкозернистый, пестроцветные, неслоистые, с остроугольно-раковистым изломом, участками карбонатные (табл. XCVI, *7*).

Отложения типа состоят из аргиллита, алевролитов и песчаника мелкозернистого. Все они содержат материал иной размерности. Поэтому их сортировка изменчива и может колебаться от плохой до хорошей. Цвет отложений пестрый; наблюдаются все цвета радуги.

Слоистые текстуры отсутствуют. Иногда можно различать нечеткие нарушенные текстуры — взмучивания, оползания, возможно, следы илоедов. Поэтому в целом текстуру скорее можно назвать неправильной и беспорядочной, благодаря чему отложения приобретают остроугольно-раковистый излом. Растительные остатки и детрит не исключаются. Остатков фауны и их отпечатков, а также включений обломков пород не обнаружено. Минеральные выделения в виде мелких железисто-карбонатных и карбонатных конкреций единичны; более характерна общая карбонатность отложений, иногда распространенная участками.

Отложения типа залегают в средней части прибрежно-морских и верхней части аллювиально-прибрежно-морских циклов. Их соотношения с осадками других морских фаций сходны с теми, которые наблюдаются у отложений типа БАП-1.

Мощность отложений типа БАП-3 может достигать 4—6 *м* и более.

Основные генетические признаки отложений фации БАП$_1$

Отложения литогенетических типов БАП-1, БАП-2 и БАП-3 обладают следующим комплексом признаков: 1) песчано-алеврито-глинистый материал; 2) сортировка материала в целом средняя, но может быть плохой, реже хорошей; 3) пестрая окраска пород; 4) горизонтальная, горизонтальная волнистая и линзовидная слоистость, участками напоминающая пачечную слоистость; 5) в ряде случаев неправильная перепутанная текстура (тип БАП-3); 6) редкие обрывки растений и детрит; 7) отсутствие фауны, хотя она и возможна; 8) желвакообразные конкреционные образования составляют исключение; 9) площадное распространение; 10) чаще постепенные переходы, чем отчетливые контакты, со смежными фациями морских отложений; 11) залегание в средней части прибрежно-морских и в верхней части аллювиально-прибрежно-морских циклов.

Фация песчано-алеврито-глинистых осадков открытого прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна, в том числе заливов и лагун, с признаками аридизации климата — БАО.

В крупных заливах и лагунах, а также в открытых частях прибрежного мелководья, удаленных как от устьев рек, так и побережья, накапливались своеобразные осадки литогенетических типов БАО-1 и БАО-2. Они сложены аргиллитами, алевролитами и песчаниками, в которых различные типы горизонтальной, волнистой и линзовидной слоистости подчеркиваются более светлым карбонатным материалом, а иногда они с ним образуют переслаивание. Отложения этих типов образовались в конце позднеюрского времени, т. е. когда в связи с общей аридизацией климата широкое развитие получили типично лагунные осолоненные отложения.

Тип БАО-1. Аргиллит, алевролит мелкозернистый, зеленовато-серые, с горизонтальной волнистой слоистостью, часто подчеркнутой карбонатным материалом.

Отложения данного типа представлены тонкоотмученными аргиллитами и мелкозернистыми алевролитами. Сортировка материала средняя, иногда может быть хорошей. Цвет отложений зеленовато- и светло-серый.

Слоистость однообразная: горизонтальная и горизонтальная волнистая, образованная чередованием нескольких гранулометрических разностей осадков и их неодинаковой окраской. В этом отношении они отчасти напоминают пачечную слоистость. Очень часто слоистость подчеркивается карбонатным материалом, а иногда последний участвует в ее строении. Растительные остатки и детрит отсутствуют. Остатков фауны и их отпечатков не обнаружено, хотя они возможны. Включения обломков пород не встречены. Минеральные выделения представлены светло-серым карбонатным материалом кальцитового состава; он встречается отдельными прослоями, распределенными по разрезу более или менее равномерно.

Отложения типа залегают в центральной части прибрежно-морских и в верхней части аллювиально-прибрежно-морских циклов. В разрезе и на площади они постепенно фациально замещаются осадками данной макрофации, а также некоторых фаций открытого подвижного мелководья (макрофация БМ) и удаленных от побережья частей бассейна (макрофация БУ).

Мощность отложений типа БАО-1 сильно изменчива и может варьировать от 2—3 до 8—10 *м*.

Тип БАО-2. Алевролит крупнозернистый, песчаник мелкозернистый, зеленовато-серые, со слабо выраженной горизонтальной, горизонтальной волнистой и линзовидной слоистостью, подчеркнутой карбонатным материалом, иногда образующим переслаивание.

Отложения типа сложены крупнозернистыми алевролитами и мелкозернистыми песчаниками, в той или иной мере обогащенными алеврито-глинистым материалом. Сортировка материала в целом средняя. Цвет отложений зеленовато-и светло-серый.

Слоистость по сравнению с отложениями типа БАО-1 здесь более разнообразная. Помимо горизонтальной и слабо горизонтальной волнистой слоистости, которая немного напоминает неотчетливую пачечную с едва заметной ритмической сортировкой материала, встречается линзовидная, а в отдельных песчаных прослоях мелкая косая штриховатая и косоволнистая слоистость. В строении слоистости в том или ином количестве участвует карбонатный (кальцитовый) материал, который здесь как бы занял место обугленного растительного детрита. В ряде случаев алевритовый, песчаный и карбонатный материал образует неотчетливое, с несколько расплывчатыми границами тонкое и мелкое переслаивание.

Растительные остатки и детрит отсутствуют. Остатков фауны и их отпечатков не обнаружено, хотя они вполне возможны. Включения обломков пород не встречены. Минеральные выделения также ограничиваются карбонатным (кальцитовым) материалом, как послойно, так и участками, более или менее равномерно распределенными в отложения типа.

Отложения типа залегают в средней части прибрежно-морских и в верхней части аллювиально-прибрежно-морских циклов. В разрезе и на площади они через осадки типа БАО-1 фациально замещаются другими типами, а сами часто в глубь бассейна постепенно переходят в отложения открытого подвижного мелководья (макрофация БМ).

Мощность отложений типа БАО-2 достигает 10—12 *м*, иногда и более.

Основные генетические признаки отложений фации БАО

Таким образом, для отложений литогенетических типов БАО-1 и БАО-2 характерен следующий комплекс признаков: 1) глинистый, алевритовый и мелкопесчаный материал; 2) сортировка материала в целом средняя; 3) зеленовато-серая и светло-серая окраска пород; 4) горизонтальная и горизонтальная волнистая слоистость, несколько напоминающая неотчетливую пачечную (тип БАО-2); 5) растительные остатки и детрит отсутствуют; 6) фауна не обнаружена, хотя и возможна; 7) присутствие послойного или равномерно распределенного карбонатного материала; 8) площадное распространение; 9) постепенные переходы в смежные фации морских отложений; 10) залегание в средней части прибрежно-морских и в верхней части аллювиально-прибрежно-морских циклов.

Условия накопления отложений заливно-лагунного прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна с признаками аридизации климата

Краткое ознакомление со строением отложений литогенетических типов, относящихся к фациям БАЗ, БАП и БАО, и их соотношениями с другими морскими фациями показывает, что для них в целом характерен ряд структурных, текстурных и других признаков, которые указывают на заливно-лагунный и прибрежно-мелководный генезис. В этом отношении они во многом напоминают осадки макрофации БП гумидного типа осадконакопления. Так, отсутствие слоистости или то слабо, то лучше выраженная горизонтальная, горизонтальная волнистая и линзовидная слоистость также указывают на относительно спокойный и устойчивый гидродинамический режим водной среды. Аналогичный вывод вытекает из анализа состава осадков литогенетических типов, которые в основной своей массе представлены аргиллитами и алевролитами и в меньшей мере мелкозернистыми песчаниками. В свою очередь, непосредственная фациальная связь с осадками открытого подвижного мелководья (макрофация БМ), с одной стороны, и наличие среди них отложений фации БАЗ, которые несут на себе признаки возможного периодического осушения самой прибрежной зоны заливов и лагун, а также открытого побережья бассейна — с другой, говорят об их прибрежно-мелководном генезисе.

Однако между макрофациями БП и БА есть существенные различия. Они состоят в том, что осадки первой накапливались при гумидном климате, а осадки второй — при начавшейся, хотя и слабой, аридизации гумидного климата. Во-первых, это привело к некоторому ухудшению сортировки осадков прибрежной зоны. Аридизация климата, надвигавшаяся из Средней Азии, затронула и территорию Ангаро-Чулымского прогиба со стороны эпиконтинентального морского бассейна, но при этом она захватила только западную часть, т. е. самые прибрежные участки побережья, а в глубине территории прогиба сохранялся гумидный климат. Поэтому в море, особенно в его прибрежной зоне, накап-

ливались осадки в основном за счет материала, выносимого реками из гумидной зоны. Однако в начальный этап аридизации климата, хотя и в весьма незначительных количествах, к нему уже подмешивался материал, сносимый с участков, прилегавших непосредственно к побережью. Он, естественно, из-за коротких путей переноса и резкого сокращения выветривания поступал в бассейн седиментации в сравнительно хуже отсортированном виде и в более разнообразном составе. Во-вторых, в связи с сокращением вначале площадей, занятых торфяными болотами, а затем с полным их исчезновением резко уменьшился вынос растительного материала в бассейн седиментации вообще и в ее прибрежные зоны в частности. Этим обстоятельством было обусловлено то, что слоистость не стала подчеркиваться растительными остатками и обугленным детритом, а следовательно, ее рисунок стал менее четким. Другое следствие уменьшения количества растительных остатков — это изменение цвета пород, которые приобрели грязновато-зеленовато-серую, зеленовато-серую и пеструю окраску ввиду недостаточного количества органики, потребной для полной редукции железа. И, наконец, в-третьих, аридизация климата повлекла за собой общее обогащение карбонатным материалом всех типов прибрежных осадков и появление среди них большого количества различного рода ветвистых и желвакообразных железисто-карбонатных, карбонатных и пиритных мелких и крупных конкреций. Некоторая аридизация климата в позднеюрское время на более удаленных от побережья участках бассейна вообще не сказалась, а на осадках открытого подвижного мелководья ограничилась несколько повышенной карбонатизацией разреза (до 20% $CaCO_3$), резким сокращением растительных остатков и детрита, а в связи с этим менее четким проявлением рисунка слоистых и других текстурных признаков.

Как при собственно гумидном климате, так и при гумидном климате с признаками некоторой его аридизации в зоне заливно-лагунного прибрежного мелководья формировались осадки, несколько отличные друг от друга. Так, в самой прибрежной части бассейна накапливались неслоистые, с остроугольно-раковистым изломом, а некоторые и с зеркалами скольжения песчано-алеврито-глинистые осадки литогенетических типов БАЗ-1, БАЗ-2 и БАЗ-3. Одной из характерных их особенностей является присутствие большого количества ветвисто-желвакообразных и желвакообразных железисто-карбонатных и карбонатных конкреций, из которых первые в какой-то мере напоминают образования по возможным мелким корневым остаткам как высших, так и низших растений. Кроме того, некоторые сильно минерализованные прослои по структуре и другим признакам (типа БАЗ-3; табл. XCV, *8*) несколько напоминают верхние горизонты такыров, что может указывать на некоторое периодическое осушение прибрежного мелководья морского бассейна. Этот весьма характерный комплекс признаков позволяет осадки литогенетических типов БАЗ-1, БАЗ-2 и БАЗ-3 отнести к фации песчано-алеврито-глинистых осадков прибрежного застойного, возможно временами осушавшегося мелководья эпиконтинентального морского бассейна, в том числе заливов и лагун, с признаками аридизации климата. Осадки всех типов данной фации в разрезе одного цикла, как правило, не встречаются одновременно вместе, а поэтому их мощность в среднем составляет не более 6—8 *м*. Отложения фации БАЗ по строению и положению в циклах осадконакопления отчасти напоминают описанные выше почвенные и подпочвенные образования, возникшие при гумидном климате. Сходные типы отложений установлены также в разрезе меденосной формации Джезказгана (Ботвинкина, 1963).

На смежных участках прибрежного заливно-лагунного мелководья, располагавшихся ближе к открытой части бассейна, накапливались осадки литогенетических типов БАП-1, БАП-2 и БАП-3. Здесь уже характерной

чертой осадков является то, что желвакообразные и другого вида конкреции составляют исключение, а песчаники, алевролиты и аргиллиты в большинстве своем (типы БАП-1 и БАП-2) приобретают горизонтальную, горизонтальную волнистую и даже линзовидную, хотя чаще слабо выраженную, слоистость. Одновременно встречаются осадки (тип БАП-3), лишенные слоистой текстуры, но с четким остроугольно-раковистым изломом. Другая, еще более характерная черта этих осадков выражена в пестрой окраске, которая изменяется от красно-бурой до фиолетово-синей, повторяя всевозможные цвета и оттенки радуги. Особенно хорошо пестрая окраска проявляется в аргиллитах и алевролитах. В осадках всех трех типов наблюдается участками относительно незначительная карбонатная минерализация, которая в ряде случаев подчеркивает слоистую текстуру, как бы заменяя присутствующие здесь в небольшом количестве растительные остатки и детрит. Поэтому анализ этого весьма своеобразного и характерного комплекса признаков литогенетических типов БАП-1, БАП-2 и БАП-3 не оставляет сомнения в том, что их накопление происходило в условиях фации песчано-алеврито-глинистых осадков прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна, в том числе заливов и лагун, с признаками аридизации климата. Мощность отложений фации БАП в пределах одного цикла осадконакопления в среднем не превышает 7—10 *м*.

Несколько иные фациальные условия существовали при накоплении осадков литогенетических типов БАО-1 и БАО-2. Те же гранулометрические разности осадков, а именно мелкозернистые песчаники, алевролиты и аргиллиты приобретали в основном хорошо выраженную горизонтальную, горизонтальную волнистую и линзовидную слоистость, которая подчеркивалась карбонатным материалом. Последний мог также участками распределяться более или менее равномерно, придавая осадкам светло-серую окраску. В других случаях он образовывал послойные скопления, которые не только подчеркивали рисунок слоистости, но и участвовали в ее образовании. Одновременно наблюдаются участки, где песчано-алеврито-глинистые осадки образуют с карбонатным материалом маломощные горизонты переслаивания. На площади осадки этих типов занимают относительно небольшие пространства. В сторону побережья они фациально замещаются осадками фаций БАП и БАЗ, а в глубь бассейна — некоторыми осадками макрофаций БМ и БУ. Кроме того, среди отложений литогенетического типа БАО-2 наблюдаются прослои мелкозернистых песчаников с косоволнистой и мелкой косой штриховатой слоистостью, что также указывает на их образование на участках, прилегающих непосредственно к зоне открытого подвижного мелководья (макрофация БМ). Весь этот комплекс признаков указывает на то, что отложения литогенетических типов БАО-1 и БАО-2 накапливались в условиях, которые были характерны для фации песчано-алеврито-глинистых осадков открытого прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна, в том числе заливов и лагун, с признаками аридизации климата. Их мощность колеблется от 5—6 до 12—15 *м*, но в среднем в одном цикле она не превышает 8—10 *м*.

О прибрежно-морском и заливно-лагунном мелководном генезисе осадков фаций БАЗ, БАП и БАО, т. е. макрофации БА в целом, свидетельствует также то, что они участвуют в строении прибрежно-морских и частично аллювиально-прибрежно-морских циклов. В первом случае они могут полностью слагать эти циклы или наряду с осадками макрофации БП и БМ участвовать в их строении; во втором — они залегают выше руслового и пойменного аллювия и чаще сочетаются с осадками макрофации открытого подвижного мелководья, т. е. с осадками, которые ближе располагаются к устьям рек.

ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

Анализ строения литогенетических типов отложений эпиконтинентального морского бассейна и их генетических признаков показывает, что они обладают очень большим разнообразием и, следовательно, отражают весьма широкий комплекс фациальных условий накопления осадков. Несомненно, что это могло быть характерным для очень крупного водоема седиментации, которым являлся эпиконтинентальный, в значительной мере опресненный морской бассейн. О размерах этого бассейна, в частности, говорит его сравнение с озерными водоемами, имевшими широкое развитие на побережье и в центральных частях прогиба. Если собственно озерный комплекс отложений ограничивался всего лишь 9 литогенетическими типами (4 фации), то здесь, даже без учета макрофации БА, накапливались осадки 29 литогенетических типов (11 фаций). В свою очередь, отложения каждой фации эпиконтинентального морского бассейна по сравнению с озерными осадками имеют значительно более широкое площадное распространение, относительно хорошую выдержанность в разрезе и повышенную мощность. Озерные же отложения даже в целом не всегда обладают этими свойствами, а их типы на близких расстояниях переходят друг в друга, а также замещаются осадками другого генезиса — русловым и пойменным аллювием, болотными и пролювиальными отложениями.

При описании всех литогенетических типов морских отложений выяснилось, что они по условиям образования подразделяются на три макрофации, где каждая в отдельности отвечает крупному участку — зоне морского бассейна седиментации. Каждая зона характеризуется определенным гидродинамическим режимом водной среды и положением по отношению к побережью вообще и его отдельным участкам в частности. Эти два ведущих признака нашли отражение прежде всего в составе и размерности морских отложений, т. е. в их литологических типах, а также в текстурных и других особенностях, относящихся как к самим осадкам, так и соотношениям их между собой (табл. 24).

Зона заливно-лагунного прибрежного мелководья (макрофация БП) располагалась между дельтами крупных рек (Пра-Чулым, Пра-Ангара и Пра-Тунгуска), глубоко вдававшихся в эпиконтинентальный морской бассейн. Эти дельты отгораживали значительные участки прибрежного мелководья и по существу обособляли их от остальной части бассейна—образовывались крупные заливы, т. е., если можно так сказать, заливы первого порядка. В свою очередь, побережье этих заливов было сильно изрезано и состояло из участков: заливов второго порядка или же лагун, почти полностью отшнурованных от основных заливов. Из таких элементов рельефа побережья и его соотношения с наземными дельтами и складывались специфические условия накопления осадков внутри крупных заливов и в их прибрежных частях. Если при этом учесть еще морфологию их дна, то станет ясным, что при сравнительно однообразном гидродинамическом режиме могли возникать осадки неодинаковых литологических типов. Эти крупные, сложно построенные заливы составляют бóльшую часть зоны заливно-лагунного прибрежного мелководья. Другая, меньшая, часть этой зоны располагалась перед заливами первого порядка. Здесь она имела менее значительные размеры и довольно быстро сменялась осадками зоны подвижного открытого мелководья (макрофация БМ).

При гумидном типе осадконакопления воды заливно-лагунного прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна, который сам по существу представлял собой огромный залив уже типично морского открытого бассейна, занимавшего в различное время неодинаковые по площади участки Западно-Сибирской эпипалеозойской платформы, были очень сильно опреснены. Это объясняется тем, что в него впадало не менее трех таких крупных рек, как Пра-Чулым, Пра-Ангара и Пра-Тунгуска.

Таблица 24

Сравнительная характеристика пород различных фаций отложений эпиконтинентального морского бассейна (Б)

Основные генетические признаки	Гумидный тип осадконакопления						
	Макрофация отложений заливно-лагунного прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна — БП					Макрофация отложений открытого подвижного мелководья эпиконтинентального морского бассейна — БМ	
	Фации						
	БПП	БПГ	БПА	БПЗ	БПК	БММ	БМП
Породы	Аргиллиты и мелко-, редко крупнозернистые алевролиты, иногда мелкозернистые песчаники	Аргиллиты и алевролиты, часто глинистые	Алевролиты, мелко- и среднезернистые песчаники, в той или иной мере глинистые	Аргиллиты, алевролиты и мелко-, редко среднезернистые песчаники, слабо глинистые	Аргиллиты, алевролиты, редко мелкозернистый песчаник, известковистые мергели и песчано-алеврито-глинистые известняки	Песчаники мелко-, иногда среднезернистые, алевролиты и аргиллиты	Песчаник мелкозернистый, алевролит крупнозернистый, реже мелкозернистый алевролит и среднезернистый песчаник
Сортировка	Средняя, участками ниже средней	Средняя, участками хорошая	Средняя, участками относительно хорошая	Средняя, иногда ниже средней	Средняя; ухудшается с появлением примеси карбонатного материала	Средняя	Средняя, иногда относительно хорошая
Цвет	Зеленовато-серый, серый, темно-серый, участками почти черный	Зеленовато-серый, серый, реже темно-серый	Серый и светло-серый, реже зеленовато-серый	Серый, зеленовато-серый, реже светло- и темно-серый	Серый, светло-серый, иногда темно-серый и зеленовато-серый	Серый, светло- и темно-серый	Серый и светло-серый
Текстура	Тонкая горизонтальная, то слабо, то хорошо выраженная слоистость, сменяющаяся вверх по разрезу линзовидной	Горизонтальная пачечная слоистость с ритмической сортировкой материала, имеющего различную окраску	Преобладает горизонтальная пачечная, участками волнистая слоистость	Горизонтальная слоистость, иногда слабо выраженная	Горизонтальная, то слабо, то хорошо выраженная слоистость и соответственно то лучше, то хуже проявляющийся остроугольно-раковистый излом	Тонкое, мелкое и крупное пологоволнистое переслаивание пород: внутри более мощных слойков — горизонтальная, горизонтальная волнистая, косоволнистая, мелкая косая штриховатая и мелкая косая выполаживающаяся слоистость. Нарушенные текстуры—взмучивания, ходы илоедов, оползания	Крупная и мелкая перекрестноволнистая, мелкая косая выполаживающаяся слоистость, участками сочетающаяся с косоволнистой и горизонтальной волнистой сплошной или прерывистой слоистостью. Нарушенные текстуры — следы илоедов и др.

Таблица 24 (продолжение)

Основные генетические признаки	Гумидный тип осадконакопления				Гумидный тип осадконакопления с признаками аридизации климата		
	Макрофация отложений открытого подвижного мелководья эпиконтинентального морского бассейна — БМ		Макрофация отложений наиболее удаленных от побережья участков эпиконтинентального морского бассейна — БУ		Макрофация отложений заливно-лагунно-прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна с признаками аридизации климата — БА		
	Фации						
	БМД	БМБ	БУТ	БУК	БАЗ	БАП	БАО
Породы	Песчаники мелко-, средне- и крупнозернистые, алевролит крупнозернистый, иногда гравелит мелкозернистый	Песчаники мелко-, средне- и крупнозернистые, иногда алевролит крупнозернистый	Аргиллиты, алевролиты мелко-, реже крупнозернистые	Известняки тонкокристаллические, мергели, иногда глинистые	Аргиллиты, алевролиты и песчаник мелкозернистый	Аргиллиты, алевролиты и песчаник мелкозернистый, иногда глинистые	Аргиллиты, алевролиты и песчаник мелкозернистый
Сортировка	Средняя, часто относительно хорошая	Средняя, часто хорошая	Относительно хорошая, но может быть и средняя	Хорошая ухудшается с увеличением примеси алевритоглинистого материала	В основном плохая, участками средняя	Средняя, может быть плохой и хорошей	Средняя
Цвет	Серый и светло-серый, реже темно-серый	Серый и светло-серый	Серый и светло-серый, реже темно-серый	Серый и светло-серый	Зеленовато-серый, реже пестрый (от фиолетового до красно-бурого)	Пестрый (от фиолетового до красно-бурого)	Зеленовато-серый и светло-серый
Текстура	Косая крупная, в основном разнонаправленная взаимосрезающаяся сходящаяся слоистость, участками аналогичная мелкая слоистость. Вверх и вниз по разрезу сменяется мелкой косой выполаживающейся, мелкой косой штриховатой и косоволнистой слоистостью	Косая крупная и мелкая, в основном однонаправленная выклинивающаяся и взаимосрезающаяся сходящаяся слоистость. Вверх и вниз по разрезу сменяется мелкой косой штриховатой и косоволнистой слоистостью	Горизонтальная скрытая, то плохо, то хорошо выраженная слоистость, иногда отсутствует. В той или иной мере остроугольно-раковистый излом	Отсутствие какой-либо слоистости	Слоистость отсутствует. Характерна неправильная перепутанная неслоистая текстура, напоминающая почвенные образования	Горизонтальная и горизонтальная волнистая слоистость, участками напоминающая пачечную, также линзовидная слоистость	Горизонтальная, горизонтальная волнистая слоистость, несколько напоминающая неотчетливую пачечную; также линзовидная, иногда в отдельных прослоях мелкая косая штриховатая и косоволнистая слоистость

Таблица 24 (продолжение)

Основные генетические признаки	Гумидный тип осадконакопления						
	Макрофация отложений заливно-лагунного прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна — БП					Макрофация отложений открытого подвижного мелководья эпиконтинентального морского бассейна — БМ	
	Фации						
	БПП	БПГ	БПА	БПЗ	БПК	БММ	БМП
Растительные остатки	Обильны, в том числе листовая флора хорошей сохранности, также детрит	Незначительное количество мелкого обугленного детрита	Не характерны; только редкий и обугленный детрит	Редко обрывки растений, чаще обугленный детрит	Не характерны; редкий обугленный детрит	Обрывки растений и обугленный детрит	Обрывки растений, чаще обугленный детрит
Фауна	Скопление иногда мелкой фауны (типы БПП-1 и БПП-3)	Не обнаружена			Фауна опресненных водоемов: моллюски (*Limnocyrena wiljuica* Martins и др.), филлоподы (*Pseudestheria* sp., и др.), остракоды (*Darwinula* sp. и др.), чешуя рыб	Не обнаружена, но возможна	
Включения обломков пород	Не встречены						
Минеральные выделения	Иногда конкреции или слабо выраженные пояски темно-бурого цвета, представленные сидеритом, сферосидеритом и пиритом	Мелкие железисто-карбонатные конкреции и отдельные кристаллы пирита, также карбонатный цемент	Не обнаружены	Мелкие конкреции и кристаллы пирита	Участками или сплошное, незначительное обогащение карбонатным материалом (типы БПК-1, БПК-2, БПК-3), редко конкреции пирита (тип БПК-3)	Участками железисто-карбонатный цемент в алевролитах и песчаниках	

Таблица 24 (продолжение)

Основные генетические признаки	Гумидный тип осадконакопления				Гумидный тип осадконакопления с признаками аридизации климата		
	Макрофация отложений открытого подвижного мелководья эпиконтинентального морского бассейна — БМ		Макрофация отложений наиболее удаленных от побережья участков эпиконтинентального морского бассейна — БУ		Макрофация отложений заливно-лагунно-прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна с признаками аридизации климата — БА		
	Фации						
	БМД	БМБ	БУТ	БУК	БАЗ	БАП	БАО
Растительные остатки	Иногда крупные и мелкие витренизированные и минерализованные стволы и стебли растений	Мелкие обрывки растений и обугленный детрит	Отсутствуют; мелкий обугленный детрит возможен в типе БУТ-1	Отсутствуют, как и мелкий обугленный детрит	Немногочисленные остатки высших и низших растений, в том числе их мелкие корни	Редкие обрывки растений и немногочисленный детрит	Растительные остатки и обугленный детрит отсутствуют
Фауна	Не обнаружена		Морская фауна пелециподы (*Pseudomonotis* ex gr., *echinata* и др.).	Аналогичная осадкам фации БУТ	Не обнаружена	Не обнаружена, но возможна	
Включения обломков пород	Эпизодические отдельные гальки и обломки пород	Эпизодические неокатанные обломки алеврито-глинистых пород с почти ненарушенной текстурой	Не встречены				
Минеральные выделения	Участками железисто-карбонатный цемент в алевролитах и песчаниках	Участками железисто-карбонатный цемент в песчаниках	Иногда карбонатные стяжения кальцитового состава (тип БУТ-2). Участками известковистый цемент	Не обнаружены	Ветвисто-желвакообразные железисто-карбонатные и карбонатные конкреции	Редкие желвакообразные железисто-карбонатные конкреции	Послойно или равномерно распределенный в отдельных участках карбонатный материал

Таблица 24 (продолжение)

Основные генетические признаки	Гумидный тип осадконакопления						
	Макрофация отложений заливно-лагунного прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна — БП					Макрофация отложений открытого подвижного мелководья эпиконтинентального морского бассейна — БМ	
	Фации						
	БПП	БПГ	БПА	БПЗ	БПК	БММ	БМП
Контакты и переходы по разрезу и на площади	Нижний, с угольными пластами — отчетливый, верхний — постепенный. На площади замещаются отложениями макрофаций БП, частично БМ и БУ	Нижний и верхний — постепенные переходы. На площади замещаются отложениями макрофаций БП, частично БМ и БУ				Верхний и нижний — постепенные переходы. На площади замещаются отложениями макрофаций БМ и БП, редко БУ	Верхний и нижний — постепенные переходы. На площади замещаются в основном отложениями макрофации БМ
Положение в цикле осадконакопления	Непосредственно выше угольных пластов, в средней или нижней частях соответствующих циклов	В надугольной части, в средней или нижней частях соответствующих циклов			В надугольной части, в верхней или средней частях соответствующих циклов	В верхней или средней частях соответствующих циклов	
Мощность	Обычно 3—5 *м*, редко больше	В среднем 5—6 *м*, редко достигает 8—10 *м*	Обычно от 2—3 до 6—8 *м*, но в среднем 4—5 *м*	В среднем 2—3 *м*	В среднем 3—5 *м*, редко до 8—10 *м*	Обычно от 1—2 до 3—5 *м*; редко больше	Обычно не более 7—10 *м*, но чаще меньше

Таблица 24 (окончание)

Основные генетические признаки	Гумидный тип осадконакопления				Гумидный тип осадконакопления с признаками аридизации климата		
	Макрофация отложений открытого подвижного мелководья эпиконтинентального морского бассейна — БМ		Макрофация отложений наиболее удаленных от побережья участков эпиконтинентального морского бассейна — БУ		Макрофация отложений заливно-лагунно-прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна с признаками аридизации климата — БА		
	Фации						
	БМД	БМБ	БУТ	БУК	БАЗ	БАП	БАО
Контакты и переходы по разрезу и на площади	Верхний — постепенный переход, нижний — отчетливый или резкий контакт. На площади замещаются в основном отложениями макрофации БМ, а также русловым аллювием	Верхний — постепенный переход, нижний — чаще отчетливый контакт. На площади замещаются в основном отложениями макрофации БМ	Верхний и нижний — постепенные переходы. На площади замещаются отложениями макрофаций БУ, БМ и БП		Верхний и нижний чаще постепенный переход, чем отчетливый контакт. На площади замещаются отложениями макрофаций БА, БМ и др.	Верхний и нижний — чаще постепенный переход, отчетливый контакт. На площади замещаются отложениями макрофаций БП, БМ и др.	Верхний и нижний — постепенный переход. На площади замещаются отложениями макрофаций БА, БМ, иногда БУ
Положение в цикле осадконакопления	В верхней или средней частях соответствующих циклов		В верхней и средней частях соответствующих циклов		В нижней и верхней или только в верхней части соответствующих циклов	В средней и верхней частях соответствующих циклов	
Мощность	В среднем 8—12 *м*, редко достигает 15—20 *м*	В среднем 8—12 *м*	В среднем 8—10 *м*	В среднем 3—6 *м*	В среднем 6—8 *м*, редко больше	В среднем 7—10 *м*	Обычно от 5—6 до 12—15 *м*, но в среднем 8—10 *м*

В позднеюрское время, в связи с некоторой аридизацией гумидного климата, воды заливно-лагунной зоны стали, очевидно, постепенно осолоняться. Изменение стока (количество, режим, и т. п.) вызвало перестройку побережья и всей прибрежной зоны бассейна седиментации с образованием крупных менее опресненных и соленых лагун. При сходном гидродинамическом режиме в этих лагунах накапливались те же литологические типы осадков, но уже с резко отличным остальным комплексом генетических признаков, указывающим на начавшуюся аридизацию гумидного климата (макрофация БА).

Далее в глубь эпиконтинентального морского бассейна непосредственно к зоне заливно-лагунного прибрежного мелководья как при гумидном климате (макрофация БП), так и при его незначительной аридизации (макрофация БА) прилегала зона открытого подвижного мелководья (макрофация БМ). Здесь уже был характерен совершенно иной гидродинамический режим водной среды. Отмечается не только бо́льшая ее подвижность, обусловливающая накопление грубых песчаников и даже мелкозернистых гравелитов, но и резкая изменчивость направления движений, в результате чего осадки приобретали различные типы косой (в том числе крупной одно- и разнонаправленной) и косоволнистой слоистости. Подобные сочетания различной силы и направленности водных потоков и неодинакового их волнового режима приводили к формированию самых разнообразных крупных и мелких аккумулятивных форм рельефа дна бассейна (подводных дельт, валов, баров), а также разновидностей открытого типа побережья.

Как упоминалось выше, осадки наиболее удаленных от побережья участков эпиконтинентального морского бассейна (макрофация БУ), развиты незначительно. Эти отложения, содержащие морскую фауну пелеципод (*Pseudomonotis* ex gr. *echinata* и др.), представляют собою типичные морские образования. Подобные участки бассейна с более или менее нормальной соленостью характеризовались спокойным гидродинамическим режимом, при котором накапливались осадки исключительно тонкоотмученные, как терригенные (аргиллиты и мелкозернистые алевролиты), сильно известковистые, так мергели и известняки.

В заключение следует отметить, что осадки макрофации БУ в разрезе формации и на площади Ангаро-Чулымского прогиба непосредственно связаны с остальным комплексом морских отложений и во все стороны ими фациально замещаются. В глубь морского бассейна они приобретают еще большую мощность, становятся более однородными и содержат большое количество разнообразной морской фауны. Но ведь ясно, что отложения макрофации БУ характеризуют не прибрежные вообще и мелководные в частности зоны морского бассейна и тем более эпиконтинентального морского бассейна. Они формировались при спокойном гидродинамическом режиме на участках, наиболее удаленных от побережья бассейна, куда грубый песчаный, а временами и крупноалевритовый материал не поступал. А где же тогда осадки зоны подвижного открытого мелководья (макрофация БМ) этого морского бассейна, где его остальная прибрежно-мелководная, в том числе заливно-лагунная зона? Вполне очевидно, и с точки зрения автора несомненно (эти вопросы специально рассматриваются во второй книге данной монографии), что отложения макрофаций БМ, БП, БА и представляют собой зоны открытого подвижного и заливно-лагунного прибрежного мелководья с весьма характерными для них литогенетическими типами осадков, которые рассматриваются как отложения крупного эпиконтинентального морского бассейна.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Детальное литолого-фациальное изучение и формационный анализ, впервые проведенный для юрских угленосных отложений всей территории Южной Сибири в целом, позволили автору прежде всего выяснить их г е н е з и с, т. е. главные и характерные черты отложений, без знания которых нельзя подойти к разрешению многих геологических проблем. Только благодаря этому удалось выявить ряд ранее неизвестных закономерностей строения и состава юрских отложений, составляющих аллювиально-озерно-морскую угленосную формацию, образовавшуюся в Ангаро-Чулымском мезозойском прогибе, а также коренным образом пересмотреть некоторые существующие представления по геологии Южной Сибири.

Обзор геологической изученности юрских угленосных отложений Южной Сибири показал, что среди многочисленных работ по геологии данной территории литолого-геохимические и минералогические исследования проводились в незначительном объеме, причем детальные исследования практически отсутствовали. Изучение юрских угленосных отложений было весьма неравномерным и в региональном отношении; оно касалось исключительно Иркутского и Канско-Ачинского угольных бассейнов, причем преимущественно тех районов, где проводились систематические поисково-разведочные работы на уголь с применением бурения. Поэтому первоочередной задачей автора было проведение детального литолого-фациального изучения и формационного анализа юрских угленосных отложений на площади Южной Сибири в целом.

Для выяснения истории развития и восстановления палеогеографии на территории Южной Сибири в юрском периоде также было необходимо провести анализ основных черт современного рельефа и гидросети данной территории. Наши исследования показали, что еще в третичное время речная сеть Южной Сибири была во многом сходна с юрской, реликты которой частично сохранились в современном рельефе. И только где-то в конце неогена — начале четвертичного периода произошла значительная перестройка древней речной сети, которая в обновленном виде продолжает существовать и в настоящее время.

Комплексное изучение юрских угленосных отложений позволило установить, что юрская флора Иркутского бассейна в свое время ошибочно была положена в основу стратотипического разреза юры Южной Сибири, поскольку, как теперь это можно считать доказанным, она отражает здесь не специфику развития юрской флоры, а является следствием своеобразия неодинаковой палеогеографии данного региона. Отсюда следует, что расселение и длительность произрастания различных растительных ассоциаций на территории Южной Сибири определялись прежде всего конкретным положением тех или иных ландшафтов, а следовательно, и зон седиментогенеза на фоне общей палеогеографии Ангаро-Чулымского мезозойского прогиба в юрское время. Поэтому не случайно на юго-востоке прогиба (Иркутский угольный бассейн), куда не достигали со стороны Западно-Сибирской плат-

формы ингрессии эпиконтинентального морского бассейна, на протяжении всего юрского периода практически сохранялись условия речной долины с комплексом озерно-болотных, в том числе сапропелевых водоемов и сравнительно локально ограниченных торфяных болот междуусловых пространств. В противоположность этому территория Канско-Ачинского угольного бассейна, занимавшая центральную, юго-западную и северо-западную части Ангаро-Чулымского прогиба, подвергалась неоднократным, различной интенсивности ингрессиям и регрессиям эпиконтинентального морского бассейна (максимальные ингрессии отвечают концу, а максимальные регрессии — началу времени образования каждой подформации), что обусловило частую смену ландшафтов аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин, а следовательно и растительных ассоциаций. Благодаря этому растительность здесь каждый раз в необходимой мере обновлялась, т. е. на смену древним формам растений приходили более молодые, характеризующие новые этапы развития растительного мира.

Эти выводы, основанные не только на результатах детального литолого-фациального изучения и формационного анализа отложений, но и на рассмотрении материалов по фауне, флоре и спорово-пыльцевым комплексам, дали возможность обосновать выделение на территории Южной Сибири двух палеоботанических округов (или подпровинций), различающихся палеогеографическими особенностями развития юрской флоры на данной территории. Эти представления автора в дальнейшем нашли подтверждение в палеоботанических исследованиях В. А. Вахрамеева.

Обобщение всех материалов по геологии Южной Сибири позволило автору предложить региональные и новую общую корреляционную стратиграфическую схему сопоставления юрских угленосных отложений для территории в целом. Эта схема сочетает как особенности развития растительного и животного мира, так и своеобразие строения юрской аллювиально-озерно-морской угленосной формации Ангаро-Чулымского мезозойского прогиба. Основное ее значение заключается в том, что она дает новое расчленение угленосной толщи Иркутского бассейна и иное, отличное от существующих, сопоставление их с угленосными отложениями Канско-Ачинского угольного бассейна. Автором была показано, что основную углесодержащую часть отложений Иркутского бассейна, т. е. черемховскую свиту, следует сопоставлять не с нижнеюрской макаровской (юго-западная и северо-западная части прогиба) и переясловской (центральная часть прогиба), как это делают почти все исследователи, а с итатской (юго-западная и северо-западная части прогиба) и рыбинской (центральная часть прогиба) свитами Канско-Ачинского бассейна, датируемыми нижней половиной средней юры.

Генетический подход к изучению юрских угленосных отложений дал возможность обосновать выделение в теле гетерогенно построенной платформенной области Южной Сибири мезозойского Ангаро-Чулымского прогиба, возникшего независимо от предыдущего структурного плана. Этот прогиб представляет собой самостоятельную крупную, сложно построенную асимметричную наложенную структуру типа синеклизы, имевшую особые и своеобразные черты заложения и последующего развития по сравнению со смежными сходными структурами. Так, установление зоны раздела между Ангаро-Чулымским и Вилюйским прогибами раскрывает некоторые особенности общего развития дорифейской Сибирской платформы и прилегающих районов Западно-Сибирской эпипалеозойской платформы в мезозое и в последующее время, причем выявляется асинхронное развитие этих двух прогибов. Если в Вилюйском прогибе, связанном с Верхоянской геосинклинальной областью, морские осадки имели наиболее широкое распространение во второй половине лейаса, то в Ангаро-Чулымском прогибе они получили максимальное развитие только в позднеюрское время. Современные контуры распространения юрских отложений и их приуроченность к отдельным впадинам и мульдам — результат последующих преобразований. Некогда

более или менее сплошное поле юрских отложений было разобщено и обособлено в виде Иркутского, Канско-Ачинского и предположительно Среднеангарско-Катангского угольных бассейнов.

Юрская аллювиально-озерно-морская угленосная формация Ангаро-Чулымского мезозойского прогиба Южной Сибири характеризуется весьма сложным и разнообразным минеральным составом терригенных отложений, которые возникли за счет разрушения изверженных, метаморфических и осадочных пород, обрамлявших прогиб или слагавших внутри него возвышенности доюрского рельефа. При этом каждая ее подформация обладает комплексом терригенно-минеральных ассоциаций пород, который в определенной, направленной последовательности изменяется от подформации к подформации.

В свою очередь, эти ассоциации пород для формации в целом в различных частях прогиба ведут себя по-разному. Так, на юго-востоке прогиба, расположенном близко от области сноса, терригенно-минеральные ассоциации пород характеризуются полимиктовым составом, и различия между ассоциациями отдельных подформаций четко не выявляются. На остальной территории, располагавшейся ближе к бассейну седиментации, каждая из подформаций в минеральном отношении более индивидуализирована, а их породы обладают различной зрелостью вплоть до мономинерального состава. Установленные в различных частях Ангаро-Чулымского прогиба неодинаковые по минеральному составу и степени зрелости терригенные ассоциации пород находятся в полном соответствии с фациальными, палеогеографическими и палеотектоническими особенностями области накопления осадков.

В генетическом отношении юрская угленосная формация Ангаро-Чулымского мезозойского прогиба Южной Сибири является весьма полифациальным образованием и слагается аллювиальными, делювиально-пролювиальными, озерными и озерно-болотными, болотными, сапропелевыми и бассейновыми (морскими) отложениями. Здесь следует особо подчеркнуть, что в отличие от всех существующих представлений, устанавливаются не только одни континентальные осадки, но и отложения эпиконтинентального морского бассейна. Так, в пределах периферических частей открытого сектора Канско-Ачинского угольного бассейна (Итатское, Березовское, Алтат-Назаровское, Рыбинское и Абанское месторождения) мощный пласт угля в верхней части разреза второй подформации (итатская и рыбинская свиты) перекрывается отложениями макрофации заливно-лагунного прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна. Выше по разрезу они встречаются в виде отдельных горизонтов или слоев, имеющих различную, но, как правило, небольшую мощность. На самом северо-западе прогиба в разрезе четвертой подформации (Максимоярская опорная скважина) распространены алеврито-глинистые отложения с типично морской фауной. Поэтому установленное наличие прибрежно-морских отложений в строении второй половины юрской угленосной формации открытого сектора Канско-Ачинского угольного бассейна имеет принципиальное значение для решения ряда вопросов геологического строения и развития Южной Сибири.

Изложенные в данной монографии результаты детальных литолого-фациальных исследований, как было показано выше, имеют большое значение не только непосредственно для характеристики условий образования изученных отложений, но и для выяснения стратиграфии, тектоники, литологии, петрологии углей и истории геологического развития. Поэтому они, несомненно, должны быть продолжены и для других, менее изученных территорий.

Что же касается общего формационного анализа, впервые проведенного на столь детальной фациальной основе для данного региона, то его результаты, содержащие также ряд теоретических обобщений и методические вопросы, изложены в отдельной, второй, книге настоящей монографии (Труды ГИН АН СССР, вып. 198), являющейся непосредственным ее продолжением.

ЛИТЕРАТУРА

Аксарин А. В. 1957. Схема стратиграфического расчленения юрских угленосных отложений Канского бассейна. В кн. «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири, 1956 г.» Л., Гостоптехиздат.

Аксарин А. В. 1961. Рыбинская впадина. В кн. «Геология СССР», т. 15. Красноярский край, ч. 1. Геологическое описание. М., Госгеолтехиздат.

Аксарин А. В., Кокунов В. Л. 1967. К стратиграфии угленосных отложений Канско-Ачинского бассейна. В кн. «Стратиграфия мезозоя и кайнозоя Средней Сибири». Новосибирск, изд-во «Наука».

Аллювиальные отложения в угленосной толще среднего карбона Донбаса. 1954.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 151, угольная серия (№ 5).

Ананьев А. Р. 1940. К изучению стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений Кемь-Енисейского водораздела. В кн. «Труды научной конференции по изучению и освоению производительных сил Сибири»,т. 2. Томск, изд-во «Красное знамя».

Анатольева А. И. 1963. Об особенностях тектоники Рыбинской впадины. В кн. «Тектоника Сибири», т. 2. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР.

Апухтин А. И. и др. 1957. Краткое полевое руководство по комплексной геологической съемке четвертичных отложений. М., Изд-во АН СССР.

Аргентов К. И. 1907. Из отчета о геологических исследованиях в Минусинском, Ачинском, Красноярском и Канском уездах Енисейской губернии в 1905 г.— Горн. ж., 4, № 11—12.

Арсентьев А. В. 1922. Материалы к изучению Иркутского месторождения каменного угля.— Труды Центр. упр. пром. разведки, вып. 2.

Арсеньев А. А., Нечаева Е. А. 1953. Магматические породы Байкальского нагорья.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 2.

Архангельский А. Д. 1932. Геологическое строение СССР. Европейская и Среднe-Азиатская части. М.— Л., Гос. науч.-техн.-геол.-развед. изд-во.

Архангельский А. Д. 1939. Геологическое строение и геологическая история СССР. Труды XVII сессии Междунар. геол. конгр. (1937 г.), т. 2.

Архангельский А. Д. 1941. Геологическое строение и геологическая история СССР, т. I. Изд. 3-е. М.— Л., Гос. науч.-техн. изд-во нефт. и горн.-топл. лит-ры.

Архангельский А. Д. 1947. Геологическое строение и геологическая история СССР, т. I. Изд. 4-е. М.— Л., Госгеолиздат.

Архангельский А. Д., Шатский Н. С. 1933. Схема тектоники СССР.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 11, вып. 4.

Архипов С. А. 1960. Стратиграфия четвертичных отложений, вопросы неотектоники и палеогеографии бассейна среднего течения Енисея.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 30.

Атлас литогенетических типов угленосных отложений, среднего карбона Донецкого бассейна. 1956. М., Изд-во АН СССР.

Баженов И. К., Нагорский М. П. 1937. Геология района г. Красноярска.— Мат-лы по геол. Красноярск. края, вып. 1.

Безулуцков Ф. С., Гурова Т. И., Коробейникова Л. И. и др. 1957. Литология мезозоя и кайнозоя Западно-Сибирской низменности. М., Гостоптехиздат.

Белостоцкий И. И., Зоненшайн Л. П., Красильников Б. Н. и др. 1959. Тектоническое районирование и закономерности формирования Алтае-Саянской складчатой области.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 34, вып. 6.

Белоусов В. В. 1954. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат.

Белянкин Л. Ф., 1961. Литолого-фациальная характеристика нижнемезозойских отложений Алакульского месторождения.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 13 (часть II).

Белянкин Л. Ф., Волкова И. Б., Воронцов В. В., Ритенберг М. И. 1963. Литология нижнемезозойских угленосных отложений Казахстана.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 20.
Блох А. М. 1957. Геологическое строение юго-востока Подмосковного бассейна и условия образования угленосных отложений. Автореф. канд. дисс. М.
Блохин В. А. 1928. Отчет по химическому исследованию хахарейских богхедовых углей и горючих сланцев.— Мат-лы по общ. и прикл. геол., вып. 101.
Богданович К. И. 1893. Об ископаемом горючем в Енисейской губернии (предварительный отчет о геологических исследованиях, произведенных в Сибири в 1892 году горн. инж. Богдановичем и П. Яворским).— Горн. ж., 2, № 2.
Богданович К. И. 1894. Геологические исследования вдоль Сибирской железной дороги в 1893 г. Средне-Сибирская партия.— Горн. ж., 3, № 9; 4, № 10. То же.— Изв. Геол. ком., 13, № 8—9.
Богданович К. И. 1895. Материалы по геологии и полезным ископаемым Иркутской губернии.— Горн. ж., 4, № 10, 11, 12.
Богданович К. И. 1896. Материалы по геологии и полезным ископаемым Иркутской губернии.— Геол. исслед. и развед. работы по линии Сиб. жел. дор., вып. 2.
Богдановская-Гиенэф И. Д. 1946. О происхождении флоры бореальных болот Евразии. В кн. «Материалы по истории флоры и растительности СССР», вып. 2. Л., Изд-во АН СССР.
Боголепов К. В. 1960. Опыт формационного расчленения континентальных мезозойских и третичных отложений восточной части Западно-Сибирской низменности и Енисейского кряжа. М., Госгеолтехиздат.
Боголепов К. В. 1961. Мезозойские и третичные отложения восточной окраины Западно-Сибирской низменности и Енисейского кряжа. Стратиграфия и основы формационного расчленения. М., Госгеолтехиздат.
Боголепов К. В., 1963. О формах структурной связи Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты. В кн. «Тектоника Сибири», т. 2. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР.
Боголепов К. В., Шевцов А. П., 1962. К вопросу о тектоническом строении области сопряжения Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы. В кн. «Тектоника Сибири», т. 1. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР.
Божинский А. П. 1939. К литологии пород иркутской угленосной юры.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 17, вып. 2—3.
Борейша В. М., Эдельштейн Я. С. 1913. Каменноугольные месторождения Минусинского уезда. В кн. «Очерк месторождения ископаемых углей России». СПб.
Борисяк А. А. 1923. Геологический очерк Сибири. Пг.
Ботвинкина Л. Н. 1950. О классификации различных типов слоистости.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
Ботвинкина Л. Н. 1953. Условия накопления угленосной толщи в Ленинском районе Кузнецкого бассейна.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 139, угольная серия (№ 4).
Ботвинкина Л. Н. 1959а. Морфологическая классификация слоистости осадочных пород.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
Ботвинкина Л. Н. 1959б. О выделении диагенетической слоистости.— Докл. АН СССР, 125, № 1.
Ботвинкина Л. Н. 1960. Слоистость как генетический признак осадочных пород. В кн. «Вопросы седиментологии». (Междунар. конгр. по седиментологии). М., Госгеолтехиздат.
Ботвинкина Л. Н. 1962. Слоистость осадочных пород.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 59.
Ботвинкина Л. Н. 1963. Некоторые особенности генетических типов отложений и закономерности их наслоения в паралических формациях разных климатических областей.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 81.
Ботвинкина Л. Н. 1965. Методическое руководство по изучению слоистости.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 119.
Ботвинкина Л. Н., Жемчужников Ю. А., Тимофеев П. П., Феофилова А. П., Яблоков В. С. 1956. Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна. М., Изд-во АН СССР.
Бочковский Ф. А. 1959. Угольные месторождения южной части Красноярского края. В кн. «Полезные ископаемые Красноярского края». М., Изд-во АН СССР.
Брунс Е. П. 1939. Основные черты строения и условия образования песчано-глинистой угленосной толщи Ленинградской области.— Сб. Ленингр. геол. упр., № 3.
Брунс Е. П. 1940а. Косая слоистость в песках нижнего карбона Боровичского района.— Труды Всес. науч.-исслед. ин-та мин. сырья, вып. 163.
Брунс Е. П. 1940б. О литологических исследованиях кольчугинской свиты — Сов. геол., № 4.
Брунс Е. П. 1948. Генезис юрских угленосных отложений южной Ферганы. В кн. «Литологический сборник», т. 1. Л.— М., Гостоптехиздат.
Булынникова А. А. 1960. Геологическое строение Чулымо-Енисейского района. В кн. «Сборник материалов по геологии Красноярского края». М., Госгеол техиздат.

Булынникова А. А., Сурков В. С. 1962. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности юго-восточной части Западно-Сибирской низменности.— Мат-лы по геол. Зап.-Сиб. низменности, № 2.
Бурцев М. П. 1961. Канско-Ачинский угольный бассейн. Геологическое строение и угленосность. М., Изд-во АН СССР.
Бутова Е. П. 1963. Литолого-фациальная характеристика и условия накопления угленосных толщ.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 18.
Вайнер К. М., Григорьев Н. П. 1964. К стратиграфии юрских отложений Канской впадины. В кн. «Вопросы геологии Красноярского края». М., Изд-во Моск. ун-та.
Вальц И. Э., Волкова И. Б. 1962. Петрографический марочный состав углей нижнего мезозоя. В кн. «Атлас карт угленакопления на территории СССР». Объяснительная записка. М.— Л., Изд-во АН СССР.
Васильев А. А. 1928. Геологическое строение хребта Арга в пределах излучины р. Чулыма.— Изв. Зап.-Сиб. отд. Геол. ком., 8, вып. 1.
Васильев В. Г., Каленов Е. Н., Карасев И. П. и др. 1957. Геологическое строение юга Сибирской платформы и нефтеносность кембрия. М., Гостоптехиздат.
Васильев П. В. 1947. Методика изучения немых угленосных толщ на примере Кизеловского каменноугольного района.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 90, угольная серия (№ 2).
Васильев П. В. 1950. Палеогеографические условия формирования угленосных отложений нижнего карбона Западного склона Урала. М., Углетехиздат.
Вахрамеев В. А. 1957а. Ботанико-географическая и климатическая зональность на территории Евразии в юрское и меловое время. В кн. «Вопросы палеогеографии и биостратиграфии». М., Госгеолтехиздат.
Вахрамеев В. А. 1957б. Развитие ботанико-географических областей в течение палеозоя и мезозоя на территории Евразии.— Изв. АН СССР, серия геол., № 11.
Вахрамеев В. А. 1957в. Стратиграфия мезозойских отложений восточной и южной частей Сибирской платформы (проект унифицированной и корреляционной схем). В кн. «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири, 1956 г.» Л., Гостоптехиздат.
Вахрамеев В. А. 1960. Стратиграфия и возраст юрских и меловых континентальных отложений Восточной Сибири и Дальнего Востока по данным палеоботаники.— Сов. геол., № 7.
Вахрамеев В. А. 1962. Юрские флоры Индо-Европейской и Сибирской ботанико-географических областей. В кн. «Доклады советских геологов к I Международному коллоквиуму по юрской системе». Тбилиси, Изд-во АН Груз.ССР.
Вахрамеев В. А. 1964. Юрские и раннемеловые флоры Евразии и палеофлористические провинции этого времени.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 102.
Вахрамеев В. А., Долуденко М. П. 1961. Верхнеюрская и нижнемеловая флора Буреинского бассейна и ее значение для стратиграфии.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 54.
Великовская Е. М. 1936. Юрские угленосные отложения Енисейского кряжа. Труды Всес. науч.-исслед. ин-та мин. сырья, вып. 3. Бокситы, 1, ч. 2.
Великославинский Д. А., Казаков А. Н., Лобач-Жученко С. В., Мануйлова М. М. 1957. Геология северо-восточной части Северо-Байкальского нагорья.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 7.
Версилов Н. А. 1858. Описание слияния рек Ангары и Енисея.— Вестн. Русск. геогр. об-ва, ч. 23, отд. 5.
Виниченко Н. Н., Борисов В. А., Кашик С. А., Панаев В. А. 1963. Фациальные условия формирования юрских отложений Иркутского угленосного бассейна.— Труды Ин-та земной коры СО АН СССР, вып. 15.
Виниченко Н. Н., Кашик С. А. 1963. Литогенетические типы и фации юры Иркутского угленосного бассейна.— Труды Ин-та земной коры СО АН СССР, вып. 15.
Виниченко Н. Н., Файнштейн Г. Х.— 1967. Стратиграфия юрских отложений Иркутского бассейна. В кн. «Стратиграфия мезозоя и кайнозоя Средней Сибири». Новосибирск, изд-во «Наука».
Власов В. М., Мокринский В. В. 1962. Некоторые закономерности угленасыщенности на территории СССР в нижнемезозойское время. В кн. «Атлас карт угленакопления на территории СССР». М.— Л., Изд-во АН СССР.
Волкова И. Б. 1965. Литология и стратиграфия мощного угольного пласта Березовского месторождения (Канско-Ачинский бассейн).— Сов. геол., № 6.
Вологдин А. Г., Вялова Р. И. 1937а. От Ачинска до Красноярска. В кн. «Сибирские экскурсии Международного геологического конгресса. Красноярский край». М.— Л., ОНТИ.
Вологдин А. Г., Вялова Р. И. 1937б. От г. Красноярска до г. Нижнеудинска. В кн. «Сибирские экскурсии Международного геологического конгресса. Красноярский край». М.— Л., ОНТИ.
Вологдин М. В. 1937. Угли Храмцовской площади Черемховского месторождения.— Хим. тверд. топлива, 8, вып. 4.
Воронцов В. В. 1965. Строение и условия образования нижнемезозойской угленосной толщи Карагандинского бассейна. М., изд-во «Наука».

Воронцов В. В., Сальников Б. А. 1961. Особенности фациального состава угленосных отложений тигильской серии Камчатки. В кн. «Угленосные формации некоторых регионов СССР». М., Изд-во АН СССР.
Воскресенский С. С. 1962. Геоморфология Сибири. М., Изд-во Моск. ун-та.
Высоцкий В. И. 1932. Местное топливо Западно-Сибирского края.— Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста, № 3—4.
Габуния К. Е. 1921. Касьяново-Грищевское месторождение Черемховского угленосного бассейна.— Изв. Сиб. отд. Геол. ком., 2, вып. 3.
Ганешин Г. С., Эпштейн С. В. 1958. Схема геоморфологического строения СССР. М-б 1 : 15 000 000. Прил. к кн. «Геологическое строение СССР», т. 1. Стратиграфия. М., Госгеолтехиздат.
Геер О. 1878. Юрская флора Иркутской губернии и Амурского края.— Труды Сиб. экспед. Русск. геогр. об-ва, физ. отд., 3, геол. часть, вып. 2.
Геологическая карта Енисейско-Саянской складчатой области. 1965. М.-б. 1 : 1 000 000. Гл. ред. акад. А. Л. Яншин. М.
Геологическое строение СССР. Т. 1. Стратиграфия. Т. 2. Магматизм. Т. 3. Тектоника. 1958. М., Госгеолтехиздат.
Геология и нефтегазоносность Западно-Сибирской низменности — новой нефтяной базы СССР. 1963. Под ред. Н. Н. Ростовцева и А. А. Трофимука. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР.
Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, т. 8. Канско-Ачинский, Тунгусский, Иркутский и другие бассейны Красноярского края, Иркутской области и Тувинской АССР. 1964. М., изд-во «Недра».
Геология СССР, т. 15. Красноярский край, ч. 1. Геологическое описание. 1961. М., Госгеолтехиздат.
Геология СССР, т. 17. Иркутская область, ч. 1. Геологическое описание. 1962. М., Госгеолтехиздат.
Гинзбург А. И. 1962. Петрографическая характеристика сапропелитов и сапрогумолитов.— Сов. геол., № 8.
Гогунцов А. В. 1932. Некоторые данные о северной части Приангарского сапропелитового района.— Изв. Всес. геол.-развед. объедин., 51, вып. 97.
Горецкий Г. И. 1964. Аллювий великих антропогеновых прарек Русской равнины. Прареки Камского бассейна. М., изд-во «Наука».
Горский И. И., Леоненок Н. И. 1958. Некоторые вопросы геологии и угленосности области Тургайского пролива.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 8.
Гофман Э. К. 1844. О золотых промыслах Восточной Сибири.— Горн. ж., ч. 4, кн. 11—12.
Григорьев К. Н. 1964а. Итат-Боготольский угленосный район. Боготольское, Ачинское, Боровское, Соболевское, Тисульское, Ампалыкское и Северо-Судженское месторождения. В кн. «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР», т. 8. М., изд-во «Недра».
Григорьев К. Н. 1964б. Рыбинский угленосный район. В кн. «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР», т. 8. М., изд-во «Недра».
Григорьев К. Н. 1964в. Стратиграфия и литология угленосных отложений Канско-Ачинского угольного бассейна. В кн. «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР», т. 8. М., изд-во «Недра».
Григорьев К. Н., Рябоконь Н. Ф. 1964. Назаровский угленосный район. В кн. «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР», т. 8. М., изд-во «Недра».
Григорьева-Саханова Н. С. 1960. Стратиграфия угленосных отложений Чулымо-Енисейского бассейна. В кн. «Материалы по геологии Красноярского края». М., Госгеолтехиздат.
Гутова Л. Н. 1963. К стратиграфии юрских отложений Иркутского угленосного бассейна.— Труды Ин-та земной коры СО АН СССР, вып. 15.
Гутова Л. Н., Деев Ю. П., Одинцова М. М., Попова Н. А. К стратиграфии юрских отложений Иркутского угленосного бассейна. В кн. «Стратиграфия мезозоя и кайнозоя Средней Сибири». Новосибирск, изд-во «Наука».
Давыдова Т. Н., Гольдштейн Ц. Л. 1947. Выделение генетических типов отложений как основа литогенетических исследований угленосных толщ.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 90, угольная серия (№ 2).
Давыдова Т. Н., Гольдштейн Ц. Л. 1949. Литологические исследования в Буреинском бассейне. М., Госгеолиздат.
Данилович В. Н. 1941. Тектоника юго-восточной окраины прибайкальской юры.— Труды Вост.-Сиб. геол. упр., вып. 29.
Деев Ю. П. 1934. Кимильтей-Куитунский район.— Труды Вост.-Сиб. геол. развед. треста, вып. 9.
Деев Ю. П. 1935. Итоги и перспективы поисков и разведок сырья для жидкого топлива в Восточной Сибири. В кн. «Восточно-Сибирские угли». Материалы I Краеведческой научно-технической и экономической конференции. Иркутск.
Деев Ю. П. 1940а. Восточная Сибирь. В кн. «Угли местного значения». М., Гостоптехиздат.
Деев Ю. П. 1940б. О коксе для металлургических заводов в Восточной Сибири.— Мат-лы геол. и полезн. ископ. Вост. Сиб., вып. 18.

Деев Ю. П. 1957. Стратиграфический разрез юрских отложений Иркутского угленосного бассейна. В кн. «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири, 1956 г.» М., Гостоптехиздат.
Деев Ю. П. 1962. Юрские отложения южной окраины Иркутского амфитеатра. В кн. «Геология СССР, т. 17. Иркутская область, ч. I. Геологическое описание». М., Госгеолтехиздат.
Деев Ю. П., Румянцева О. Г. 1953а. Бурые угли Иркутского бассейна.— Изв. Физ.-хим. науч.-исслед. ин-та Иркутск. ун-та, **3**, вып. 1—2.
Деев Ю. П., Румянцева О. Г. 1953б. Угли юго-восточной части Иркутского угленосного бассейна.— Изв. Физ.-хим. научн.-исслед. ин-та Иркутск. ун-та, **1**, вып. 1—2.
Дейхман О. А. 1842. О месторождении каменного угля близ Иркутска.— Горн. ж., ч. 2, кн. 6.
Дибров В. Е., Миронов И. К., Холь Ф. И., Андрианов В. И. 1960. Геологическое строение и алмазоносность юго-западной части Сибирской платформы. М.— Л., Изд-во АН СССР.
Додин А. Л., 1958. Стратиграфия докембрия Алтае-Саянской области. В кн. «Геологическое строение СССР, т. 1. Стратиграфия». М., Госгеолтехиздат.
Домбровский В. В. 1934. Геологическое строение, литологический состав и полезные ископаемые окрестностей Иркутска.— Труды Вост.-Сиб. геол.-гидро-геодез. треста, вып. 8.
Домбровский В. В., Яржемский Я. Я. 1934. К литологии Иркутской юры.— Труды Вост.-Сиб. геол.-гидро-геодез. треста, вып. 8.
Дренов Н. В. 1963. Тектоническое строение западной части Сибирской платформы. В кн. «Тектоника Сибири», т. 2. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР.
Дроздова И. Н. 1966. Папоротники типа *Psaronius* в исходном материале мезозойских углей.— Литол. и полезн. ископ., № 2.
Думитрашко Н. В. 1936. Геоморфологический очерк бассейнов верхнего течения рек Лены и Киренги.— Труды Ин-та физ. геогр. АН СССР, вып. 23.
Думитрашко Н. В. 1948. Основные вопросы геоморфологии и палеогеографии Байкальской горной области.— Труды Ин-та геогр. АН СССР, вып. 42. Мат-лы по геоморфол. и палеогеогр., вып. 1.
Думитрашко Н. В. 1952. Геоморфология и палеогеография Байкальской горной области.— Труды Ин-та геогр. АН СССР, **55**.
Думитрашко Н. В. 1955. Геоморфологический очерк долины верхней Лены.— Труды Ин-та геогр. АН СССР, **65**.
Евсеев М. Ф. 1940. Урюпо-Кийский буроугольный район Чулымо-Енисейского бассейна. В кн. «Местные топливные запасы Сибири». Новосибирск, изд. Зап.-Сиб. геол. упр.
Еганов Э. А. 1962. Осадочные формации и серии девона Назаровской, Рыбинской и Присаянской впадин.— Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и мин. сырья, вып. 16.
Егоров К. Д. 1932. Данные разведки 1930 г. сапропелевых углей Приангарского района.— Мат-лы по геол. полезн. ископ. Вост. Сиб., № 5.
Еленевский Р. А. 1936. Вопросы изучения и освоения пойм. М., Изд. ВАСХНИЛ.
Елисеев В. И. 1961. Кайнозойские аллювиальные отложения северо-восточной окраины Чуйской впадины.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 56.
Елисеев В. И. 1963. О строении и фациальном расчленении пролювия (на примере Ферганской впадины).— Докл. АН СССР, **152**, № 6.
Елисеев В. И. 1964. О пролювии Алакульской впадины.— Литол. и полезн. ископ., № 2.
Елисеев В. И. 1965. Пролювий предгорий аридной зоны. В кн. «Генезис и литология континентальных антропогеновых отложений». (Материалы к VII конгрессу INQUA, 1965 г.). М., изд-во «Наука».
Ермолаев Д. И. 1958. К вопросу о возрасте угленосных отложений Иркутского угольного бассейна.— Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сиб., вып. 3.
Ермолаев Д. И., Тесленко Ю. В. 1964. Палеоботанические материалы к стратиграфии юрских отложений Иркутского угленосного бассейна.— Докл. АН СССР, 1955, № 3.
Жарков М. А. 1963. История тектонического развития юго-западной части Сибирской платформы и Рыбинской впадины. В кн. «Тектоника Сибири», т. 2. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР.
Жарков М. А., Замараев С. М. 1964. История тектонического развития юга Сибирской платформы. В кн. «Вопросы сравнительной тектоники древних платформ». (Материалы Совещания по проблемам тектоники в Москве). М., изд-во «Наука».
Жемчужников Ю. А. 1924а. Запасы углей по Артемовской площади Черемховского района.— Изв. Геол. ком., **43**, № 4.
Жемчужников Ю. А. 1924б. К вопросу о так называемых третичных отложениях в Иркутской губернии.— Изв. Геол. ком., **43**, № 10.
Жемчужников Ю. А. 1924в. Систематическая съемка и выяснение границ Иркутского района.— Изв. Геол. ком., **43**, № 2.
Жемчужников Ю. А. 1925. О новой находке богхедов в Иркутской губ.— Вестн. Геол. ком., **1**, № 3.

Жемчужников Ю. А. 1926а. Богхедовые районы Иркутской губернии и их значение для создания химической промышленности в крае.— Поверхность и недра, **4**, № 1.
Жемчужников Ю. А. 1926б. О месторождениях богхеда Приангарского района в Иркутском бассейне.— Изв. Геол. ком., **43**, № 8.
Жемчужников Ю. А. 1926в. Разрез юрских угленосных отложений по р. Ангаре (предварительный отчет о работах 1924 г.).— Изв. Геол. ком., **44**, № 6.
Жемчужников Ю. А. 1926 г. Тип косой слоистости как критерий генезиса осадков. Зап. Ленингр. горн. ин-та, **7**.
Жемчужников Ю. А. 1927а. Геологические исследования в правобережной приангарской части Иркутского угленосного бассейна.— Изв. Геол. ком., **44**, № 2.
Жемчужников Ю. А. 1927б. К характеристике так называемой «Чертовой кожи»— битуминозного сланца из черемховских копей.— Вестн. Геол. ком., **2**, № 10.
Жемчужников Ю. А. 1927в. Результаты новых разведок в Хахарейском богхедовом районе Тулунского округа.— Вестн. Геол. ком., **2**, № 10.
Жемчужников Ю. А. 1931. Иркутские сапропелиты.— Хим. тверд. топлива, **2**, вып. 9, 10.
Жемчужников Ю. А. 1933. Результаты последних химических анализов углей Черемховского месторождения.— Хим. тверд. топлива, **4**, вып. 5.
Жемчужников Ю. А. 1934а. Введение в петрографию углей. Л., ОНТИ.
Жемчужников Ю. А. 1934б. Иркутский бассейн. В кн. «Атлас энергетических ресурсов СССР», т. 2, вып. 13. Восточно-Сибирский край. М.— Л., Изд-во АН СССР.
Жемчужников Ю. А. 1934в. Ископаемые угли. В кн. «Атлас энергетических ресурсов СССР», т. 2, вып. 13. Восточно-Сибирский край. М.— Л., Изд-во АН СССР.
Жемчужников Ю. А. 1934г. К вопросу о блеске и матовости ископаемых углей.— Хим. тверд. топлива, **5**, вып. 1.
Жемчужников Ю. А. 1934д. Канский буроугольный бассейн. В кн. «Атлас энергетических ресурсов СССР», т. 2, вып. 13. Восточно-Сибирский край. М.— Л., Изд-во АН СССР.
Жемчужников Ю. А. 1934е. Материалы к познанию природы гагата.— Хим. тверд. топлива, **5**, вып. 5.
Жемчужников Ю. А. 1934ж. Петрографическая характеристика иркутских сапропелевых углей.— Хим. тверд. топлива, **5**, вып. 2.
Жемчужников Ю. А. 1935а. К вопросу о классификации бурых углей.— Хим. тверд. топлива, **6**, вып. 10.
Жемчужников Ю. А. 1935б. Общая геология каустобиолитов. Л.— М., ОНТИ.
Жемчужников Ю. А. 1940. Вводная статья к сб. «Косая слоистость и ее геологическая интерпретация».— Труды Всес. науч.-исслед. ин-та мин. сырья, вып. 163.
Жемчужников Ю. А. 1947. Циклическое строение угленосных толщ, периодичность осадконакопления и методы их изучения.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 90, угольная серия (№ 2).
Жемчужников Ю. А. 1948а. К вопросу о современном состоянии актуалистического метода в литологии. В кн. «Литологический сборник», вып. 1. М.— Л., Гостоптехиздат.
Жемчужников Ю. А. 1948б. Общая геология ископаемых углей. Изд. 2-е. М., Углетехиздат.
Жемчужников Ю. А. 1948в. Раннеюрский тип угленакопления.— Зап. Ленингр. горн. ин-та, **22**.
Жемчужников Ю. А. 1948г. Что такое фация. В кн. «Литологический сборник», вып. 1. М.— Л., Гостоптехиздат.
Жемчужников Ю. А. 1951. Угленосная толща и методика ее изучения.— Зап. Ленингр. горн. ин-та, **25**, вып. 2.
Жемчужников Ю. А. 1955а. Краевые (передовые) прогибы и угленосность.— Зап. Ленингр. горн. ин-та, **30**, вып. 2.
Жемчужников Ю. А. 1955б. Развитие угленакопления в геологической истории.— Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
Жемчужников Ю. А. 1955в. Угленосные толщи как формации.— Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
Жемчужников Ю. А., Брунс Е. П. 1940. Слоистость в породах ерунаковской подсвиты кольчугинской свиты Кузнецкого бассейна.— Труды Всес. науч.-исслед. ин-та мин. сырья, вып. 163.
Жемчужников Ю. А., Гинзбург А. И. 1935. Петрографическая характеристика углей Черемховского месторождения.— Хим. тверд. топлива, **6**, вып. 5.
Жемчужников Ю. А., Гинзбург А. И. 1960. Основы петрологии углей. М., Изд-во АН СССР.
Жемчужников Ю. А., Грачева О. Ф. 1936. Петрографическое и химическое изучение зоринских сапропелитов в Иркутском бассейне.— Хим. тверд. топлива, **7**, вып. 3.
Жемчужников Ю. А., Серд А. И. 1947. Геолого-углепромышленная карта Черемховского месторождения. В кн. «Материалы конференции по изучению производительных сил Иркутской области». Иркутск.
Жемчужников Ю. А., Яблоков В. С., Боголюбова Л. И., Ботвинкина Л. Н., Феофилова А. П., Ритенберг М. И., Тимофеев П. П.,

Тимофеева З. В. 1959—1960. Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна, т. 1—2.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 15.
Жерве Ф. Ю. 1902. Богхед из нового месторождения.— Горн. ж., 2, № 6.
Жуков Л. Н. 1937. Новые данные о Соболевском месторождении полусапропелитовых и бурых углей.— Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста, № 3.
Жуков Л. Н., Высоцкий В. И. 1933. Геолого-экономический обзор работ 1932 г. в Чулымо-Енисейском бассейне.— Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста, № 1.
Жуков Л. Н., Высоцкий В. И. 1935. Чулымо-Енисейский бассейн.— Полезн. ископ. Зап. Сиб., 3.
Жуков Л. Н., Калманкин П. П., Яцук В. И. 1939. Материалы к геологии Чулымо-Енисейского угленосного бассейна.— Мат-лы по геол. Красноярск. края, вып. 5.
Задкова И. И. 1965. Геохимическая корреляция разрезов канско-ачинской юры.— Геол. и геофиз., № 3.
Задкова И. И. 1966. Сравнительная характеристика терригенно-минералогических провинций Канского и Иркутского бассейнов.— Геол. и геофиз., № 2.
Зайцев А. М. 1893. О месторождениях бурого угля в Мариинском округе Томской губернии.— Вестн. золотопром., № 22—24.
Зайцев А. М. 1894. Геологические исследования 1893 г. в бассейнах рек Яи и Кии по р. Чулым (предварительный отчет).— Горн. ж., 3, № 8.
Зайцев А. М. 1895. К вопросу о месторождениях полезных ископаемых в районе Сибирской ж. д.— Вестн. золотопром., № 20—23.
Зайцев Н. С. 1863. Особенности развития каледонид Сибири в среднем и верхнем палеозое.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 92.
Зайцев Н. С. 1964. Особенности тектонического строения Саяно-Алтайской складчатой области. В кн. «Складчатые области Евразии». (Материалы Совещания по проблемам тектоники в Москве). М., изд-во «Наука».
Зайцев Н. С., Покровская Н. В. 1950. О строении смежных частей Западного Саяна и Тувы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
Залесский М. Д. 1928. Изучение микроскопического строения касьяновского сапропелевого угля Черемховского бассейна.— Мат-лы по общ. и прикл. геол., вып. 92.
Запасы углей и горючих сланцев СССР. Краткая сводка результатов подсчета 1956 г. М., Госгеолтехиздат, 1958.
Звонарев И. Н. 1962. К вопросу о корреляции разрезов угленосных отложений мезокайнозоя Западной Сибири. В кн. «Материалы Сибирской тематической комиссии по истории угленакопления», вып. 2. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР.
Звонарев И. Н., Молчанов И. И. 1938. Балахтинский угленосный район. В кн. «Полезные ископаемые Красноярского края». Новосибирск, изд. Зап.-Сиб. геол. упр.
Златковский В. К. 1885. Краткий отчет о геологических экскурсиях, совершенных на средства Восточно-Сибирского отделения Русского географического общества в 1883 и 1884 гг. по Канскому и Красноярскому округам Енисейской губернии.— Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, **16**, № 1—3.
Злобин М. А. 1835. Об открытии каменного угля и железных руд близ Иркутска.— Горн. ж., ч. 3, кн. 9.
Золотарев А. Г. 1959. Некоторые вопросы геоморфологии и палеогеографии Центральной части Средне-Сибирской плоской возвышенности.— Труды Иркутск. ун-та, серия геогр., **24**, вып. 1.
Золотарев А. Г. 1962. Геоморфология; В кн. «Геология СССР, т. 17. Иркутская область, ч. 1. Геологическое описание». М., Госгеолтехиздат.
Зубаков В. А. 1958. Стратиграфия четвертичных отложений ледниковой зоны Приенисейской Сибири.— Докл. АН СССР, **119**, № 4.
Зубаков В. А. 1961. Приенисейская часть Западно-Сибирской низменности. В кн. «Геология СССР, т. 15. Красноярский край, ч. 1. Геологическое описание». М., Госгеолтехиздат.
Иванов Б. А. 1950а. Геологические исследования южной окраины Тунгусского бассейна.— Труды Вост.-Сиб. геол. упр., вып. 32.
Иванов Б. А. 1950б. Структура и условия накопления осадков юго-восточной части Иркутского угленосного бассейна.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
Иванов Г. А. 1957. Закономерности строения, образования и изменения угленосных отложений (формаций). Автореф. докт. дисс. Л.
Иванов Н. В. 1963. Фациальный состав верхнемезозойских отложений.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 18.
Ижицкий Н. Л. 1895. Геологические работы в Красноярском и Канском округах Енисейской губернии в 1893 г.— Горн. ж., 2, № 4.
Ижицкий Н. Л. 1896. Геологические исследования вдоль Сибирской железной дороги в 1894 г. (предварительный отчет).— Геол. исслед. и развед. работы по линии Сиб. жел. дор., вып. 3.
Ижицкий Н. Л. 1898. Геологическое исследование в Иркутской губернии в 1895 г. (предварительный отчет).— Геол. исслед. и развед. работы по линии Сиб. жел. дор., вып. 7.

Ижицкий Н. Л. 1899. Месторождения бурого угля в Тулуновской волости Иркутской губернии.— Геол. исслед. и развед. работы по линии Сиб. жел. дор., вып. 12.
Ильюхина А. В. 1960. Литологическая характеристика юрских отложений юго-запада Иркутского амфитеатра. В кн. «Тезисы докладов Совещания по геологическому строению и минеральным ресурсам Сибирской платформы», вып. 4. Иркутск.
Ильюхина А. В. 1961. Литология и фации юрских отложений Присаянского прогиба (северо-западная часть Иркутско-Черемховского бассейна).— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, вып. 3.
Ильюхина А. В. 1963. Некоторые литолого-фациальные особенности юрских отложений Канского бассейна.— Труды Ин-та земной коры СО АН СССР, вып. 15.
Ишина Т. А. 1954. Фации и условия углеобразования нижней половины карагандинской свиты Карагандинского бассейна.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 2.
Ишина Т. А. 1955. Условия накопления осадков нижней половины карагандинской свиты Карагандинского бассейна.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 3.
Ишина Т. А. 1961. Стратиграфия, литология и фации юрских угленосных отложений Южной Якутии.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 11.
Казаринов В. П. 1958. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М., Гостоптехиздат.
Каманин Л. Г. 1936. Материалы по геологии и геоморфологии долины р. Ангары на пространстве между г. Балаганск и устьем р. Оки.— Труды Сов. по изуч. производит. сил АН СССР, серия сиб., вып. 6.
Каманин Л. Г. 1939. К геоморфологии Южного Приангарья. К вопросу о геоморфологическом строении реки Ангары и генезисе ее истока.— Труды Ин-та геогр. АН СССР, вып. 31.
Караваев Н. М., Башкиров А. Н., Каржев В. И. 1932. Исследование углей Зоринско-Быковского месторождения.—Хим. тверд. топлива, 3, вып. 9—10.
Караваев Н. М., Каржев В. И. 1932. Исследование углей Иркутского бассейна. Хим. тверд. топлива, 3, вып. 11—12.
Караваев Н. М., Шмидт А. К. 1932. Проблема перегонки углей в Восточной Сибири.— За индустриализацию Сов. Востока, № 2.
Карасев И. П., Карасев О. И. 1960. Тектоническое строение Иркутского амфитеатра. В кн. «Геологическое строение и нефтегазоносность Иркутского амфитеатра». М., Гостоптехиздат.
Карта нижнемезозойского (T — J_2) угленакопления на территории СССР. М-б 1 : 5 000 000. Главн. ред. И. И. Горский. М., 1959.
Карта мезозойской и кайнозойской тектоники Сибири и Дальнего Востока. М-б 1 : 5 000 000. Краткая объяснительная записка. Сост. К. В. Боголепов. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1962.
Кац Я. Г., Красильников Б. Н. 1962. О соотношении мезозойских и палеозойских структур в северной части Минусинского межгорного прогиба и прилежащей части Западно-Сибирской плиты. В кн. «Тектоника Сибири», том 1. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР.
Кашик С. А. 1962. Новые данные о юрских конгломератах юго-восточной части Иркутского угленосного бассейна.— Геол. и геофиз., № 12.
Кашик С. А., Бронников В. А. 1962. О генезисе Тулунского месторождения кварцевых песков.— Докл. АН СССР, 142, № 2.
Кеппен А. П. 1877. Азия, проектированные в ней железные дороги и ее каменноугольные богатства. СПб.
Кириков А. П. 1922. Жилкинское месторождение юрского угля.— Труды Центр. упр. пром. развед., вып. 2.
Кириченко Г. И. 1956. О тектонической структуре Енисейского кряжа и положении ее в общей структуре региона.— Информ. сб. Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, № 4.
Кириченко Г. И. 1963. Тектоника Енисейского кряжа. В кн. «Тектоника Сибири», т. 2. Новосибирск, Изд-во АН СССР.
Китайник А. Ф. 1958. Новые данные по минералогии среднеюрских отложений в районе Тулуна.— Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сиб., вып. 3.
Клеменц Д. А. 1889. Предварительные сведения об экскурсии в Ачинский и Канский округа.— Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, 20, № 1.
Козлов Н. В. 1940. Тисульское месторождение. В кн. «Местное топливо Западной Сибири». Новосибирск, изд. Зап.-Сиб. геол. упр.
Колгина Л. П., Орьев Л. Г., Рабиханукаева Е. С., Черников О. А. 1961. Литология и закономерности размещения пород-коллекторов в отложениях юры и нижнего мела Западно-Сибирской низменности. М., Изд-во АН СССР.
Колосницына Г. Р. 1964. Новые остатки насекомых из юры Иркутского бассейна.— Труды Лимнол. ин-та СО АН СССР, 4 (24).
Колосницина Г. Р., Мартынова О. М., 1961. Новый юрский род *Ijapsyche* (*Mecoptera, Paratrichoptera*) из Восточной Сибири.— Палеонтол. ж., № 4.
Копорулин В. И. 1961. О происхождении цеолитового цемента в песчано-гравийных породах угленосной толщи юго-восточной части Иркутского бассейна.— Докл. АН СССР, 137, № 1.

Копорулин В. И. 1962. Типы вторичных изменений песчано-гравийных пород угленосной толщи Иркутского бассейна и их возможная связь с подземными водами.— Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
Копорулин В. И. 1964. Вещественный состав, фации и условия формирования угленосной толщи центральной части Иркутского бассейна. Автореф. канд. дисс., М.
Копорулин В. И. 1966. Вещественный состав, фации и условия формирования угленосной толщи центральной части Иркутского бассейна.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 1960.
Копорулин В. И., Тимофеев П. П. 1962. Главнейшие терригенно-минеральные ассоциации пород угленосной толщи Иркутского бассейна.— Докл. АН СССР, **146**, № 2.
Коровин М. К. 1921. Черемховский каменноугольный район (предварительный отчет о работах 1919—1920 гг.).— Изв. Сиб. отд. Геол. ком., **2**, вып. 4.
Коровин М. К. 1923а. Иркутский угленосный бассейн (промышленно-геологический очерк).— Вестн. Сиб. инж., **4**, № 5—6.
Коровин М. К. 1923б. Об открытых работах в Черемховском каменноугольном районе.— Вестн. Сиб. инж., **5**, № 2.
Коровин М. К. 1924а. К вопросу о стратиграфических отношениях Иркутских угленосных формаций.— Изв. Сиб. отд. Геол. ком., **3**, вып. 3.
Коровин М. К. 1924б. О возрасте основания под угленосными формациями Иркутского бассейна.— Изв. Сиб. отд. Геол. ком., **3**, вып. 5.
Коровин М. К. 1924в. Обследование полосы угленосных отложений вдоль линии Сибирской ж. д. в районах Залари — Тыреть — Зима и по р. Белой.— Изв. Геол. ком., **43**, № 2.
Коровин М. К. 1925а. Геологические исследования в Иркутском угленосном бассейне.— Изв. Геол. ком., **43**, № 6.
Коровин М. К. 1925б. Геологические исследования центральной части Иркутского бассейна.— Изв. Сиб. отд. Геол. ком., **4**, вып. 6.
Коровин М. К. 1927. Очерк геологического строения и полезных ископаемых Томского округа.— Труды Об-ва изуч. Томск. края, вып. 1.
Коровин М. К. 1929. Иркутский бассейн как государственный угольный резерв СССР.— Горн. ж., № 4.
Коровин М. К. 1931. Чулымо-Енисейский угленосный бассейн.— Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр., № 3.
Коровин М. К. 1932а. Канский угленосный бассейн.— Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сиб., № 7.
Коровин М. К. 1932б. Угольные месторождения восточной части Западной Сибири и всей Восточной. В кн. «Геологоразведочные работы во 2-м пятилетии» (Материалы конференции, вып. 2). М., изд-во «Экономическая жизнь».
Коровин М. К. 1933а. Ачинский сапропелитовый район по новым данным 1933 г.— Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста, № 5.
Коровин М. К. 1933б. Иркутский угленосный бассейн. В кн. «Угленосные районы Сибири».
Коровин М. К. 1933в. Чулымо-Енисейский буроугольный бассейн. В кн. «Угленосные районы Сибири».
Коровин М. К. 1933г. Чулымо-Енисейский угленосный бассейн. В кн. «Краткий очерк месторождений углей и горючих сланцев СССР». М.—Л., Геолразведиздат.
Коровин М. К. 1934а. Чулымо-Енисейский бассейн. В кн. «Атлас энергетических ресурсов СССР», т. 2, вып. 13. М.— Л., Изд-во АН СССР.
Коровин М. К. 1934б. Чулымо-Енисейский буроугольный бассейн (западносибирская часть). В кн. «Атлас энергетических ресурсов СССР», т. 2, вып. 12. М.— Л., Изд-во АН СССР.
Коровин М. К. 1937. О некоторых закономерностях в геологии угленосных районов Средней и Восточной Сибири. — Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста, № 5.
Коровин М. К. 1938а. Канский угленосный бассейн. В кн. «Полезные ископаемые Красноярского края». Новосибирск, изд. Зап.-Сиб. геол. упр.
Коровин М. К. 1938б. Чулымо-Енисейский угольный бассейн. В кн. «Полезные ископаемые Красноярского края». Новосибирск, изд. Зап.-Сиб. геол. упр.
Коровин М. К. 1940. О структурах угленосных районов. В кн. «Труды Научной конференции по изучению производительных сил Сибири», т. 2. Томск, изд-во «Красное знамя».
Коровин М. К., Аксарин А. В. 1933. Об угленосном пермо-карбоне в Чулымо-Енисейском бассейне.— Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста, № 2—3.
Коссовская А. Г. 1962. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 63.
Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Муравьев В. И. 1960. Мезозойские и верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья и Вилюйской впадины.—Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 34.
Котельников Л. Г. 1929. Геологические исследования в районе между рр. Ока и Ия. В кн. «Отчет Геологического комитета за 1926—27 гг.». Л., изд. Геол. ком.

Коцеруба Л. А. 1961. Литолого-фациальная характеристика современных аллювиальных отложений р. Оби в связи с инженерно-геологической оценкой территории ее поймы. Автореф. канд. дисс. М.
Краснопольский А. А. 1913. Судженский угленосный бассейн. В кн. «Очерк месторождений ископаемых углей России». СПб.
Крашенинников Г. Ф. 1940. Косая слоистость и некоторые другие наблюдения текстур в угленосной толще Челябинского бассейна.— Труды Всес. науч.-исслед. ин-та мин. сырья, вып. 163.
Крашенинников Г. Ф. 1957. Условия накопления угленосных формаций СССР. М., Изд-во Моск. ун-та.
Кривошапкин М. Ф. 1862—1863. Енисейский округ и его жизнь.—Зап. Русск. геогр. об-ва, 1862, кн. 4; 1863, кн. 1.
Криштофович А. Н. 1946. Эволюция растительного покрова в геологическом прошлом и ее основные факторы. В кн. «Материалы по истории флоры и растительности СССР», вып. 2. М.— Л., Изд-во АН СССР.
Кропоткин П. А. 1875а. Общий очерк орографии Восточной Сибири.— Зап. Русск. геогр. об-ва по общ. геогр., 5.
Кропоткин П. А. 1875б. Орографический очерк Минусинского и Красноярского округов Енисейской губернии.— Зап. Русск. геогр. об-ва по общ. геогр., 5.
Кузнецов Ю. А. 1932. Геология района г. Красноярска.— Изв. Зап.-Сиб. геол.-развед. треста, 12, вып. 2.
Кузнецов Ю. А. 1938а. Геологический очерк Красноярского края. В кн. «Полезные ископаемые Красноярского края». Новосибирск, изд. Зап.-Сиб. геол. упр.
Кузнецов Ю. А. 1938б. Материалы к геологии южной части Енисейского кряжа.— Вестн. Зап.- Сиб. геол. треста, вып. 1.
Кумпан С. В. 1936. Угли Ачинского, Соболевского и некоторых других месторождений Чулымо-Енисейского бассейна.— Геол. угольных м-ний СССР, вып. 8.
Кумпан С. В., Оттен Ф. Ф. 1937. Чулымо-Енисейский буроугольный бассейн. В кн. «Запасы углей СССР». Л.— М., ОНТИ.
Курбатова-Беликова Н. М. 1954. Итоги изучения микробиологической деятельности в естественных торфяных залежах.— Труды Ин-та торфа АН БССР, 3.
Курындин К. С. 1932. Об ачинских сапропелитах.— Хим. тверд. топлива, 3, вып. 5—6.
Кушев С. Л. 1934. Геоморфология долины нижнего течения Нижней Тунгуски.— Труды Геогр. ин-та АН СССР, серия геоморфол., вып. 2.
Лаврушин Ю. А. 1961а. Основные особенности аллювия равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений. В кн. «Вопросы геологии антропогена». М., Изд-во АН СССР.
Лаврушин Ю. А. 1961б. Типы четвертичного аллювия нижнего Енисея.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 47.
Лаврушин Ю. А. 1963. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 87.
Лазаренко А. А. 1964. Литология аллювия равнинных рек гумидной зоны (на примере Днепра, Десны, Оки).— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 120.
Ламакин В. В. 1950. О динамической классификации речных отложений.— Землеведение, 3/43, вып. 3.
Ламакин В. В. 1957. О развитии Байкала в четвертичном периоде.— Труды Комисс. по изуч. четвертич. периода, вып. 13.
Ламакин В. В. 1963. Обручевский сброс на Байкале и Байкало-Селенгинский сдвиг. В кн. «Идеи академика В. А. Обручева о геологическом строении Северной и Центральной Азии и их дальнейшее развитие». М.— Л., Изд-во АН СССР.
Лебедев И. В. 1938. «О нижнемеловых» отложениях Чулымо-Енисейского бассейна.— Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста, № 1.
Лебедев И. В. 1956. Тектоника восточной и юго-восточной окраин Западно-Сибирской низменности.— Труды Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 19.
Лебедев И. В. 1959. Материалы для параллелизации юрских отложений Сибири.— Изв. Томск. политехн. ин-та, 65, вып. 2.
Лебедев И. В. 1961. Общая сводка. В кн. «Геология СССР, т. 15. Красноярский край, ч. 1. Геологическое описание». М., Госгеолтехиздат.
Лебедев И. В. 1962. Новые растения из юрских отложений Кузнецкого бассейна.— Мат-лы по геол. Зап.-Сиб., вып. 163.
Лебедева А. Г. 1940. Некоторые юрские растения из Балахтинского угленосного района. В кн. «Труды конференции производительных сил Сибири», т. 2.
Лебедева З. А. 1938. Основные черты геологии Тувы.— Труды Монгольск. комисс. АН СССР, № 26, вып. 2.
Лебедева Н. А. 1963. Континентальные антропогеновые отложения Азово-Кубанского прогиба и соотношение их с морскими толщами.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 84.
Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Гинзберг А. С., Дилакторский Н. Л. 1932. Траппы Тулуно-Удинского и Братского районов в Восточной Сибири.— Труды Сов. по изуч. производит. сил. АН СССР, серия сиб., вып. 1.

Лопатин И. А. 1876. О геологических исследованиях на р. Чулым.— Изв. Русск. геогр. об-ва, **12**.
Лоскутова Е. Н., Травин А. Б., Осташевская И. С. 1957. Петрографическая и физико-химическая характеристика углей Саяно-Партизанского месторождения.— Труды Хим.-металлург. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 10.
Лукреций. 1945. О природе вещей. Кн. 5. М., Изд-во АН СССР.
Лунев Б. С. 1960. Особенности руслового аллювия р. Камы в районе г. Перми.— Изв. Всес. геогр. об-ва, **92**, вып. 5.
Лурье М. Л., Масайтис В. Л., Полунина Л. А., Бутакова Е. Л. 1961. Сибирская платформа. В кн. «Геология СССР, т. 15. Красноярский край, ч. 1. Геологическое описание». М., Госгеолтехиздат.
Майер Л. М., Цукерман Л. Е. 1940. Исследование углей Черемховского месторождения с целью наиболее рационального использования их при гидрировании.— Труды Харьковск. науч.-исслед. углехим. ин-та, вып. 19.
Макеровский Д. Ф. 1844. Геогностическое описание частных золотых промыслов Восточной Сибири.— Горн. ж., ч. 2, кн. 4.
Маккавеев Н. И. 1951. Особенности формирования русла в низовьях равнинных рек.— Проблемы физ. геогр., **16**.
Маккавеев Н. И. 1955. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М., Изд-во АН СССР.
Малявкин С. Ф. 1913. Угленосные области Восточной Сибири и Приамурья. В кн. «Очерк месторождений ископаемых углей России». СПб.
Мануйлова М. М. 1960а. Вулканогенные породы р. Б. Мини и их метаморфизм (Северо-Байкальское нагорье).— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 9.
Мануйлова М. М. 1960б. Петрология гранитоидов Кодарского плутона (Олекмо-Витимская горная страна).— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 9.
Маркевич В. П. 1964. Структура Западно-Сибирской низменности и ее нефтегазоносность. В кн. «Геологическое строение и нефтегазоносность Западно-Сибирской низменности». М., изд-во «Наука».
Маркевич В. П. 1966. История геологического развития и нефтегазоносность Западно-Сибирской низменности. М., изд-во «Наука».
Маркович Е. М., Просвирякова З. П., Фадеева И. З. 1962. Палеогеоботаническая зональность и климат нижнего мезозоя. В кн. «Атлас карт угленакопления на территории СССР». Объяснительная записка. М.— Л., Изд-во АН СССР.
Мартинсон Г. Г. 1959. В поисках предков фауны Байкала (научно-популярная серия). М., Изд-во АН СССР.
Мартинсон Г. Г. 1960. К вопросу о возрасте мезозойских континентальных отложений юга Сибирской платформы.— Сов. геол., № 8.
Мартинсон Г. Г. 1961. Мезозойские и кайнозойские моллюски континентальных отложений Сибирской платформы, Забайкалья и Монголии.— Труды Байкальск. лимнол. ст. Вост.-Сиб. фил. СО АН СССР, вып. 19.
Масайтис В. Л. 1955. Новые данные о распределении юрских отложений в пределах Вилюйско-Ангарского мезозойского прогиба.— Мат-лы Всес. науч.-иссл. геол. ин-та, вып. 7, мат-лы по геол. Сиб. платформы, вып. 1.
Маслов В. П. 1933. К вопросу о стратиграфии и геологии юрских отложений Иркутского округа.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., **11**, вып. 2.
Маслов В. П., Лавров М. М. 1933. Материалы к геологии истока р. Ангары.— Труды Всес. геол.-разв. объедин., вып. 298.
Меглицкий Н. Г. 1851. Отчет действий Верхоянской поисковой партии в течение лета 1850 г.— Горн. ж., ч. 2, кн. 5.
Меглицкий Н. Г. 1855. Отчет занятий за лето 1852 г.— Горн. ж., ч. 2, кн. 4.
Международный толковый словарь по петрологии углей. Изд. 2-е. М., изд-во «Наука», 1965.
Методы изучения осадочных пород, т. 1—2. 1957. Отв. ред. Н. М. Страхов. М., Госгеолтехиздат.
Мокринский В. В. 1960. Основные элементы эволюции угленакопления на территории СССР. В кн. «Материалы к истории угленакопления на территории СССР». М.— Л., Изд-во АН СССР.
Мокринский В. В. 1962а. Общие выводы по нижнемезозойскому этапу угленакопления. В кн. «Атлас карт угленакопления на территории СССР». М.—Л., Изд-во АН СССР.
Мокринский В. В. 1962б. Палеотектоника и палеогеография в нижнем мезозое. В кн. «Атлас карт угленакопления на территории СССР». М.— Л., Изд-во АН СССР.
Молчанов И. И. 1940. Итатское месторождение. В кн. «Местное топливо Западной Сибири». Новосибирск, изд. Зап.-Сиб. геол. упр.
Мордвинов А. И. 1932. Строение поймы р. Тихвинки у дер. Фишевицы.— Изв. Всес. геол.-развед. объедин., **51**, вып. 64.
Москвитин А. И. 1958. Четвертичные отложения и история формирования долины р. Волги в ее среднем течении.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 12.
Мудров А. М. 1960. Фации и условия образования угленосных отложений Подгороденненского месторождения Южного Приморья.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 10.
Мусатов Д. И. 1964. Основные этапы тектонического развития восточной части Саяно-Алтайской складчатой области и Енисейского кряжа (Енисейско-Алтае-Саянского

складчатого пояса). В кн. «Складчатые области Евразии». (Материалы Совещания по проблемам тектоники в Москве). М., изд-во «Наука».
Нагорский М. П. 1938. Материалы по геологии восточной окраины Чулымо-Енисейского буроугольного бассейна.— Мат-лы по геол. Красноярск. края, вып. 4.
Нагорский М. П. 1939. Материалы по геологии и полезным ископаемым приенисейской части Западно-Сибирской низменности.— Мат-лы по геол. Красноярск. края, вып. 6.
Наливкин Д. В. 1930. Тектонические циклы западной части Ангарской котловины. В кн. «Труды 3-го Всесоюзного съезда геологов», т. 1. Ташкент.
Наливкин Д. В. 1955—1956. Учение о фациях, т. 1—2. М.— Л., Изд-во АН СССР.
Наследов Б. Н. 1921. Новый богхедовый район Иркутской губ.— Горн. дело, 2, № 4—5.
Наследов Б. Н. 1922. Хахарейский богхедовый район.— Труды Центр. упр. пром. развед., вып. 2.
Неелов А. Н. 1960. Нижнепротерозойские конгломераты среднего течения р. Мамы (Северо-Байкальское нагорье).— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 9.
Никитин С. Н. 1886. Географическое распространение юрских осадков в России.— Горн. ж., 4, № 10.
Николаев Н. И. Генетические типы новейших континентальных отложений.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 21, вып. 4.
Николаев Н. И. 1947. О строении поймы и аллювиальных отложений.— Вопросы теоретич. и прикл. геол., сб. 2.
Обручев В. А. 1890а. Геологические исследования в Иркутской губернии в 1889 году.— Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, 21, № 3,5.
Обручев В. А. 1890б. Геологический очерк, полезные ископаемые и горнозаводская промышленность Иркутской губернии.— Мат-лы по исслед. землепольз. и хозяйствен. быта сельск. населения Иркутской губернии, 2, вып. 1.
Обручев В. А. 1891. Месторождения бурого угля в Иркутской губернии.— Горн. ж., 4, № 12.
Обручев В. А. 1897. Экскурсия в золотоносный район Западного Прибайкалья по рр. Сарме и Иликте.— Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, 28, № 1.
Обручев В. А. 1914. Орографический и геологический очерк юго-западного Забайкалья (Селингинской Даурии). Отчет об исследованиях 1895—1898 гг., ч. 1. — Геол. исслед. и развед. работы по линии Сиб. жел. дор., вып. 22, ч. 1.
Обручев В. А. 1931. История геологического исследования Сибири. Период первый (XVII—XVIII вв.). Л., Изд-во АН СССР.
Обручев В. А. 1932. Геологический очерк Прибайкалья и Ленского района.— Труды Сов. по изуч. производит. сил АН СССР, очерки по геол. Сибири, вып. 1.
Обручев В. А. 1933. История геологического исследования Сибири. Период второй (1801—1850 гг.). Л., Изд-во АН СССР.
Обручев В. А. 1934. История геологического исследования Сибири. Период третий (1851—1888 гг.) Л., Изд-во АН СССР.
Обручев В. А. 1936. Молодость рельефа Сибири. В кн. «Академику В. И Вернадскому к 50-летию научной и педагогической деятельности», т. 2. М., Изд-во АН СССР.
Обручев В. А. 1937. История геологического исследования Сибири. Период четвертый (1889—1917 гг.). М.— Л., Изд-во АН СССР.
Обручев В. А. 1938. Геология Сибири, т. 3. Мезозой и кайнозой. М., Изд-во АН СССР.
Обручев В. А. 1944. История геологического исследования Сибири. Период пятый (1918—1940 гг.), вып. 4. Алтайско-Саянская область. М., Изд-во АН СССР.
Обручев В. А. 1945а. История геологического исследования Сибири. Период пятый (1918—1940 гг.), вып. 5. Сибирская платформа, Таймырский край, Восточный Саян. М., Изд-во АН СССР.
Обручев В. А. 1945б. История геологического исследования Сибири. Период пятый (1918—1940 гг.), вып. 6. Прибайкалье, Байкальское нагорье, Алданская плита. М., Изд-во АН СССР.
Обручев В. А. 1946. Развитие рельефа Восточного Саяна.— Труды Ин-та геогр. АН СССР, вып. 37.
Обручев В. А. 1959. История геологического исследования Сибири. Период пятый (1918—1940 гг.), вып. 9. Обзор литературы, содержащей описание всей Сибири или крупных ее частей, а также сводки по месторождениям полезных ископаемых, флоре и фауне, географии, геоморфологии, геодезии и соприкасающимся наукам. М., Изд-во АН СССР.
Обручев С. В. 1932. Тунгусский бассейн (южная и западная части), т. 1.— Труды Всес. геол.-развед. объедин., вып. 164.
Одинцов М. М. 1938. К геологии месторождений каолинов и огнеупорных глин Усольского района Иркутской области.— Сов. геол., 8, № 11.
Одинцов М. М. 1945. Месторождения каолинов Приангарского района Иркутской области и их промышленные перспективы.— Мат-лы по геол. нерудн. полезн. ископ., вып. 1. Иркутск.

Одинцов М. М. 1953. Некоторые особенности структурного развития Сибирской платформы в мезо-кайнозойское время.— Труды Иркутск. ун-та, 9, серия геол., вып. 1—2.
Одинцов М. М. 1954. Иркутский амфитеатр.— Труды Иркутск. ун-та, 4, серия геол., вып. 2.
Одинцов М. М. 1958. К геологии юго-западной окраины Сибирской платформы.— Труды Иркутск. ун-та, 14, вып. 2.
Одинцов М. М. 1963. Общие вопросы геологии юрских отложений южной и центральной частей Сибирской платформы.— Труды Ин-та земной коры СО АН СССР, вып. 15.
Одинцов М. М., Одинцова М. М., Башкиров Л. В. 1961. К геологии юрских отложений северо-запада Иркутского амфитеатра. В кн. «Материалы по геологии мезокайнозойских отложений Восточной Сибири». Иркутск.
Одинцов М. М., Скабичевский П. П. 1937. Структуры юго-запада Сибирской платформы и юга Енисейского кряжа.— Проблемы сов. геол., № 7.
Одинцов М. М., Твердохлебов В. А. 1962. Строение осадочного чехла внутреннего поля амфитеатра.— Труды Вост.-Сиб. ин-та СО АН СССР, вып. 4.
Одинцова М. М. 1962. Стратиграфия континентальных нижнеюрских отложений и проблемы алмазоносности раннемезозойских осадков центральной части Сибирской платформы.— Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Якутской АССР, вып. 9.
Одинцова М. М. 1963. Материалы к корреляции разрезов юрских отложений центральной и северо-восточной частей Сибирской платформы.— Труды Ин-та земной коры СО АН СССР, вып. 15.
Одинцова М. М. 1965. Спорные вопросы геологии юрских отложений юга Восточной Сибири.— Геол. и геофиз., № 8.
Одинцова М. М., Смирнова О. К. 1960. Вопросы стратиграфии и палеогеографии лейаса Вилюйской синеклизы и распределение в его осадках алмазоносных россыпей. В кн. «Тезисы докладов Совещания по геологическому строению и минеральным ресурсам Сибирской платформы», вып. 3, Иркутск.
Оттен Ф. Ф. 1933. О коксуемости углей Иркутского бассейна.— Геофронт Вост. Сиб., сб. 1.
Оттен Ф. Ф. 1934а. Головинско-Заларинский район центральной части Иркутского бассейна.— Труды Вост.-Сиб. геол.-развед. треста, вып. 9.
Оттен Ф. Ф. 1934б. Северо-западная часть Иркутского бассейна.— Труды Вост.-Сиб. геол.-развед. треста, вып. 9.
Оттен Ф. Ф. 1937а. Иркутский бассейн. В кн. «Запасы углей СССР». М.— Л., ОНТИ.
Оттен Ф. Ф. 1937б. Канский угленосный бассейн. В кн. «Запасы углей СССР». М.—Л., ОНТИ.
Оттен Ф. Ф., Деев Ю. П. 1937. Иркутский угленосный бассейн. В кн. «Минеральные ресурсы Восточной Сибири», т. 1. Минеральное топливо. Иркутск, изд. Вост.-Сиб. геол. развед. треста.
Оффман П. Е. 1956. О строении центральной части Сибирской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 11.
Оффман П. Е. 1959. Тектоника и вулканические трубки центральной части Сибирской платформы. В кн. «Тектоника СССР», т. 4. М., Изд-во АН СССР.
Павлов С. Ф. 1963. Новые данные о юрских отложениях на юге Тунгусского бассейна.— Труды Ин-та земной коры СО АН СССР, вып. 15.
Павловский Е. В. 1930а. К геоморфологии долин верхнего течения р. Лены и нижнего течения р. Витима.— Геол. вестник, 7, вып. 1—3.
Павловский Е. В. 1930б. О послетретичной истории Северо-Байкальского нагорья и прилегающих частей Приленской плоской возвышенности.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 8, вып. 3—4.
Павловский Е. В. 1938. Древние долины юга Восточной Сибири и Приамурья и их возможная золотоносность.— Труды треста Золоторазведка и ин-та Нигризолото, вып. 8.
Павловский Е. В. 1941. Проблема происхождения впадины оз. Байкал.— Природа, № 3.
Павловский Е. В. 1948а. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 99, серия геол. (№ 31).
Павловский Е. В. 1948б. Сравнительная тектоника мезо-кайнозойских структур Восточной Сибири и Великого рифта Африки и Аравии.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
Павловский Е. В. 1956. Тектоника Саяно-Байкальского нагорья.— Изв. АН СССР, серия геол., № 10.
Павловский Е. В. 1964. Происхождение и развитие древних платформ. В кн. «Вопросы сравнительной тектоники древних платформ». (Материалы совещания по проблемам тектоники в Москве). М., изд-во «Наука».
Павловский Е. В., Фролова Н. В. 1941. Древние долины Лено-Ангаро-Байкальского водораздела.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 19, вып. 1—2.
Павловский Е. В., Цветков А. И. 1938. Западное Прибайкалье. Геолого-петрографический очерк Бугульдейско-Амгинского района.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 8.

Пекарец П. А. 1961. Геолого-структурные особенности и полезные ископаемые южной части Тунгусского бассейна.— Мат-лы по геол. Иркутск. обл., вып. 1.
Пекарец П. А., Ткалич С. М. 1964. Стратиграфия и литология угленосных отложений Иркутского угольного бассейна. В кн. «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, т. 8, ч. 5. Иркутский угольный бассейн». М., изд-во «Недра».
Плюснин И. И. 1936. Аллювий Волго-Ахтубинской поймы и дельты р. Волги как генетический тип геологических отложений.— Труды Науч.-исслед. ин-та геол. Саратовск. ун-та, 1, вып. 1.
Пономарев В. В., Позднякова Г. Г. 1964. Итатское и Барандатское месторождения. В кн. «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, т. 8. Канско-Ачинский, Тунгусский, Иркутский и другие бассейны Красноярского края, Иркутской области и Тувинской АССР». М., изд-во «Недра».
Пояркова З. Н. 1961. Чулымская опорная скважина (Томская область).— Труды Всес. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 183.
Пригоровский М. М. 1939. Угленосные провинции и бассейны СССР. (Труды XVII сессии Междунар. геол. конгр. т. 1). М., ОНТИ.
Пригоровский М. М. 1948. Геологические исследования и палеогеографический анализ при разведках угленосных районов СССР. М., Углетехиздат.
Принада В. Д. 1944. О мезозойской флоре Сибири.— Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сиб., вып. 19.
Принада В. Д. 1962. Мезозойская флора Восточной Сибири и Забайкалья. М., Госгеолтехиздат.
Пустовалов Л. В. 1940. Петрография осадочных пород, ч. 1, 2. М.— Л., Гостоптехиздат.
Равский Э. И. 1959. Геология мезозойских и кайнозойских отложений и алмазоносность юга Тунгусского бассейна.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 22.
Равский Э. И., Александрова Л. П., Вангенгейм Э. А. и др. 1964. Антропогеновые отложения юга Восточной Сибири.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 105.
Равский Э. И., Алексеев М. Н., Чеботарева Н. С. 1957. К стратиграфии верхнетретичных и четвертичных отложений южной и восточной частей Сибирской платформы. В кн. «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. Доклады по стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений, 1956 г.». М.— Л., Госгеолтехиздат.
Рагозин Л. А. 1936. Геологический очерк района трассы Ачинск — Енисейск.— Мат-лы по геол. Зап.-Сиб. края, вып. 30.
Рагозин Л. А. 1937. К стратиграфии и тектонике восточной окраины Западно-Сибирской низменности.— Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста, № 1.
Радугин К. В. 1937а. Геология юго-западной окраины Енисейского кряжа.— Мат-лы по геол. Красноярск. края, вып. 2, № 2.
Радугин К. В. 1937б. У грани между Восточным Саяном и Енисейским кряжем.— Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста, № 4.
Ренгартен Н. В. 1954. Литология, фации и минеральный состав верхней половины Карагандинской свиты.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 2.
Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. М., Госгеолтехиздат, 1959.
Ритенберг М. И. 1958. Фации и некоторые особенности цикличности юрских угленосных отложений Майкюбенского бассейна.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 8.
Ритенберг М. И., Фалдеева З. И. 1961. Нижнемезозойское угленакопление на территории Майкюбенского бассейна.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 12, ч.1.
Ростовцев Н. Н. 1956. К тектонике Чулымо-Енисейского района.— Мат.-лы Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, вып. 8.
Ростовцев Н. Н. 1958. Западно-Сибирская низменность. В кн. «Очерки по геологии СССР», т. 1. М., Госгеолтехиздат.
Румянцева О. Г. 1953а. Петрография углей зоны мощных угленосных отложений Иркутского бассейна.—Изв. Физ.-хим. науч.-исслед. ин-та Иркутск. ун-та, 1,вып.1—2.
Румянцева О. Г. 1953б. Угли Центрально-Присаянского района Иркутского бассейна.—Изв. Физ.-хим. науч.-исслед. ин-та Иркутск. ун-та, 3, вып. 1—2.
Румянцева О. Г. 1958. Вещественный состав углей центральной части Каранцайского месторождения (Иркутский бассейн).— Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, вып. 3 (24).
Румянцева О. Г. 1965. Петрографические особенности высокосернистых углей Иркутского бассейна. В кн. «Геология угленосных формаций и стратиграфия карбона СССР». М., изд-во «Наука».
Рухин Л. Б. 1953. Основы литологии. Учение об осадочных породах. М., Гостоптехиздат.
Рыжков П. М. 1934. Глинский угленосный район Иркутского бассейна.— Труды Вост.-Сиб. геол.-развед. треста, вып. 9.
Рыжков П. М. 1935. Сапропелиты Тыреть-Зиминского района Иркутского угленосного бассейна.— Уч. зап. Пермск. ун-та, 1, № 2—3.

Рябоконь Н. Ф. 1964. Балахтинский угленосный район. В кн. «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, т. 8. Канско-Ачинский, Тунгусский, Иркутский и другие бассейны Красноярского края, Иркутской области и Тувинской АССР». М., изд-во «Недра».

Рябоконь Н. Ф., Коханчик К. Л., Лейбович З. Ф. 1962. Угли Красноярского края. В кн. «Полезные ископаемые Красноярского края» (уголь, железо, нерудное сырье). М., Изд-во АН СССР.

Рязанов В. Д. 1902. Заметка об Иркутском угленосном бассейне.— Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, **33**, № 2.

Сакс В. Н. 1961. Геоморфология. Гл. 8. Введение. В кн. «Геология СССР», т. 15. Красноярский край, ч. 1. Геологическое описание». М., Госгеолтехиздат.

Сакс В. Н., Ронкина З. З. 1957. Юрские и меловые отложения Усть-Енисейской впадины.— Труды Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики, **90**.

Сакс В. Н., Ронкина З. З., Шульгина Н. И. и др. 1963. Стратиграфия юрской и меловой систем севера СССР. М.— Л., Изд-во АН СССР.

Сакс В. Н., Тесленко Ю. В. 1967. Основные проблемы стратиграфии юрской и меловой систем в Средней Сибири. В кн. «Стратиграфия мезозоя и кайнозоя Средней Сибири». Новосибирск, изд-во «Наука».

Салоп Л. И. 1958. Стратиграфия докембрия Байкальской горной области. В кн.: «Геологическое строение СССР, т. 1. Стратиграфия». М., Госгеолтехиздат.

Санжара И. А. 1964. Абанский угленосный район. В кн. «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, т. 8. Канско-Ачинский, Тунгусский, Иркутский и другие бассейны Красноярского края, Иркутской области и Тувинской АССР». М., изд-во «Недра».

Саркисян С. Г. 1958. Мезозойские и третичные отложения Прибайкалья, Забайкалья и Дальнего Востока. М., Изд-во АН СССР.

Саркисян С. Г., Корж М. В., Комардинкина Г. Н., Филина С. И., Зонн М. С., Ефремова А. Г. 1967. Западная Сибирь в юрском периоде. М., изд-во «Наука».

Саханова Н. С. 1957. Спорово-пыльцевые комплексы угленосных отложений Канского бассейна. В кн. «Труды Междуведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири, 1956 г.». М.— Л., Гостоптехиздат.

Семериков А. А. 1960. Общие закономерности осадконакопления продуктивной серии и распределения фаций на площади Северного Сучана.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 10.

Семериков А. А. 1961. О некоторых особенностях строения угленосных отложений Канско-Ачинского бассейна. В кн. «Угленосные формации некоторых регионов СССР». М., Изд-во АН СССР.

Семериков А. А. 1962. Канско-Иркутская угленосная провинция. В кн. «Атлас карт угленакопления на территории СССР». М.— Л., Изд-во АН СССР.

Серд А. И. 1956. Геолого-промышленная характеристика угольных месторождений Восточной Сибири. В кн. «Материалы технической конференции в Черемхово». НТО.

Скороговоров И. 1865. Описание Енисейской губернии.— Зап.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, кн. 8, отд. 2.

Слатвинская Е. А. 1954. Фации и условия угленакопления ашлярикской свиты Карагандинского бассейна.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 2.

Слатвинская Е. А. 1961. Фациальный состав угленосных отложений Черногорского месторождения Минусинского бассейна. В кн. «Вопросы геологии угленосных отложений Азиатской части СССР». Л., Изд-во АН СССР.

Слатвинская Е. А. 1962. Условия образования угленосного карбона Центрального Казахстана (аккудукская и ашлярикская свиты).—Труды Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 14.

Смирнов А. Д., Булдаков В. В. 1962. Интрузивные комплексы Восточного Саяна. М., Изд-во АН СССР.

Смирнова О. К. 1962. Вопросы стратиграфии, условий накопления и алмазоносности юрских морских отложений Вилюйской впадины.— Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Якутской АССР, вып. 9.

Соболевская В. Н. 1963. Строение фундамента восточной окраины Западно-Сибирской плиты в связи с ее общим тектоническим районированием. В кн. «Тектоника Сибири», т. 2. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР.

Соколов Н. И. 1937. О террасах верхнего течения р. Ангары.— Проблемы физ. геогр. АН СССР, **4**.

Соколов Н. И. 1939. К вопросу об эпейрогенических движениях в бассейне р. Ангары.— Труды Сов. секции Междунар. ассоц. по изуч. четвертич. периода, вып. 4.

Соколов Н. И. 1957. Геологическая история восточной части Иркутского амфитеатра в антропогене как основа инженерно-геологического районирования его территории.— Труды Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, **14**.

Сорокова Е. И. 1960. Юрские отложения Приенисейской полосы восточной окраины Западно-Сибирской низменности. В кн. «Материалы по геологии Красноярского края». М., Госгеолтехиздат.

Спижарский Т. Н. 1957. Основные вопросы стратиграфии Сибирской платформы. В кн. «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири, 1956 г.» М., Гостоптехиздат.
Спижарский Т. Н. 1960. Геологическое районирование Сибирской платформы и основные закономерности размещения полезных ископаемых на ее территории. В кн. «Развитие производительных сил Восточной Сибири. Геологическое строение». М., Изд-во АН СССР.
Спижарский Т. Н. 1964. Сибирская платформа, ее возникновение и история развития. В кн. «Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. (Материалы Совещания по проблемам тектоники в Москве)». М., изд-во «Наука».
Стадников Г. Л. 1933. Угли Забитуйского месторождения.— Хим. тверд. топлива, 4, вып. 5.
Степанов П. И. 1919а. Месторождения ископаемых углей в Енисейской губернии.— Естеств. производит. силы России, 4, полезн. ископ., вып. 20.
Степанов П. И. 1919б. Угленосные отложения Иркутской губернии и областей Забайкальской и Якутской.— Естеств. производит. силы России, 4, полезн. ископ., вып. 20.
Степанов П. И. 1944. Геологическая история развития Донбасса. В кн. «Геология СССР», т. 7. М., Госгеолиздат.
Страхов Н. М. 1963. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат.
Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна, 1959—1960.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 15 (I, II).
Стругов А. С. 1955. О поверхности фундамента юры и взаимосвязи ее с осадконакоплением в Иркутском угленосном бассейне.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
Стругов А. С. 1962. Угленосные мезозойские отложения западной части Вилюйской синеклизы и северо-восточной оконечности Ангаро-Вилюйского прогиба. Автореф. канд. дисс. Томск.
Суворова В. С. 1961. Геоморфология. Гл. 8. Восточная часть Саяно-Алтайской горной области. В кн. «Геология СССР, т. 15. Красноярский край, ч. 1. Геологическое описание». М., Госгеолтехиздат.
Сурков В. С. 1962. Тектоника юго-восточной части Западно-Сибирской низменности по геофизическим данным. В кн. «Тектоника Сибири», т. 1. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР.
Сурков В. С. 1963. Строение складчатого фундамента Минусинского межгорного прогиба и юго-восточной части Западно-Сибирской плиты по геофизическим данным. В кн. «Тектоника Сибири», т. 2. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР.
Тазихин Н. Н. 1959а. О границе максимального распространения юрского моря на Сибирской платформе.—Информ. сб. Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, № 6.
Тазихин Н. Н. 1959б. Стратиграфия и литология юрских отложений Ангаро-Вилюйского прогиба Сибирской платформы. Автореф. канд. дисс. Л.
Тазихин Н. Н. 1959в. Юрские отложения бассейна р. Большой Ботуобии.— Мат-лы Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, новая серия, вып. 24.
Тазихин Н. Н. 1961. Стратиграфия и фации юрских отложений Ангаро-Вилюйского прогиба.— Труды Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, новая серия, **66**.
Твенхофел У. Х. 1936. Учение об образовании осадков. Пер. с англ. М.— Л., ОНТИ.
Твердохлебов В. А. 1962. Краткий очерк тектонической изученности Иркутского амфитеатра.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, вып. 4.
Тектоника Евразии. 1966. (Объяснительная записка к Тектонической карте Евразии м-ба 1: 5 000 000). М., изд-во «Наука».
Тектоническая карта Евразии. 1966. М-б 1 : 5 000 000. Главн. ред. А. Л. Яншин. М.
Теннер Д. Д. 1930. Геологическое картирование в 10-верстном масштабе местности, прилегающей к Хахарейскому месторождению богхеда.— Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сиб., вып. 1.
Теннер Д. Д. 1932. Геологический очерк окрестностей Хахарейского месторождения.— Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сиб., вып. 5.
Тесленко Ю. В. 1963. Климат Западной Сибири в юрском периоде.— Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 20.
Тесленко Ю. В. 1964. Материалы к стратиграфии и корреляции юрских угленосных отложений Кузнецкого, Улугхемского и Иркутского бассейнов.— Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и мин. сырья, вып. 29.
Тесленко Ю. В. 1967. Палеоботаническое обоснование стратиграфии юрских континентальных отложений юга Средней Сибири. В кн. «Стратиграфия мезозоя и кайнозоя Средней Сибири». Новосибирск, изд-во «Наука».
Тетяев М. М. 1916а. К геологии Западного Прибайкалья. Предварительный отчет о работах 1915 г.— Мат-лы по общ. и прикладн. геол., вып. 2.
Тетяев М. М. 1916б. Северо-Западное Прибайкалье. Область с. Горемыки (работы 1914 г.).— Труды Геол. ком., вып. 126.
Тетяев М. М. 1923—1924. О некоторых основных вопросах геологии Сибири.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 2, вып. 3.
Тетяев М. М. 1925. Бассейн рек Иркута и Китоя.— Изв. Геол. ком., 43, № 6.

Тетяев М. М. 1927. Изучение юго-западной окраины Иркутского угленосного бассейна.— Изв. Геол. ком., 45, № 4.
Тетяев М. М. 1928. Покровная тектоника Восточной Сибири и ее следствия.— Вестн. Геол. ком., 3, № 2.
Тетяев М. М. 1934. Южная окраина Иркутского угленосного бассейна.— Труды Центр. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 2.
Тетяев М. М. 1938. Геотектоника СССР. М.— Л., ГОНТИ.
Тимофеев П. П. 1952. К вопросу о связи генетических типов углей с обстановками осадконакопления.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
Тимофеев П. П. 1953. К вопросу о генезисе некоторых гравийно-песчаных толщ угленосных отложений Тувы.— Докл. АН СССР, 92, № 2.
Тимофеев П. П. 1953б. Фации нижней части юрских угленосных отложений Тувы.— Докл. АН СССР, 93, № 2.
Тимофеев П. П. 1954а. Аллювиальные отложения и связанные с ними эрозионные размывы в угленосных свитах среднего карбона юго-западной окраины Донбасса.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 151, угольная серия (№ 5).
Тимофеев П. П. 1954б. О некоторых особенностях юрского осадко- и угленакопления в Тувинской автономной области. В кн. «Сообщения о докладах и научных работах Совета по изучению производительных сил АН СССР», вып. 4. М., Изд-во АН СССР.
Тимофеев П. П. 1955а. О связи генетических типов углей с циклами-обстановками осадконакопления в Донбассе. В кн. «Тезисы докладов 2-го Угольного геологического совещания». М.— Л., Изд-во АН СССР.
Тимофеев П. П. 1955б. Об условиях формирования генетических типов углей и их связи с циклами-обстановками осадконакопления в Донбассе.— Докл. АН СССР, 102, № 4.
Тимофеев П. П. 1956. Генетическая классификация гумусовых углей среднего карбона Донбасса.— Докл. АН СССР, 111, № 5.
Тимофеев П. П. 1958а. Геология среднеюрских отложений Тувы и прогноз их угленосности. В кн. «Развитие производительных сил Восточной Сибири. Труды конференции». Кызыл.
Тимофеев П. П. 1958б. О возрасте и расчленении юрских угленосных отложений Тувы.— Докл. АН СССР, 120, № 5.
Тимофеев П. П. 1960а. Стратиграфия и прогноз угленосности среднеюрских угленосных отложений Тувинского мезозойского межгорного прогиба. В кн. «Труды Регионального совещания по развитию производительных сил Тувинской автономной области». Новосибирск, Изд-во СО АН СССР.
Тимофеев П. П. 1960б. Фации генетических типов углей среднего карбона Донбасса и их генетическая классификация.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 10.
Тимофеев П. П. 1961. Генезис и генетическая классификация среднеюрских углей Тувинского межгорного прогиба.— Докл. АН СССР, 139, № 4.
Тимофеев П. П. 1962. Юрская угленосная формация Ангаро-Чулымского мезозойского прогиба.— Докл. АН СССР, 147, № 5.
Тимофеев П. П. 1963а. Основные черты строения мезозойской угленосной формации Ангаро-Чулымского прогиба.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 81.
Тимофеев П. П. 1963б. Палеогеография юрской угленосной формации и история геологического развития Ангаро-Чулымского мезозойского прогиба.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
Тимофеев П. П. 1964. Юрская угленосная формация Тувинского межгорного прогиба.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 94.
Тимофеев П. П. 1967. Юрская угленосная формация Южной Сибири. Автореферат докт. дисс. (Геол. ин-т АН СССР). М.
Тимофеев П. П. 1968. О расчленении и сопоставлении юрских угленосных отложений Южной Сибири.— Изв. АН СССР, серия геол., № 7.
Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. 1962. Степень разложения растительного вещества как показатель тектонического режима области торфонакопления.— Докл. АН СССР, 144, № 4.
Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. 1963. The main factors in the formation of genetic types of humic coals and the specific features of their distribution in different coal—bearing formations of the USSR. Dans: «Cinquième congrès international de stratigraphie et de géologie du carbonifère», t. 3. Paris.
Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. 1964. Die stoffliche Zusammensetzung der Kohlen der Jura-Kohlenbildung auf dem Gebiet der UdSSR. Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen. Band 12. Paleobotanische Kohlenpetrographische und geochemische Beiträge zur Stratigraphie und Kohlengenese. Krefeld.
Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. 1965а. Генезис гумусовых углей и особенности их распределения в различных тектонических типах угленосных формаций СССР. В кн. «Геология угленосных формаций и стратиграфия карбона СССР». М., изд-во «Наука».

Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. 1965б. Закономерности образования гумусовых углей юрской эпохи угленакопления и их распределение на территории СССР.— Литол. и полезн. ископ., № 5.
Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. 1966. Вторичные преобразования органического вещества в различных фациальных условиях.— Литол. и полезн. ископ., № 5.
Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И., Миссерова Л. В., Федоровская Н. П. 1967. Особенности распределения бора в юрских углях Ангаро-Чулымского прогиба в зависимости от палеогеографических обстановок осадко- и торфонакопления.— Хим. тверд. топл., № 3—4.
Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И., Яблоков В. С. 1962. Принципы построения генетической классификации гумусовых углей.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
Тимофеев П. П., Еремеев В. В. 1964. Главнейшие терригенно-минеральные ассоциации пород юрской угленосной формации юго-западной и центральной частей Ангаро-Чулымского прогиба.— Литол. и полезн. ископ., № 2.
Тимофеев П. П., Яблоков В. С., Боголюбова Л. И. 1962. Die Entstehung und die genetische Klassifikation von Humuskohlen der Hauptbecken der UdSSR.— Brennstoff-Chemie, **43**, № 4.
Титов Д. В. 1962. Стратиграфия кембрийских отложений Восточного Саяна и Присаянья. В кн. «Геология СССР, т. 17. Иркутская область, ч. 1. Геологическое описание». М., Госгеолтехиздат.
Толкачевская Н. Ф. 1922. Опробование углей Забитуйских копей.— Изв. Сиб. отд. Геол. ком., № 3, вып. 1.
Толстихина М. А. 1961. Приенисейская часть Западно-Сибирской низменности. В кн. «Геология СССР, т. 15. Красноярский край, ч. 1. Геологическое описание». М., Госгеолтехиздат.
Туголесов Д. А. 1952. К тектонике юго-восточной части Сибирской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
Турутанова А. И. 1920. Материалы к изучению ископаемой флоры Черемховского угленосного бассейна. Юрские папоротники.— Изв. Сиб. отд. Геол. ком., **1**, вып. 5.
Тыжнов А. В. 1932. Минерально-сырьевая база жидкого топлива Западно-Сибирского края.— Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста, № 3—4.
Тюремнов С. Н. 1949. Торфяные месторождения и их разведка. М.— Л., Гостоптехиздат.
Усов М. А. 1920. Геология каустобиолитов. (Уголь, нефть, графит, алмаз). Томск.
Усова А. А. 1929. Очерк по геологии и полезным ископаемым района р. Рыбной.— Изв. Ср.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, **3**, вып. 4.
Файнштейн Г. Х., Одинцова М. М. 1960. Закономерности размещения россыпных месторождений алмазов в северной и центральной частях Сибирской платформы. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», вып. 4. М., Изд-во АН СССР.
Файнштейн Г. Х., Виниченко Н. Н. 1965. Опыт применения литолого-формационного метода при изучении юрских отложений Иркутского амфитеатра.— Литол. и полезн. ископ., № 6.
Фальковская А. А. 1937. К вопросу о разграничении буроугольной и каменноугольной стадий ископаемых углей.— Хим. тверд. топлива, 8, вып. 5.
Феофилова А. П. 1966. Переход угленосных отложений карбона в соленосные отложения перми в Западном Донбассе.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 140.
Феофилова А. П., Левенштейн М. М. 1963. Особенности осадко-и угленакопления в нижнем и среднем карбоне Донецкого бассейна.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 73.
Флоренсов Н. А. 1948. Геоморфология и новейшая тектоника Забайкалья.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
Флоренсов Н. А. 1958. К палеогеографии континентального мезозоя на юге Восточной Сибири.— Изв. СО АН СССР, № 4.
Флоренсов Н. А. 1960. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья.— Труды Вост.-Сиб. фил., серия геол., вып. 19.
Фредерикс Г. Н. 1915. Предварительный отчет о геологических исследованиях в Иркутской губернии летом 1914 г.— Изв. Геол. ком., № 9.
Хахлов В. А. 1922. Геологические исследования Черемховского каменноугольного бассейна.— Изв. Сиб. отд. Геол. ком., 3, вып. 1.
Хоментовский А. С. 1934. Геология и полезные ископаемые окрестностей г. Канска (Восточная Сибирь). — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., **12**, вып. 1.
Хоментовский А. С. 1937а. Восточная часть Канского угленосного бассейна. В кн. «Минеральные ресурсы Восточной Сибири, т. 1. Минеральное топливо». Иркутск, изд. Вост.-Сиб. геол.-развед. треста.
Хоментовский А. С. 1937б. Геология буроугольных месторождений Чулымо-Енисейского бассейна у г. Красноярска.— Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сиб., вып. 13.

Хоментовский А. С. 1937в. Уральское буроугольное месторождение Канского бассейна.— Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сиб., вып. 13.
Хоментовский А. С. 1938а. Материалы по геологии и полезным ископаемым восточной окраины Енисейского кряжа.—Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сиб., вып. 17.
Хоментовский А. С. 1938б. Угли Тасеевского залива Тунгусского угленосного бассейна. В кн. «Полезные ископаемые Красноярского края». Новосибирск, изд. Зап.-Сиб. геол. упр.
Хоментовский А. С. 1938в. Чунский массив — новый структурный элемент Средней Сибири.— Сов. геол., № 6.
Хоментовский В. В. 1960. Формации структурно-фациальных зон юго-западной Сибири и связь с ними полезных ископаемых. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 3. М., Изд-во АН СССР.
Цейтлин С. М. 1964. Сопоставление четвертичных отложений ледниковой и внеледниковой зон Центральной Сибири (бассейн Нижней Тунгуски).— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 100.
Цетнерович В. 1901. Черемховское каменноугольное месторождение и первая его разработка.— Вестн. золотопром., № 13.
Чекановский А. Л. 1870. Предварительные сообщения о результатах геологических исследований, произведенных в Иркутской губернии в 1869 г. В кн. «Отчет Сибирского отделения Русского географического общества за 1869 год». СПб.
Чекановский А. Л. 1874. Геологическое исследование в Иркутской губернии, совершенное по поручению Сибирского отдела Русского географического общества.— Зап. Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, 11.
Черский И. Д. 1875. Краткий отчет об исследовании Нижнеудинской пещеры в 1875 г.— Изв. Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, 4, № 5—6.
Черский И. Д. 1876. Отчет об исследовании Нижнеудинской пещеры.— Изв. Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, 7, № 2—3.
Черский И. Д. 1877. Вопрос о возрасте некоторых пород, развитых в Иркутской губернии.— Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, 8.
Черский И. Д. 1885. Естественно-исторические наблюдения и заметки, сделанные на пути от г. Иркутска до с. Преображенского на р. Нижней Тунгуске.—Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, 16.
Черский И. Д. 1886. К геологии внутренней Азии.— Труды СПб. об-ва естествоиспыт., 17, вып. 2.
Черский И. Д. 1886б. О результатах исследования озера Байкал.— Зап. Русск. геогр. об-ва по общ. геогр., 15, № 3.
Черский И. Д. 1888. Геологическое исследование Сибирского почтового тракта от оз. Байкала до восточного склона хр. Уральского, а также путей, ведущих к Падунскому порогу на р. Ангаре и в г. Минусинск.— Зап. СПб. Акад. наук, 59, прил. № 2.
Чураков А. Н. 1926. Исследования в Ачинском уезде Енисейской губернии.— Изв. Геол. ком., 41, № 10.
Чураков А. Н. 1935. История геологического развития южной части Средней Сибири от середины протерозойской эры до наших дней. В кн. «Очерки по геологии Сибири». М.— Л., Изд-во АН СССР.
Шамес П. И. 1962. Стратиграфия протерозойских образований Восточного Саяна. В кн. «Геология СССР, т. 17. Иркутская область, ч. 1. Геологическое описание». М., Госгеолтехиздат.
Шанцер Е. В. 1948. Петрография осадочных пород. М., Госгеолтехиздат.
Шанцер Е. В. 1948. К учению о фациях континентальных осадочных образований.— Бюлл. Комисс. по изуч. четвертич. периода, № 13.
Шанцер Е. В. 1951. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 135, геол. серия (№ 55).
Шанцер Е. В. 1957. Генетические типы четвертичных отложений. В кн. «Краткое полевое руководство по комплексной геологической съемке четвертичных отложений». М., Изд-во АН СССР.
Шанцер Е. В. 1961. Типы аллювиальных отложений. В кн. «Вопросы геологии антропогена». М., Изд-во АН СССР.
Шанцер Е. В. 1966. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 161.
Шарудо И. И. 1957. Условия образования угленосных отложений и закономерности распределения угольных пластов в разрезе и на площади Старого Сучана Сучанского бассейна.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 7.
Шарудо И. И. 1960. Состав и условия осадконакопления угленосных отложений Старого Сучана.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 10.
Шатский Н. С. 1932. Проблемы нефтеносности Сибири.— Нефт. хоз-во, № 9.
Шатский Н. С. 1951. Мезо-кайнозойская тектоника Центрального Казахстана и Западно-Сибирской низменности. В кн. «Вопросы литологии и стратиграфии СССР. Памяти академика А. Д. Архангельского». М., Изд-во АН СССР.

Шварц Л. Э. 1864. Подробный отчет о результатах исследований Математического отдела Сибирской экспедиции Русского географического об-ва. СПб.
Швецов М. С. 1958. Петрография осадочных пород. М., Госгеолтехиздат.
Шейнцвит И. Л. 1899. Результаты разведок месторождения ископаемых углей в окрестностях с. Черемховского, произведенных в 1895 г.— Геол. исслед. и развед. работы по линии Сиб. жел. дор., вып. 12.
Шорохов Л. М. 1931. Геологическое строение северной части Окско-Ийского водораздела.— Изв. Зап.-Сиб. геол.-развед. упр., **11**, вып. 1.
Шорыгина Л. Д. 1960. Стратиграфия кайнозойских отложений Западной Тувы.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 26.
Шорыгина Л. Д. 1961. Четвертичные отложения Западной Тувы. В кн. «Вопросы геологии антропогена». К VI Конгрессу INQUA в Польше в 1961 г. М., Изд-во АН СССР.
Шрок Р. Р. 1950. Последовательность в свитах слоистых пород. М., ИЛ.
Шуменкова Ю. М., Шилин А. К. 1961. Максимоярская опорная скважина (Томская область).— Труды Всес. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 166.
Щербакова Е. М. 1954. О возрасте и развитии Восточного Саяна.— Мат-лы по палеогеогр., вып. 1.
Эдельштейн Я. С. 1932. Геологический очерк Минусинской котловины и прилегающих частей Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна. В кн. «Очерки по геологии Сибири». М.— Л., Изд-во АН СССР.
Яворовский П. К. 1896. Геологические исследования и буроугольные разведки в Ачинском округе. Чулымо-Сережский буроугольный бассейн.— Геол. исслед. и развед. работы по линии Сиб. жел. дор., вып. 3.
Яворовский П. К. 1898а. Геологические исследования и буроугольные разведки в Мариинском округе Томской губернии в 1895 г. Урюно-Кийский буроугольный бассейн.— Геол. исслед. и развед. работы по линии Сиб. жел. дор., вып. 7.
Яворовский П. К. 1898б. Геологические исследования на р. Ангаре в 1895 г. (краткий предварительный отчет).— Геол. исслед. и развед. работы по линии Сиб. ж. д., **вып. 7.**
Яворовский П. К. 1899. Каменноугольные разведки в Суджанском угленосном районе в 1897 г. (предварительный отчет).— Геол. исслед. и развед. работы по линии Сиб. жел. дор., вып. 13.
Яворский В. И., Житомиров Г. Я. 1939. К вопросу использования буроугольных месторождений Канско-Ачинского бассейна для мелкого шахтного строительства.— Разведка недр, № 12.
Яковлев С. А. и др. 1954. Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений, ч. 1. Общая часть. М., Госгеолтехиздат.
Яншин А. Л. 1964. Тектоническая карта Евразии. (Междунар. геол. конгресс, XVII сессия). М., Изд-во АН СССР.
Яншин А. Л. 1965. Тектоническое строение Евразии.— Геотектоника, № 5.
Ячевский Л. А. 1886. О геологических исследованиях, произведенных в конце лета 1886 г. в северо-западной части Канского округа по рекам Усолке и Тасеевой. В кн. «Отчет Восточно-Сибирского отделения Русского географического общества за 1886 год». Иркутск.
Ячевский Л. А. 1894. Предварительный отчет о геологических исследованиях и горных разведках, произведенных в 1893 г. в Енисейской губернии.— Горн. ж., **2**, № 6.
Ячевский Л. А. 1896. Геологические исследования в северной части Канского округа и в полосе железной дороги между Нижнеудинском и с. Кимильтей (предварительный отчет).— Геол. исслед. и развед. работы по линии Сиб. ж. д., вып. 3.
Ячевский Л. А. 1898. Предварительный отчет об исследованиях, произведенных в местности, прилегающей к южной части Байкала.— Геол. исслед. и развед. работы по линии Сиб. ж. д., вып. 7.
Ячевский Л. А. 1913. Месторождения ископаемых углей в Енисейской губернии. В кн. «Очерк месторождений ископаемых углей России». СПб.
Ячевский Л. А. 1919. Месторождения ископаемых углей в Енисейской губернии. В кн. «Естественные производительные силы России», т. 4. Полезные ископаемые, вып. 20». Добавление П. И. Степанова.
Andree K. 1915. Wissen, Ursachen und Arten der Schichtung.— Geol. Rundschau, **6**.
Becker H. 1895. Zum Kenntnis der ostsibirischen Jurafische. Mitt. d. Naturwiss.— Ver. f. Neupommern u. Rügen, **26**.
Brauer M., Redtenbacher A., Ganglbauer C. J. 1889. Fossile Insekten aus der Juraformation Ost-Sibiriens.— Mém. Akad. Sci. de S. Pétersbourg, **36**, N 15.
De Launay L. 1911. La géologie et les richesses minérales de l'Asie. Historique. Industrie. Production. Avenir. Metallogénie. Paris.
Grabau A. W. 1911. Principles of stratigraphy. N. Y.
Grabau A. W. 1917. The types of cross-bedding.— Science.
Hochstetter F. 1876. Asien, seine Zukunftsbahnen und seine Kohlenschatze. Wien.
International Handbook of Coal Petrography, 2 ed. Centre national de la recherche scientifique. Paris, 1963.

Neumayr M. 1885. Die geographische Verbreitung der Juraformation.— Denkschr. d. K. K. Akad. Wiss., Wien, 50.
Rohon J. V. 1890. Die Jura-Fische von Ust-Balei in Ost-Sibirien.— Mém. Acad. Sci. de S. Petersbourg, 38, N 1.
Schmalhausen J. 1876. Mitteilungen über die fossile Flora von Fl. Nischn. Tunguska.— Zs. d. deutsch. Geol. Gesellsch., 28.
Schmalhausen J. 1879. Beiträge zur Jura-Flora Russlands. I. Jura-Flora des Bassins von Kusnezk am Altai. III. Jura-Flora der Unteren Tunguska.— Mèm. Acad. Sci. de St. Pètersbourg, 27, N 4.
Seward A. C., Thomas H. H. 1911. Юрские растения из Балаганского уезда Иркутской губернии.— Труды Геол. ком., вып. 73.
Suess E. 1901. Das Antlitz der Erde. Bd. 3, Hälfte 1. Prag—Wien—Leipzig.
Trautschold H. 1870. Fossile Pflanzen von der Angara.— N. J. f. Min., Geol. u. Paläontol., H. 7.
Walther I. 1893—1894. Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. Bd. 1—3, Jena.
Willis B. 1932. Jordan Valley and Judean Highlands.— Geol. Mag., N 69.
Willis B. 1936. East African plateaus and rift valleys. Carnegie Inst. Washington.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

Литологические типы пород (таблицы I—IX)

Таблица I

1. Песчаник среднезернистый, с обломком кварца из изверженных пород. Увел. 150, ник.+. Канско-Тасеевская впадина (северо-западная часть). Рыбинская свита.

2. Песчаник крупнозернистый, с обломком кварца из метаморфических пород. Увел. 150, ник. +. Канско-Тасеевская впадина (северо-западная часть). Рыбинская свита.

3. Песчаник среднезернистый, с обломком кварца из осадочных пород. Зерно корродируется цементом. Увел. 150, ник. +. Бородинская мульда. Рыбинская свита.

4. Песчаник среднезернистый, кварцевый, мономинеральный. Увел. 150, ник. || Зима-Удинская мульда. Черемховская свита.

5. Характер обломков кварца в среднезернистом песчанике. Увел. 150, ник. +. Тегульдетская впадина (южная часть). Соболевская свита.

6. Характер обломков кварца в мелкозернистом песчанике. Увел. 150, ник. +. Балайская мульда. Переясловская свита

Таблица II

1. Песчаник крупнозернистый, с гравийным обломком агрегата кварца, состоящего из двух зерен. Увел. 45, ник. +. Канско-Тасеевская впадина (северо-западная часть). Рыбинская свита.

2. Песчаник крупнозернистый, с обломком кислого плагиоклаза. Увел. 45, ник. +. Прииркутская мульда. Черемховская свита.

3. Песчаник крупнозернистый, с обломком микроклина. Увел. 45, ник. +. Прииркутская мульда. Черемховская свита.

4. Песчаник среднезернистый, с крупным обломком ортоклаза. Увел. 45, ник. +. Березовская мульда. Соболевская свита.

5. Песчаник крупнозернистый, с зерном калиевого полевого шпата, содержащим реликт плагиоклаза. Увел. 45, ник. +. Итатская мульда. Макаровская свита.

6. Песчаник крупнозернистый, с обломком плагиоклаза, метасоматически замещенного микроклином. Увел. 45, ник. +. Прииркутская мульда. Черемховская свита

Таблица III

1. Песчаник среднезернистый. Сочленение зерен кварца и полевого шпата. Увел. 45, ник.+. Бельско-Окинская мульда. Прииркутская свита.

2. Песчаник крупнозернистый. Внедрение зерна кварца в зерно калиевого полевого шпата. Увел. 45, ник. +. Бельско-Окинская мульда. Черемховская свита.

3. Песчаник среднезернистый. Растворение зерна плагиоклаза зерном калиевого полевого шпата. Увел. 45, ник. +. Прииркутская мульда. Черемховская свита.

4. Песчаник крупнозернистый, с обломком кварцита мелкозернистого. Увел. 45, ник. +. Прииркутская мульда. Черемховская свита.

5. Песчаник крупнозернистый, с агрегатом крупнозернистого кварцита. Увел. 45, ник. +. Канско-Тасеевская впадина (северо-западная часть). Рыбинская свита.

6. Песчаник крупнозернистый, с обломком эффузивной породы (фельзита). Увел. 45, ник.+. Итатская мульда. Макаровская свита

Таблица IV

1. Песчаник среднезернистый, с обломком эффузива такситовой структуры. Увел. 150, ник. +. Канско-Тасеевская впадина (северо-западная часть). Мурминская свита.

2. Песчаник крупнозернистый, с обломком витробазальта. Увел. 45, ник. +. Прииркутская мульда. Черемховская свита.

3. Песчаник среднезернистый, с обломком кварцитового гнейса. Увел. 150, ник. +. Балайская мульда. Переясловская свита.

4. Песчаник крупнозернистый, с обломком рассланцованного эффузива. Увел. 45, ник. +. Прииркутская мульда. Черемховская свита.

5. Песчаник крупнозернистый, с обломком песчаника. Увел. 150, ник. +. Балайская мульда. Переясловская свита.

6. Песчаник крупнозернистый, с агрегатом биотита. Увел. 150, ник.+. Канско-Тасеевская впадина (северо-западная часть). Мурминская свита.

Таблица V

1. Песчаник среднезернистый. Агрегат биотита с полосами ожелезнения. Увел. 150, ник. +. Канско-Тасеевская впадина (северо-западная часть). Мурминская свита.

2. Гравелит мелкозернистый. Внедрение цеолита в биотит по трещинам спайности. Увел. 150, ник. +. Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

3. Песчаник среднезернистый, с агрегатом мусковита. Увел. 45, ник. +. Канско-Тасеевская впадина (северо-западная часть). Мурминская свита.

4. То же. Увел. 150, ник. +. Прииркутская мульда. Черемховская свита.

5. Гравелит мелкозернистый. Гидратация чешуйки мусковита. Увел. 45, ник. +. Зима-Удинская мульда. Прииркутская свита.

6. Песчаник среднезернистый, с жеодообразным агрегатом хлорита. Увел. 150, ник. +. Канско-Тасеевская впадина (северо-западная часть). Рыбинская свита

Таблица VI

1. Песчаник среднезернистый, с включениями вермикулитоподобных агрегатов каолинита. Увел. 150, ник. +. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

2. Песчаник крупнозернистый, с зерном калиевого полевого шпата, в котором по трещинам развивается каолинит. Увел. 150, ник. +. Бородинская мульда. Рыбинская свита.

3. Песчаник крупнозернистый, с каолинитовым цементом. Увел. 150, ник. ‖. Зима-Удинская мульда. Прииркутская свита.

4. Песчаник крупнозернистый, с каолинитовым цементом. По периферии зерен кварца пленка хлорита. Увел. 150, ник. ‖. Зима-Удинская мульда. Прииркутская свита.

5. Песчаник среднезернистый, с гидрослюдисто-монтмориллонитовым цементом. Увел. 150, ник. +. Итатская мульда. Соболевская свита.

6. Песчаник крупнозернистый, с карбонатным цементом. Увел. 150, ник. +. Бельско-Окинская мульда. Прииркутская свита.

Таблица VII

1. Песчаник крупнозернистый, с пиритовым цементом. Увел. 45, ник. ‖. Канско-Тасеевская впадина (северо-западная часть). Мурминская свита.

2. Песчаник среднезернистый, с кварцевым цементом. Увел. 150, ник. ‖. Прииркутская мульда. Черемховская свита.

3. Алевролит крупнозернистый, с агрегатами пирита. Увел. 90, ник. ‖. Канско-Тасеевская впадина (северо-западная часть). Переясловская свита.

4. Алевролит крупнозернистый, с примесью мелкоалевритового и глинистого материала, а также гелефицированных и гелефюзенизированных растительных остатков. Увел. 90, ник. +. Канско-Тасеевская впадина (северо-западная часть). Мурминская свита.

5. Алевролит мелкозернистый, с гелефицированными и гелефюзенизированными растительными остатками. Увел. 90, ник. ‖. Алтат-Назаровская мульда. Соболевская свита.

6. Тонкое переслаивание алевролитов с аргиллитом. Увел. 45, ник. ‖. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

Таблица VIII

1. Алевролит мелкозернистый, глинистый, с обугленным растительным детритом. Увел. 45, ник. ||. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

2. Алевролит мелкозернистый, глинистый, с примесью гумусового вещества (почвенные образования). Увел. 45, ник. ||. Канско-Тасеевская впадина (северо-западная часть). Рыбинская свита.

3. Аргиллит каолинитовый, с примесью гидрослюды и пирита. Увел. 45, ник. +. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

4. Аргиллит углистый, с включением агрегатов каолинита. Увел. 150, ник. +. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

5. Аргиллит углистый, с включениями линз каолинита, обогащенного сапропелево-гумусовым веществом. Увел. 150, ник. +. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

6. Аргиллит гидрослюдистый, с примесью обугленных растительных остатков. Увел 150, ник. +. Канско-Тасеевская впадина (северо-западная часть). Мурминская свита.

7. Аргиллит монтмориллонитовый, с включениями обугленных растительных остатков. Увел. 45, ник. +. Канско-Тасеевская впадина (северо-западная часть). Мурминская свита.

Таблица IX

1. Известняк глинистый, с обломками пелеципод. Увел. 150, ник. +. Канско-Тасеевская впадина (северо-западная часть). Мурминская свита.

2. Известняк глинистый, с прожилками монокристаллического карбоната. Увел. 150, ник. +. Канско-Тасеевская впадина (северо-западная часть). Мурминская свита.

3. Известняк глинистый, с пелитоморфной основной массой. Увел. 150, ник. ||. Канско-Тасеевская впадина (северо-западная часть). Мурминская свита.

4. Известняк с включениями раковин пелеципод, выполненных халцедоном. Увел. 150, ник. +. Березовская мульда. Итатская свита.

5. Известняк с включениями раковин пелеципод, выполненных карбонатом. Увел. 150, ник. +. Канско-Тасеевская впадина (северо-западная часть). Мурминская свита.

6. Известняк с включениями агрегатов аутигенного пирита и листоватого хлорита. Увел. 150, ник. +. Березовская мульда. Соболевская свита.

Макрофации, фации и литогенетические типы отложений (таблицы X—XCVI)

Аллювиальные отложения — А (таблицы X—XXIX)

Таблица X

Макрофация русловых отложений—АР

Фация гравийно-галечных осадков русла горных рек — АРГ

Тип АРГ-1. Конгломераты разногалечные, часто валунные, иногда гравелиты, несортированные, с включениями неокатанных обломков разнообразных пород и крупных стволов деревьев.

1. Конгломерат средне-, разногалечный, участками крупногалечный, с песчано-гравийным цементом. Прииркутская мульда. Черемховская свита.

2. Гравелит среднезернистый, резко разнозернистый, участками крупно- и мелкозернистый, с включениями разнообразных по составу и размерам галек и обломков пород. Прииркутская мульда. Черемховская свита.

3. Конгломерат мелкогалечный, разногалечный, несортированный, с песчано-гравийным цементом. Бельско-Окинская мульда. Черемховская свита.

4. То же. Прииркутская мульда. Черемховская свита.

5. Гравелит среднезернистый, резко разнозернистый, участками крупно- и мелкозернистый, с включениями мелких галек и обломков пород, также песчаного материала. Прииркутская мульда. Черемховская свита.

6. Гравелит мелкозернистый, редко разнозернистый, с перепутанной текстурой и включениями обугленных стеблей растений (*А*); участками примесь алеврито-глинистого материала. Прииркутская мульда. Черемховская свита.

Тип АРГ-2. Конгломерат мелко-, крупногалечный, разногалечный, гравелит мелко-, крупнозернистый, разнозернистые, плохо сортированные, со слабо выраженной крупной косой однонаправленной слоистостью и включениями обломков разнообразных пород и обугленных стволов и стеблей растений.

7. Гравелит среднезернистый, разнозернистый, с включениями обломков алевритовых пород (*А*) и обугленных стеблей растений. Наблюдается слабо выраженная крупная однонаправленная слоистость, подчеркнутая ритмической сортировкой материала. Прииркутская мульда. Черемховская свита.

8. Гравелит среднезернистый, разнозернистый, со слабо выраженной крупной косой однонаправленной слоистостью, подчеркнутой ритмической сортировкой материала. Прииркутская мульда. Черемховская свита.

9. Гравелит среднезернистый, разнозернистый, с включениями обломков и галек разнообразных пород, а также обугленных стеблей растений (*А*). В средней и верхней частях образца наблюдается слабо выраженная крупная косая однонаправленная слоистость с едва заметной ритмической сортировкой материала. К основанию косых слойков приурочены уплощенные обломки алеврито-глинистых пород. Прииркутская мульда. Черемховская свита.

Таблица XI

Тип АРГ-2. Конгломерат мелко-, крупногалечный, разногалечный, гравелит мелко-, крупнозернистый, разнозернистые, плохо сортированные, со слабо выраженной крупной косой однонаправленной слоистостью и включениями обломков разнообразных пород и обугленных стволов и стеблей растений.

1. Конгломерат средне- и крупногалечный, разногалечный, со слабо выраженной крупной косой однонаправленной слоистостью. Косые серии конгломератов разделяются песчано-гравийными слоями с горизонтальной или полого наклонной крупной косой сходящейся слоистостью. Правый берег р. Куды в районе с. Жердовки. Прииркутская мульда. Кудинская свита. Фото автора.

2. Конгломерат средне- и крупногалечный, разногалечный, со слабо выраженной крупной косой однонаправленной слоистостью. В средней части обнажения присутствует толща гравелита среднезернистого, участками мелко- и крупнозернистого, с крупной косой однонаправленной слоистостью. Слоистость везде подчеркивается едва заметной ритмической сортировкой материала. Правый берег р. Куды в районе с. Жердовки. Прииркутская мульда. Кудинская свита. Фото автора.

Таблица XII

Тип АРГ-2. Конгломерат мелко- и крупногалечный, разногалечный, гравелит мелко-, крупнозернистый, разнозернистые, плохо сортированные, со слабо выраженной крупной косой однонаправленной слоистостью и включениями обломков разнообразных пород и обугленных стволов и стеблей растений.

1. Конгломерато-гравийная толща горно-равнинного или равнинно- горного руслового аллювия со слабо выраженной крупной косой однонаправленной слоистостью. В пределах разреза наблюдаются прослои песчаников крупно- и среднезернистых, гравийных и гравелитов мелкозернистых, с аналогичной, но более ясной слоистостью, подчеркнутой ритмической сортировкой материала. Можно видеть, как горизонты пород с различной размерностью зерен срезают друг друга. Часто конгломераты с эрозионным внутриформационным размывом перекрывают песчано-гравийные слои. Правый берег р. Тэтэрэ, Среднеангарско-Катангская впадина. Накорская свита. Фото Н. Н. Тазихина.

2. То же. Фото Н. Н. Тазихина

Таблица XIII

Фация песчано-гравийных осадков русла крупных равнинных рек — АРР

Тип АРР-1. Гравелиты, песчаник крупнозернистый, гравийный, разнозернистые, часто галечные, иногда конгломераты разногалечные, несортированные.

1. Конгломерат мелкогалечный, разногалечный, с песчано-гравийным цементом. Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

2. Гравелит мелкозернистый, разнозернистый, с включениями слабо окатанных обломков глинистых пород (*А*) и обугленных растительных остатков. Участками наблюдается подобие плохо выраженной крупной косой однонаправленной слоистости, подчеркнутой более грубым материалом. Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

3. Гравелит мелкозернистый, разнозернистый, с включениями более крупных гравийных зерен и мелких галек. Зима-Удинская мульда. Черемховская свита.

4. Песчаник крупнозернистый, разнозернистый, с включениями гравийных зерен, мелких галек, обугленных (*А*) и крупных минерализованных (*Б*) стеблей растений. Бородинская мульда. Рыбинская свита.

5. Гравелит мелкозернистый, резко разнозернистый, песчанистый, с включениями более крупных гравийных зерен и мелких галек. Зима-Удинская мульда. Черемховская свита.

6. Песчаник крупнозернистый, гравийный, с включениями мелких галек и обугленных стеблей растений (*А*). Итатская мульда. Итатская свита.

7. Песчаник крупнозернистый, гравийный, с включениями мелких и крупных слабо и хорошо окатанных обломков алеврито-глинистых пород (*А*). Бородинская мульда. Рыбинская свита.

8. Гравелит среднезернистый, песчанистый (*А*), по резкому эрозионному контакту залегает на песчанике среднезернистом (*Б*; тип АПП-2). Прииркутская мульда. Черемховская свита.

9. Гравелит мелкозернистый, разнозернистый, с включениями неокатанных обломков алеврито-глинистых пород (*А*), имеющих нарушенную первичную текстуру, и обугленных стеблей растений (*Б*). Залегает с эрозионным размывом на отложениях типа АПВ-1 (*В*). Прииркутская мульда. Черемховская свита.

10. Песчаник крупнозернистый, гравийный в верхней части (*А*), и гравелит мелкозернистый, песчанистый в нижней части (*Б*). Последний содержит включения обугленных стеблей растений, обломков алеврито-глинистых пород и уплощенных галек сидерита (?). Бельско-Окинская мульда. Черемховская свита.

Таблица XIV

Тип АРР-2. Гравелит мелко- и среднезернистый, песчаник средне- и крупнозернистый, разнозернистые, с крупной косой однонаправленной прямолинейной слоистостью и ритмической сортировкой материала.

1. Песчаник крупнозернистый, гравийный (*А*), в нижней части гравелит мелкозернистый (*Б*). Обладают крупной косой однонаправленной прямолинейной слоистостью. Последняя подчеркивается ритмической сортировкой зерен, где основание каждого косого слойка представлено или гравелитом мелкозернистым, песчанистым, или обогащено гравийным материалом, а средняя и верхняя части сложены песчаником крупнозернистым. Бельско-Окинская мульда. Черемховская свита.

2. Песчаник крупнозернистый, резко разнозернистый, гравийный, с крупной косой однонаправленной прямолинейной слоистостью, с ритмической сортировкой зерен. Основания косых слойков обогащены гравийным материалом. На фото видны верхи нижней (*А*) и нижняя часть верхней (*Б*) косых серий. Прииркутская мульда. Черемховская свита.

3. Гравелит мелкозернистый, близкий к песчанику крупнозернистому, разнозернистый, с крупной косой однонаправленной прямолинейной слоистостью, подчеркнутой ритмической сортировкой материала. Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

4. Гравелит мелкозернистый, песчанистый, разнозернистый, с крупной косой однонаправленной прямолинейной слоистостью, подчеркнутой ритмической сортировкой материала. Имеются включения мелких обугленных обрывков растений. Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

5. Гравелит среднезернистый, разнозернистый, с крупной косой однонаправленной прямолинейной слоистостью. Видна слабо заметная ритмическая сортировка материала. Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

6. Песчаник крупнозернистый, близкий к гравелиту мелкозернистому, гравийный, с крупной косой однонаправленной прямолинейной слоистостью, подчеркнутой ритмической сортировкой материала. В основании некоторых косых слойков присутствуют мелкие уплощенные, слабо окатанные обломки пород. Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

7. Песчаник крупнозернистый, близкий к гравелиту мелкозернистому, гравийный, с крупной косой однонаправленной прямолинейной слоистостью, подчеркнутой ритмической сортировкой материала. Верхние части косых слойков обогащены более мелким песчаным материалом. Зима-Удинская мульда. Черемховская свита.

8. Гравелит мелкозернистый, близкий к среднезернистому, разнозернистый, со слабо выраженной крупной косой однонаправленной прямолинейной слоистостью и едва заметной ритмической сортировкой материала. Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

Таблица XV

Тип АРР-2. Гравелит мелко- и среднезернистый, песчаник средне- и крупнозернистый, разнозернистые, с крупной косой однонаправленной прямолинейной слоистостью и ритмической сортировкой материала.

1. Гравелит мелкозернистый, песчанистый, с крупной косой однонаправленной прямолинейной слоистостью, подчеркнутой ритмической сортировкой материала и участками обугленными обрывками растений. Зима-Удинская мульда. Черемховская свита.

2. Гравелит мелкозернистый, близкий к среднезернистому, разнозернистый, с крупной косой однонаправленной прямолинейной слоистостью, подчеркнутой ритмической сортировкой материала. Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

3. Песчаник крупнозернистый, слабо разнозернистый, с крупной косой однонаправленной прямолинейной слоистостью, подчеркнутой слабо выраженной ритмической сортировкой материала и участками обугленным растительным детритом. Бельско-Окинская мульда. Прииркутская свита.

4. Песчаник крупнозернистый, близкий к среднезернистому, с крупной косой однонаправленной прямолинейной слоистостью, с ритмической сортировкой зерен. Вверх по разрезу отложения типа АРР-2 (*А*) постепенно сменяются песчаником мелкозернистым, относящимся к литогенетическому типу АПП-2 (*Б*), с мелкой косой штриховатой сходящейся, участками косоволнистой и горизонтальной волнистой слоистостью. Здесь слоистость подчеркивается алеврито-глинистым материалом и мелким обугленным растительным детритом. Бельско-Окинская мульда. Черемховская свита.

5. Песчаник крупнозернистый, гравийный, с крупной косой однонаправленной прямолинейной слоистостью, подчеркнутой ритмической сортировкой материала (*А*). В верхней части залегает песчаник мелкозернистый (*Б*) с горизонтальной волнистой слоистостью (тип АПП-2). Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

6. Песчаник крупнозернистый, с крупной косой однонаправленной слоистостью, которая, кроме ритмической сортировки материала, подчеркивается большим количеством обугленного растительного детрита. Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

7. Гравелит мелкозернистый, песчанистый, с крупной косой однонаправленной прямолинейной слоистостью, подчеркнутой ритмической сортировкой материала. Зима-Удинская мульда. Прииркутская свита.

8. Песчаник крупнозернистый, гравийный, с крупной косой однонаправленной прямолинейной слоистостью, подчеркнутой ритмической сортировкой материала. Черемхово-Тагнинское поднятие. Прииркутская свита.

9. Гравелит мелкозернистый, близкий к среднезернистому, с крупной косой однонаправленной прямолинейной слоистостью, подчеркнутой ритмической сортировкой материала. Бельско-Окинская мульда. Черемховская свита.

10. Песчаник крупнозернистый, гравийный, участками гравелит мелкозернистый, песчанистый, с крупной косой однонаправленной прямолинейной слоистостью. Бельско-Окинская мульда. Черемховская свита.

Таблица XVI

Тип АРР-2. Гравелит мелко- и среднезернистый, песчаник средне- и крупнозернистый, разнозернистые, с крупной косой однонаправленной прямолинейной слоистостью и ритмической сортировкой материала.

1. Отчетливый контакт между двумя косыми сериями пород. Нижняя (*А* — отложения типа АРР-2) сложена песчаником крупнозернистым, гравийным, с крупной косой однонаправленной прямолинейной слоистостью, а верхняя (*Б* — отложения типа АРР-3) — песчаником мелкозернистым, с крупной косой однонаправленной сходящейся слоистостью. Каждая слоистость подчеркивается ритмической сортировкой материала. Черемхово-Тагнинское поднятие. Прииркутская свита.

2. Резкий контакт (возможно, со следами размыва) между двумя косыми сериями пород. Нижняя серия (*А* — отложения типа АРР-3) представлена песчаником крупнозернистым, с крупной косой однонаправленной сходящейся слоистостью, подчеркнутой больше обугленным растительным детритом, чем ритмической сортировкой материала. Основание верхней серии (*Б* — отложения типа АРР-2) сложено гравелитом мелкозернистым, с едва различимой крупной косой слоистостью. Бельско-Окинская мульда. Черемховская свита.

3. То же. Нижняя серия (*А*) представляет собой самую верхнюю часть отложений типа АРР-3. Это песчаник мелкозернистый, с крупной косой пологой сходящейся слоистостью, переходящей в горизонтальную волнистую и горизонтальную. Основание верхней серии (*Б* — отложения типа АРР-2) сложено песчаником крупнозернистым, близким к гравелиту мелкозернистому, с включениями алеврито-глинистых обломков с нарушенной первичной текстурой (*В*). Прииркутская мульда. Черемховская свита.

4. Резкий контакт с эрозионным (внутриформационным) размывом между отложениями типа АРР-2 (*А* — гравелит мелкозернистый) и пойменным аллювием типа АПП-2 (*Б* — песчаник мелкозернистый). Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

Таблица XVII

Тип АРР-3. Песчаник средне- и мелкозернистый, часто крупнозернистый, с крупной косой однонаправленной сходящейся слоистостью и ритмической сортировкой материала.

1. Песчаник крупнозернистый, слабо разнозернистый, с крупной косой однонаправленной сходящейся слоистостью, подчеркнутой ритмической сортировкой материала. На фото видны три косые серии пород (*А*, *Б*, *В*) с различными углами наклона косых слойков и несколько неодинаковыми их азимутами. Бельско-Окинская мульда. Черемховская свита.

2. Песчаник крупнозернистый, разнозернистый, с крупной косой однонаправленной сходящейся слоистостью (*А*), подчеркнутой ритмической сортировкой материала, обугленными обрывками растительных остатков и детритом. Залегает на отложениях типа АРР-2 (*Б*). Последние представлены гравелитом мелкозернистым. Бельско-Окинская мульда. Прииркутская свита.

3. Песчаник крупнозернистый (*А*), слабо разнозернистый, с крупной косой однонаправленной сходящейся слоистостью, подчеркнутой ритмической сортировкой материала. В верхней части прослой песчаника мелкозернистого (*Б*), с горизонтальной и горизонтальной волнистой слоистостью; на плоскостях — глинистый материал, слюда и растительный детрит. Бельско-Окинская мульда. Прииркутская свита.

4. Характер соотношения различных литогенетических типов отложений. Внизу залегает гравелит мелкозернистый типа АРР-2 (*А*), выше по отчетливой границе перекрывается песчаником мелкозернистым, с крупной косой однонаправленной сходящейся слоистостью (*Б*), подчеркнутой слабо выраженной ритмической сортировкой зерен, обугленным детритом и глинистым материалом (тип АРР-3). Далее идут почвенные образования (*В*, тип ОПА-1) и угольный пласт (*Г*). Итатская мульда. Итатская свита.

5. Песчаник среднезернистый, с крупной косой однонаправленной сходящейся слоистостью, подчеркнутой как ритмической сортировкой материала, так и обугленным растительным детритом. Прииркутская мульда. Черемховская свита.

6. Песчаник крупнозернистый, слабо разнозернистый, с крупной косой однонаправленной сходящейся слоистостью, подчеркнутой ритмической сортировкой материала и участками обугленным растительным детритом. Бельско-Окинская мульда. Прииркутская свита.

7. Песчаник среднезернистый, участками крупнозернистый, с крупной косой однонаправленной сходящейся слоистостью, подчеркнутой ритмической сортировкой материала и обугленным растительным детритом. На фото видно, как одна серия (*А*) срезает другую (*Б*). Нижняя серия залегает на маломощном прослое алевролита крупнозернистого (*В*), с горизонтальной и горизонтальной волнистой слоистостью. Бельско-Окинская мульда. Кудинская свита.

8. Песчаник среднезернистый, с крупной косой однонаправленной сходящейся слоистостью. Ритмическая сортировка проявляется в присутствии в верхних частях косых слойков глинистого материала. Балайская мульда. Переясловская свита.

Таблица XVIII

Тип АРР-3. Песчаник средне- и мелкозернистый, часто крупнозернистый, с крупной косой однонаправленной сходящейся слоистостью и ритмической сортировкой материала.

1. Песчаник среднезернистый, слабо разнозернистый, с крупной косой однонаправленной сходящейся пологой слоистостью, подчеркнутой в значительной мере большим количеством обугленного растительного детрита. Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

2. Песчаник среднезернистый, слабо разнозернистый, с крупной косой однонаправленной сходящейся слоистостью, подчеркнутой как ритмической сортировкой зерен, так и обугленным растительным детритом и алеврито-глинистым материалом. Прииркутская мульда. Черемховская свита.

3. Резкий контакт с эрозионным (внутриформационным) размывом между отложениями типа АРР-2 (*А*) и АРР-3 (*Б*). Первые представлены гравелитом мелкозернистым и содержат включения слабо окатанных и окатанных обломков алеврито-глинистых пород. Отложения типа АРР-3 сложены песчаником среднезернистым и обладают крупной косой однонаправленной сходящейся слоистостью, подчеркнутой ритмической сортировкой материала. Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

4. Песчаник среднезернистый, разнозернистый, в основании некоторых косых слойков гравийный, с крупной косой однонаправленной сходящейся слоистостью, подчеркнутой ритмической сортировкой материала и обугленным растительным детритом. Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

5. Песчаник среднезернистый, слабо разнозернистый, с крупной косой однонаправленной слоистостью, подчеркнутой едва заметной ритмической сортировкой материала и обуг-

ленным растительным детритом. На фото видны две косые серии (*А*, *Б*), а в верхней части — серия с горизонтальной волнистой слоистостью (*В*). Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

6. Песчаник среднезернистый, близкий к крупнозернистому, с крупной косой однонаправленной сходящейся слоистостью и ритмической сортировкой материала (*А*). На фото видно, как от верхней к нижней части косой серии происходит уменьшение угла наклона косых слойков и их мощности, т. е. косая слоистость выполаживается. В верхней части (*Б*) залегает серия с горизонтальной ритмической (пачечной) слоистостью, подчеркнутой ритмической сортировкой зерен и в большом количестве обугленным растительным детритом. Она отделяет нижележащую косую серию (*А*) от аналогичной, расположенной выше. Прииркутская мульда. Черемховская свита.

7. Песчаник мелкозернистый, несколько разнозернистый (*А*), вверх по разрезу сперва становится более однородным, а затем по резкой границе сменяется алевролитом крупнозернистым, глинистым (*В*), с горизонтальной и горизонтальной волнистой, участками прерывистой слоистостью (тип АПВ-1). Песчаник мелкозернистый, в нижней части (*А*) относится к типу АРР-3 с крупной косой однонаправленной сходящейся слоистостью, которая в верхней части (*Б*) сменяется мелкой косой штриховатой и косоволнистой (тип АПП-2). Березовская мульда. Итатская свита.

Таблица XIX

Тип АРР-3. Песчаник средне- и мелкозернистый, часто крупнозернистый, с крупной косой однонаправленной сходящейся слоистостью и ритмической сортировкой материала.

1. Песчаник крупнозернистый в нижней части (*А*) и среднезернистый в верхней (*Б*). Для них характерна крупная косая однонаправленная сходящаяся слоистость, подчеркнутая как ритмической сортировкой материала, так и обугленным растительным детритом. Зима-Удинская мульда. Прииркутская свита.

2. Песчаник среднезернистый, с крупной косой однонаправленной сходящейся слоистостью. На фото видно, как верхняя косая серия (*А*) срезает нижнюю (*Б*) под некоторым углом. Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

3. Песчаник среднезернистый, с крупной косой однонаправленной сходящейся слоистостью (*А*), которая вверх по разрезу сменяется сперва мелкой косой штриховатой сходящейся (*Б*), а затем горизонтальной (*В*). Слоистость подчеркивается большим количеством обугленного растительного детрита. Березовская мульда. Итатская свита.

4. Песчаник мелкозернистый (*А*), с включениями крупных и мелких обломков алевритоглинистых пород (*Б*). Бельско-Окинская мульда. Прииркутская свита.

5. Песчаник крупнозернистый, разнозернистый, с включениями мелких обломков глинистых пород и витренизированных растительных остатков, расположенных беспорядочно. Прииркутская мульда. Черемховская свита.

Таблица XX

Фация песчаных осадков русла малых рек, притоков и протоков крупных рек — АРП

Тип АРП-1. Песчаник средне- и крупнозернистый, иногда гравийный, алевритовый, с крупной и мелкой косой однонаправленной сходящейся слоистостью и слабо выраженной ритмической сортировкой материала.

1. Гравелит мелкозернистый, песчанистый, с включениями в нижней части (*А*) слабо окатанных обломков алеврито-глинистых пород и крупных и мелких витренизированных растительных остатков. Эта часть отложений типа в данной фации в какой-то мере является аналогом отложений типа АРР-1 в фации русла крупных равнинных рек. Выше (*Б*) намечается едва заметная крупная косая однонаправленная слоистость. В самом основании образца (*В*) — отложения предыдущего цикла осадконакопления. Прииркутская мульда. Черемховская свита.

2. Основание отложений типа АРП-1 (*А*), представленное гравелитом мелкозернистым, разнозернистым, и песчаниками, которые образуют мелкую косую однонаправленную сходящуюся слоистость. Последняя в большей мере обусловлена чередованием гравелитов и песчаников, чем ритмической сортировкой зерен в пределах каждого косого слойка. Отложения типа по резкому контакту с эрозионным размывом залегают на аргиллите углистом (*Б* — тип ОЗУ-1). Бельско-Окинская мульда. Черемховская свита.

3. Песчаник крупнозернистый, в нижней части более разнозернистый, с крупной косой однонаправленной сходящейся слоистостью, подчеркнутой то хорошо (*А*), то хуже выраженной (*Б*) ритмической сортировкой материала. Одна косая серия (*А*) срезает другую (*Б*), и они имеют несколько различные углы падения слоев. Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

4. Песчаник крупнозернистый, слабо разнозернистый, с крупной и мелкой косой однонаправленной сходящейся пологой слоистостью, подчеркнутой ритмической сортировкой материала и небольшим количеством обугленного растительного детрита. Две косые серии (*А*, *Б*), имеющие несколько различные азимуты наклона слоев, разделены пачкой песчаника среднезернистого с горизонтальной слоистостью (*В*). Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

5. Песчаник среднезернистый, участками крупнозернистый в основании косых слойков, образующих крупную однонаправленную сходящуюся слоистость. Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

6. Песчаник крупнозернистый, гравийный, с крупной косой однонаправленной сходящейся слоистостью, подчеркнутой то хорошо (*А*), то хуже выраженной (*Б*) ритмической сортировкой материала. Одна косая серия срезает другую. Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

7. Песчаник крупнозернистый, со слабо выраженной ритмической сортировкой материала и едва заметной крупной косой однонаправленной слоистостью. Бельско-Окинская мульда. Прииркутская свита.

8. Песчаник крупнозернистый, гравийный в основании косых слойков, образующих крупную (*А*) и мелкую (*Б*, *В*) однонаправленную сходящуюся слоистость. Видны три косые серии: верхняя (*А*) и средняя (*Б*) разделяются горизонтальной плоскостью, а нижняя (*В*) срезается средней под некоторым углом. Все они имеют несколько различные азимуты падения косых слойков. Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

Тип АРП-2. Песчаник средне- и мелкозернистый, алеврито-глинистый, со слабо выраженной мелкой, иногда крупной косой однонаправленной сходящейся, участками горизонтальной волнистой и косоволнистой слоистостью, включением обломков пород, текстурами взмучивания и обилием обугленных обрывков растений и детрита.

9. Песчаник среднезернистый, в средней части с мелкой косой выполаживающейся (*А*), а в верхней — горизонтальной и горизонтальной прерывистоволнистой (*Б*) слоистостью; последняя подчеркивается большим количеством обугленного растительного детрита. В нижней части (*В*) беспорядочное нагромождение обрывков витрена, мелких обломков пород и несколько повышенная разнозернистость песчаника. Зима-Удинская мульда. Черемховская свита.

Таблица XXI

Тип АРП-2. Песчаник средне- и мелкозернистый, алеврито-глинистый, со слабо выраженной мелкой, иногда крупной косой однонаправленной сходящейся, участками горизонтальной волнистой и косоволнистой слоистостью, включениями обломков пород, текстурами взмучивания и обилием обугленных обрывков растений и детрита.

1. Песчаник среднезернистый, участками (*А*) с мелкой косой однонаправленной слоистостью, с едва заметной ритмической сортировкой материала, участками (*Б*) с горизонтальной и горизонтальной прерывистоволнистой слоистостью, подчеркнутой обугленным детритом и алеврито-глинистым материалом. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

2. Песчаник мелкозернистый, алеврито-глинистый, с мелкой косой штриховатой (*А*) и горизонтальной волнистой (*Б*), участками косоволнистой слоистостью; на плоскостях — слюда, обугленный детрит и примесь алеврито-глинистого материала. Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

3. Песчаник мелкозернистый, близкий к среднезернистому, с горизонтальной волнистой прерывистоволнистой слоистостью. Слоистость подчеркивается большим количеством обугленного растительного детрита и крупных и мелких линз витрена, которые приурочены к участкам, обогащенным алеврито-глинистым материалом. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

4. Песчаник среднезернистый, в средней части близкий к крупнозернистому, с горизонтальной волнистой слоистостью, подчеркнутой, особенно в нижней и верхней частях образца, большим скоплением линз витрена (*А*), обугленного растительного детрита и мелких окатанных обломков алевролита и аргиллита (*Б*). Зима-Удинская мульда. Прииркутская свита.

5. Песчаник крупнозернистый, резко разнозернистый, с крупной косой однонаправленной сходящейся слоистостью и слабо выраженной ритмической сортировкой материала. В основании косой серии на плоскостях наслоения примесь алевритового материала и обугленного растительного детрита. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

6. Песчаник среднезернистый, с мелкой косой однонаправленной сходящейся слоистостью. В основании косых серий и горизонтальных прослоях слоистость подчеркивается обугленным растительным детритом. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

7. Песчаник среднезернистый, участками гравийный, с горизонтальной волнистой и прерывистоволнистой слоистостью, к которой приурочены обугленный растительный детрит, линзы витрена и мелкие обломки алеврито-глинистого материала. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

8. Песчаник среднезернистый, с горизонтальной волнистой и прерывистоволнистой слоистостью, образованной прослоями песчаника мелкозернистого и алевролитов, скоплением линз витрена (*А*) и обугленным растительным детритом. Порода содержит многочисленные переотложенные окатанные обломки алеврито-глинистого материала (*Б*). Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

Таблица XXII

Макрофация пойменных отложений—АП

Фация алеврито-песчаных осадков прирусловой части поймы и ее паводковых вод — АПП

Тип АПП-1. Песчаник мелко-, редко среднезернистый, алевролит крупнозернистый, с мелкой косой однонаправленной сходящейся и мелкой косой штриховатой слоистостью, прослоями с горизонтальной прерывистоволнистой слоистостью.

1. Песчаник среднезернистый, близкий к мелкозернистому, с мелкой косой однонаправленной сходящейся слоистостью, подчеркнутой то в основном только ритмической сортировкой материала (*А*), то примесью большого количества обугленного растительного детрита (*Б*). В верхней части — серия пород с горизонтальной слоистостью (*В*). Зима-Удинская мульда. Прииркутская свита.

2. Песчаник мелкозернистый, близкий к алевролиту крупнозернистому, алевритовый, с мелкой косой однонаправленной сходящейся (*А*), мелкой косой штриховатой (*Б*) прямолинейной и сходящейся слоистостью, в большей мере подчеркнутой обугленным растительным детритом и алеврито-глинистым материалом. В самой верхней части фото — основание серии с крупной косой однонаправленной сходящейся слоистостью (*В*). Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

3. Песчаник мелкозернистый, участками близкий к среднезернистому (*А*), или алевритовый (*Б*); обладает то мелкой косой однонаправленной сходящейся (*А*) слоистостью с едва заметной ритмической сортировкой материала, то мелкой косой штриховатой (*Б*), то горизонтальной, слабо волнистой (*В*) слоистостью. В самой верхней части (*Г*) — песчаник мелкозернистый сменяется алевролитом крупнозернистым, глинистым, с горизонтальной слоистостью. Прииркутская мульда. Черемховская свита.

4. Песчаник среднезернистый (*А*), разнозернистый, с мелкой косой однонаправленной сходящейся слоистостью, подчеркнутой плохо выраженной ритмической сортировкой материала. Прослои песчаника мелкозернистого (*Б*) и алевролита крупнозернистого (*В*) обладают горизонтальной и горизонтальной прерывистоволнистой слоистостью; на плоскостях — обугленный детрит. Бельско-Окинская мульда. Черемховская свита.

5. Песчаник мелкозернистый, близкий к среднезернистому, алеврито-глинистый, в нижней части (*А*) со слабо выраженной мелкой косой однонаправленной сходящейся, а в верхней (*Б*) — с мелкой косой штриховатой слоистостью, подчеркнутой обугленным растительным детритом. Канско-Тасеевская впадина (северо-западная часть). Рыбинская свита.

6. Песчаник среднезернистый, близкий к мелкозернистому, участками алеврито-глинистый, с мелкой косой однонаправленной сходящейся (*А*) и горизонтальной (*Б*) волнистой и прерывистоволнистой слоистостью; косая слоистость подчеркнута ритмической сортировкой материала. Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

7. Песчаник мелкозернистый, алевритовый, с мелкой косой штриховатой (*А*) и горизонтальной (*Б*) волнистой слоистостью, подчеркнутой обугленным растительным детритом и алеврито-глинистым материалом. Канско-Тасеевская впадина. Переясловская свита.

8. Песчаник мелкозернистый, алевритовый, с мелкой косой штриховатой, участками горизонтальной слоистостью, подчеркнутой обугленным растительным детритом и алеврито-глинистым материалом. Черемхово-Тагнинское поднятие. Прииркутская свита.

9. Алевролит крупнозернистый, близкий к песчанику мелкозернистому, с мелкой косой штриховатой слоистостью, подчеркнутой в основном глинистым материалом. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

Таблица XXIII

Тип АПП-1. Песчаник мелко-, редко среднезернистый, алевролит крупнозернистый, с мелкой косой однонаправленной сходящейся и мелкой косой штриховатой слоистостью, прослоями с горизонтальной прерывистоволнистой слоистостью.

1. Песчаник мелкозернистый, алевритовый, с мелкой косой штриховатой (*А*), в основном сходящейся слоистостью и прослоями с горизонтальной (*Б*), участками прерывистой

слоистостью, которые подчеркиваются обугленным растительным детритом и алеврито-глинистым материалом. Зима-Удинская мульда. Черемховская свита.

2. Песчаник мелкозернистый, с мелкой косой штриховатой в основном сходящейся, участками косоволнистой слоистостью, подчеркнутой обугленным растительным детритом и незначительной примесью алеврито-глинистого материала. Канско-Тасеевская впадина (северо-западная часть). Переясловская свита.

3. То же. Канско-Тасеевская впадина (северо-западная часть). Переясловская свита.

4. Песчаник мелкозернистый, с мелкой косой штриховатой слоистостью, подчеркнутой обугленным растительным детритом и алеврито-глинистым материалом. Бельско-Окинская мульда. Прииркутская свита.

5. Песчаник мелкозернистый, с мелкой косой штриховатой слоистостью, участками разделенной тонкими прослоями с горизонтальной слоистостью. Прииркутская мульда. Черемховская свита.

6. Песчаник мелкозернистый, с мелкой косой штриховатой слоистостью, в значительной мере подчеркнутой обугленным растительным детритом. Канско-Тасеевская впадина (северо-западная часть). Переясловская свита.

7. Алевролит крупнозернистый, песчано-глинистый, с мелкой косой штриховатой (*А*) и горизонтальной (*Б*) слоистостью; первая приурочена к более грубым — песчаным прослоям. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

8. Песчаник мелкозернистый, с мелкой косой штриховатой, участками косоволнистой и горизонтальной слоистостью, подчеркнутой обугленным растительным детритом и алеврито-глинистым материалом. Березовская мульда. Итатская свита.

9. Песчаник мелкозернистый, с мелкой косой штриховатой и косоволнистой слоистостью, подчеркнутой в основном мелким обугленным растительным детритом. Зима-Удинская мульда. Прииркутская свита.

10. Песчаник мелкозернистый, алевритовый, с мелкой косой штриховатой и горизонтальной слоистостью. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

11. Песчаник мелкозернистый, с мелкой косой штриховатой слоистостью; на плоскостях — слюда, обугленный растительный детрит. Зима-Удинская мульда. Черемховская свита.

12. Алевролит крупнозернистый, песчано-глинистый, с мелкой косой штриховатой (*А*), горизонтальной (*Б*) и горизонтальной прерывистоволнистой (*В*) слоистостью. Слоистость в основном подчеркивается глинистым материалом. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

Таблица XXIV

Тип АПП-2. Песчаник мелкозернистый, алевролит крупнозернистый, с мелкой косой штриховатой и косоволнистой слоистостью, участками с прослоями заиления.

1. Песчаник среднезернистый, близкий к крупнозернистому, с мелкой косой штриховатой слоистостью, подчеркнутой обугленным растительным детритом. В нижней части фото — отложения, переходные от типа АПП-1 к АПП-2. Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

2. Песчаник мелкозернистый, близкий к алевролиту крупнозернистому, с мелкой косой штриховатой, участками косоволнистой слоистостью; на плоскостях — обугленный растительный детрит. Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

3. Песчаник мелкозернистый, близкий к среднезернистому, с мелкой косой штриховатой слоистостью, подчеркнутой обугленным растительным детритом. Зима-Удинская мульда. Черемховская свита.

4. Песчаник мелкозернистый, с мелкой косой штриховатой, участками косоволнистой слоистостью, подчеркнутой обугленным растительным детритом. Зима-Удинская мульда. Прииркутская свита.

5. Песчаник мелкозернистый, с мелкой косой штриховатой, участками горизонтальной прерывистоволнистой слоистостью, подчеркнутой обугленным растительным детритом. В самой нижней части — слабо выраженная мелкая косая однонаправленная сходящаяся слоистость, характерная для отложений типа АПП-1. Тегульдетская впадина (южное крыло). Итатская свита.

6. Песчаник среднезернистый, с мелкой косой штриховатой и косоволнистой слоистостью, подчеркнутой обугленным растительным детритом. Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

7. Песчаник мелкозернистый, с мелкой косой штриховатой и косоволнистой, участками горизонтальной и горизонтальной прерывистоволнистой слоистостью, которая подчер-

кивается в основном обугленным растительным детритом. Бельско-Окинская мульда. Прииркутская свита.

8. Песчаник мелкозернистый, с мелкой косой штриховатой и горизонтальной волнистой, участками прерывистой слоистостью; последняя приурочена к прослоям, обогащенным алеврито-глинистым материалом. Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

9. Песчаник мелкозернистый, с мелкой косой штриховатой (*А*), горизонтальной и горизонтальной волнистой(*Б*) слоистостью, подчеркнутой в основном алеврито-глинистым материалом. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

Таблица XXV

Тип АПП-2. Песчаник мелкозернистый, алевролит крупнозернистый, с мелкой косой штриховатой и косоволнистой слоистостью, участками с прослоями заиления.

1. Песчаник мелкозернистый, со слабо выраженной мелкой косой штриховатой (*А*) слоистостью, которая вверх по разрезу по отчетливой границе сменяется горизонтальной прерывистоволнистой, хотя еще в нижней части чередующейся с очень мелкой косой штриховатой слоистостью (*Б*), подчеркнутой в основном обугленным растительным детритом. Бельско-Окинская мульда. Прииркутская свита.

2. Песчаник мелкозернистый, с мелкой косой штриховатой слоистостью (*А*) и прослоями заиления (*Б*), представленные алевролитом крупнозернистым, глинистым, с горизонтальной слоистостью. Прииркутская мульда. Кудинская свита.

3. Песчаник среднезернистый, близкий к мелкозернистому, с мелкой косой штриховатой слоистостью, подчеркнутой в основном обугленным растительным детритом. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

4. Песчаник среднезернистый, участками мелкозернистый, с нарушенной мелкой косой штриховатой, косоволнистой и горизонтальной слоистостью, образовавшейся за счет наложенных эрозионных размывов на пойме. Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

5. Песчаник мелкозернистый, с мелкой косой штриховатой и косоволнистой слоистостью, подчеркнутой глинистым материалом и обугленным мелким растительным детритом. Прииркутская впадина. Черемховская свита.

6. Песчаник мелкозернистый, с мелкой косой штриховатой, косоволнистой и горизонтальной слоистостью, подчеркнутой обугленным растительным детритом и глинистым материалом. Бельско-Окинская мульда. Прииркутская свита.

7. Песчаник мелкозернистый, с хорошо выраженной мелкой косой штриховатой и косоволнистой слоистостью. Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

8. Песчаник мелкозернистый, в основном с косоволнистой и горизонтальной волнистой слоистостью, подчеркнутой обугленным растительным детритом и глинистым материалом. Черемхово-Тагнинское поднятие. Прииркутская свита.

Таблица XXVI

Тип АПП-2. Песчаник мелкозернистый, алевролит крупнозернистый, с мелкой косой штриховатой и косоволнистой слоистостью, участками с прослоями заиления.

1. Песчаник мелкозернистый, с мелкой косой штриховатой и горизонтальной, участками косоволнистой слоистостью, в значительной мере подчеркнутой глинистым материалом. Зима-Удинская мульда. Черемховская свита.

2. Песчаник мелкозернистый, с горизонтальной, горизонтальной волнистой и мелкой косой штриховатой слоистостью; на плоскостях наслоения преобладает обугленный растительный детрит, иногда обрывки растений, в том числе хорошей сохранности. Зима-Удинская мульда. Прииркутская свита.

3. Алевролит крупнозернистый (*А*), с мелкой косой штриховатой слоистостью. Вверх по разрезу появляются прослои более мелкого алевритового и глинистого материала, которые образуют вначале волнистое (*Б*), а затем горизонтальное (*В*) переслаивание. Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

4. Песчаник среднезернистый, близкий к мелкозернистому, в основном с горизонтальной волнистой слоистостью, подчеркнутой большим количеством обугленного растительного детрита. Участками встречается мелкая косая штриховатая слоистость. Зима-Удинская мульда. Черемховская свита.

5. Песчаник мелкозернистый, с мелкой косой штриховатой и косоволнистой слоистостью (*А*), которая вверх по разрезу сменяется горизонтальной (*Б*), характерной уже для алев-

ролита крупнозернистого (тип АПВ-1), обогащенного глинистым материалом. Бельско-Окинская мульда. Прииркутская свита.

6. Песчаник мелкозернистый, с мелкой косой штриховатой и горизонтальной волнистой слоистостью, участками с прослоями с горизонтальной слоистостью. Бельско-Окинская мульда. Прииркутская свита.

7. Песчаник мелкозернистый, с мелкой косой штриховатой слоистостью, чередующейся с горизонтальной слоистостью; первая более интенсивно подчеркнута обугленным растительным материалом. Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

8. Песчаник мелкозернистый, алевритовый, с мелкой косой штриховатой слоистостью, участками нарушенной эрозионными размывами; на плоскостях — обилие обугленного растительного детрита. Березовская мульда. Итатская свита.

9. Алевролит крупнозернистый, глинистый, с мелкой косой штриховатой и косоволнистой, а в верхней части — горизонтальной прерывистоволнистой слоистостью, подчеркнутой в основном глинистым материалом. Бельско-Окинская мульда. Черемховская свита.

10. Песчаник мелкозернистый, с *Cladophlebis* sp. Прииркутская мульда. Черемховская свита.

Таблица XXVII

Фация глинисто-алевритовых осадков застойных, часто зарастающих стариц и вторичных водоемов поймы — АПВ

Тип АПВ-1. Алевролит крупнозернистый, песчаник мелкозернистый, с горизонтальной, горизонтальной волнистой и линзовидной слоистостью, часто их переслаивание.

1. Песчаник мелкозернистый, с горизонтальной и горизонтальной волнистой слоистостью; участками слоистость подчеркивается большим количеством глинистого материала. Прииркутская мульда. Кудинская свита.

2. Песчаник мелкозернистый, с горизонтальной, горизонтальной волнистой и линзовидной слоистостью, подчеркнутой глинистым материалом. Бельско-Окинская мульда. Прииркутская свита.

3. Песчаник мелкозернистый, алеврито-глинистый (*А*), с горизонтальной волнистой слоистостью, участками алевролит крупнозернистый (*Б*), песчано-глинистый. Зима-Удинская мульда. Черемховская свита.

4. Алевролит крупнозернистый, с горизонтальной (*А*) и мелкой косой штриховатой (*Б*) слоистостью, образованной чередованием слойков алевритового и глинистого состава. Алтат-Назаровская мульда. Макаровская свита.

5. Переслаивание песчаника мелкозернистого с алевролитами. В песчаных прослоях наблюдаются следы жизнедеятельности илоядных животных; алевритовые прослои обогащены глинистым материалом и послойным скоплением обугленных обрывков растений и растительного детрита. Бельско-Окинская мульда. Прииркутская свита.

6. Песчаник мелкозернистый, с горизонтальной, участками горизонтальной волнистой слоистостью. Слоистость подчеркивается бóльшим или меньшим количеством обугленного растительного детрита и глинистого материала. Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

7. Песчаник мелкозернистый, близкий к алевролиту крупнозернистому, с горизонтальной, участками горизонтальной волнистой и мелкой косой штриховатой слоистостью. Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

8. Песчаник мелкозернистый, с горизонтальной и слабой горизонтальной волнистой слоистостью, образованной чередованием песчаных и алеврито-глинистых слойков; последние обогащены обугленным растительным детритом; иногда встречаются скопления обрывков растений, в том числе хорошей сохранности. Зима-Удинская мульда. Черемховская свита.

9. Переслаивание песчаника средне- и мелкозернистого с алевролитами, участками с аргиллитом. Имеются текстуры взмучивания. Прииркутская мульда. Черемховская свита.

10. Песчаник мелкозернистый, с горизонтальной слоистостью; участками слоистость подчеркивается скоплением обугленных растительных остатков и детрита. Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

11. Алевролит крупнозернистый, с горизонтальной и линзовидной слоистостью за счет примеси песчаного материала. Зима-Удинская мульда. Черемховская свита.

12. Алевролит крупнозернистый, с горизонтальной и линзовидной, участками со слабой горизонтальной волнистой слоистостью. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

Таблица XXVIII

Тип АПВ-2. Алевролиты, аргиллит, иногда углистые, с горизонтальной, редко горизонтальной волнистой слоистостью, обилием растительного детрита, обрывков стеблей и листьев хорошей сохранности, иногда конкреции сидерита и пирита.

1. Алевролит крупнозернистый, близкий к песчанику мелкозернистому, с горизонтальной, участками слабой горизонтальной волнистой слоистостью, подчеркнутой более мелким алевритовым и глинистым материалом, обогащенным обугленным растительным детритом. Зима-Удинская мульда. Черемховская свита.

2. Песчаник мелкозернистый, близкий к алевролиту крупнозернистому, с горизонтальной, участками слабо волнистой слоистостью, подчеркнутой алеврито-глинистым материалом и обугленным растительным детритом. Более «мощные» прослои имеют мелкую косую штриховатую слоистость. Зима-Удинская мульда. Черемховская свита.

3. Алевролит крупнозернистый, с горизонтальной слоистостью, образовавшейся за счет тонких прослоев песчаного и алеврито-глинистого материала и большого количества обугленных растительных остатков и детрита. Прииркутская мульда. Черемховская свита.

4. Алевролит мелкозернистый, с горизонтальной слоистостью. Порода в целом обогащена обугленным растительным материалом, особенно на плоскостях наслоения. Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

5. Алевролит крупнозернистый с горизонтальной, участками с линзовидной слоистостью, образовавшейся за счет прослоев песчаного и глинистого материала. Прииркутская мульда. Черемховская свита.

6. Алевролит крупнозернистый, с горизонтальной и линзовидной слоистостью за счет песчаного материала. Зима-Удинская мульда. Черемховская свита.

7. Алевролит мелкозернистый, глинистый, со слабо выраженной горизонтальной слоистостью. Бельско-Окинская мульда. Черемховская свита.

8. Аргиллит с горизонтальной и горизонтальной волнистой слоистостью, подчернутой более грубым материалом и различной его окраской. Прииркутская мульда. Черемховская свита.

9. Алевролит мелкозернистый, глинистый, со слабо выраженной горизонтальной слоистостью, подчеркнутой различной окраской пород. Прииркутская мульда. Черемховская свита.

10. Алевролит мелкозернистый, глинистый, с горизонтальной, горизонтальной волнистой и линзовидной слоистостью, которая образована мелкими линзами песчаного материала. Бельско-Окинская мульда. Черемховская свита.

11. Алевролит мелкозернистый, с горизонтальной и линзовидной слоистостью, образовавшейся за счет прослоев песчаного и глинистого материала. Бельско-Окинская мульда. Прииркутская свита.

12. Песчаник мелкозернистый, с включением желвакообразных конкреций сферосидерита и пирита. Бельско-Окинская мульда. Прииркутская свита.

13. Алевролит крупнозернистый, с горизонтальной и линзовидной слоистостью, образовавшейся за счет прослоев песчаного материала. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

14. Аргиллит с тонкой горизонтальной слоистостью, которая участками подчеркивается обугленным растительным детритом и обрывками растений, в том числе хорошей сохранности. Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

15. Алевролит крупнозернистый, с *Cladophlebis* sp. и обугленным растительным детритом. Иркутская мульда. Прииркутская свита.

Таблица XXIX

Тип АПВ-3. Алевролиты, песчаник мелкозернистый, иногда аргиллит, с нарушенными текстурами и обилием обугленных растительных остатков.

1. Алевролит крупнозернистый, песчанистый, участками с горизонтальной слоистостью (*А*), имеющей неровные плоскости наслоения, местами с перепутанной текстурой (*Б*), образовавшейся за счет взмучивания ранее отложенного осадка; имеются включения мелких корешков травянистой растительности. Бельско-Окинская мульда. Черемховская свита.

2. Внедрение песчаника среднезернистого в аргиллит с горизонтальной слоистостью в результате эрозионного размыва на пойме. Очевидно, размыву предшествовало подсуши-

вание и уплотнение аргиллита и его растрескивание. Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

3. Песчаник мелкозернистый, участками близкий к среднезернистому, с неправильной горизонтальной волнистой слоистостью, которая в некоторых местах нарушена текстурами взмучивания и внутриформационными эрозионными размывами. Присутствуют прослои алеврито-глинистого материала. Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

4. Карманообразное внедрение (возможно, заполнение трещин) песчаника среднезернистого, близкого к мелкозернистому (*А*), в переслаивание песчаника мелкозернистого с алевролитами и аргиллитом (*Б*). Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

5. Алевролит крупнозернистый, с неправильной горизонтальной волнистой прерывистой и линзовидной слоистостью; имеются включения мелких линз витрена. Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

6. Песчаник мелкозернистый (*А*), с включениями неокатанных обломков алеврито-глинистого материала и линз витрена, образующий неправильную перепутанную текстуру, возникшую в результате переотложения ранее накопившихся осадков. На эти в значительной степени затвердевшие отложения (*А*) наложены неоднократные эрозионные размывы (*Б*, *В*), заполненные песчаником мелкозернистым; последний содержит включения мелких неокатанных обломков боковых пород. Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

7. Алевролит мелкозернистый, слабо песчанистый, со слабо выраженной горизонтальной прерывистой волнистой слоистостью и многочисленным обугленным растительным детритом. Участками наблюдается мелкая перепутанная текстура, подчеркнутая более грубым материалом и обрывками растений. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

8. Алевролит крупнозернистый (*А*) и песчаник мелкозернистый (*Б*), с неправильной горизонтальной волнистой слоистостью, осложненной мелкими текстурами взмучивания и возможными эрозионными размывами. Бельско-Окинская мульда. Черемховская свита.

9. Аргиллит с горизонтальной и горизонтальной волнистой слоистостью, нарушенной текстурами взмучивания и мелкими эрозионными размывами. Прииркутская мульда. Черемховская свита.

10. Алевролит мелкозернистый, с *Raphaelia* sp. и обугленным растительным детритом. Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

Делювиально-пролювиальные отложения—Д+П (таблицы XXX—XXXII)

Таблица XXX

Макрофация делювиальных отложений—Д

Фация щебенчатых осадков верховьев склонов
(элювиально-делювиальные отложения) — ДВ

Тип ДВ-1. Конгломерато-гравелито-брекчии, сцементированные разнообразным по составу и размеру материалом.

1. Конгломерато-брекчия, состоящая из остроугольных обломков алевролитов и аргиллита с первоначальной горизонтальной и линзовидной текстурой. Порода участками затронута процессами выветривания. В нижней части фото — аргиллит с тонкой горизонтальной, горизонтальной волнистой слоистостью. Прииркутская мульда. Черемховская свита.

2. Конгломерато-брекчия из обломков алевролитов, аргиллитов и известняков; присутствуют прослои песчано-алеврито-глинистых пород. Обломки сцементированы алеврито-глинистым материалом, а по трещинам и между отдельными прослоями — кальцит. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

3. Конгломерато-брекчия, состоящая из обломков алеврито-глинистых пород и известняка. Зима-Удинская мульда. Черемховская свита.

4. Конгломерато-брекчия, состоящая из остроугольных обломков алеврито-глинистых пород и сцементированная карбонатным материалом. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

5. То же. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

Фация песчано-глинистых осадков подножий склонов
(делювиальные отложения; возможно, внутренняя периферическая часть пролювия — верховье конусов выноса) — ДП

Тип ДП-1. Песчаники, алевролиты, аргиллит, иногда гравелиты, с разнообразной по составу галькой и щебенкой пород, иногда прослои конгломерато- и гравелито-брекчий.

6. Конгломерато-брекчия, состоящая из неокатанных, полуокатанных и окатанных обломков изверженных и осадочных пород, сцементированных песчано-гравийным кварцевым материалом. В верхней части образца — песчаник среднезернистый, разнозернистый, плохо отсортированный, с едва различимой крупной косой пологой слоистостью. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

7. Аргиллит, цементирующий окатанные и неокатанные обломки разнообразных пород, в том числе известняков, гравийные и песчаные зерна. Имеются включения беспорядочно расположенных обугленных обрывков растений. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

8. Конгломерато-брекчия, состоящая из неокатанных и слабо окатанных, различных по размерам обломков известняков и алеврито-глинистых пород, сцементированных глинистым материалом, участками аргиллит с включением разнообразных обломков. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

9. Конгломерато-брекчия, состоящая из неокатанных и слабо окатанных обломков осадочных и изверженных пород. Обломки образуют едва различимую крупную косую пологую слоистость. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

10. Алевролит мелкозернистый, с примесью алевролита крупнозернистого и песчаника мелкозернистого, образующих совместно перепутанную, неслоистую текстуру. Присутствуют мелкие линзы витрена, также расположенные беспорядочно. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

11. Алевролит мелкозернистый, с включениями беспорядочно ориентированных слабо окатанных обломков белесого аргиллита, а также песчаных и гравийных зерен. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

12. Конгломерато-брекчия, образованная скоплением различных обломков, которые формируют крупную косую пологую слоистость; цементом служит карбонато-глинистый материал. Зима-Удинская мульда. Черемховская свита.

Таблица XXXI

Тип ДП-1. Песчаники, алевролиты, аргиллит, иногда гравелиты, с разнообразной по составу галькой и щебенкой пород, иногда прослои конгломерато- и гравелито-брекчий.

1. Алевролит крупнозернистый, зеленовато-серый, сильно известковистый, с включениями многочисленных обломков известняков, черного кремня, размерами не более мелкой гальки. Присутствуют также мелкие конкреции пирита. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

2. Алевролит крупнозернистый, песчано-глинистый, сильно известковистый, с включениями многочисленных угловатых обломков темно-серых кремней, известняков, доломитов и других пород. Участками обломки переполняют породу, образуя конгломерато-брекчию мелкощебенчатую. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

3. Аргиллит, песчано-алевритовый, сильно известковистый, с включениями угловатых и слабо окатанных обломков известняков, доломитов и других пород размерами не более мелкой гальки. Участками — прослои мелкощебенчатой конгломерато-брекчии. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

4. Гравелит мелкозернистый, разнозернистый, песчано-алеврито-глинистый, с нарушенной крупной косой слоистостью. Приркутская мульда. Черемховская свита.

5. Алевролит крупнозернистый, сильно глинистый и известковистый, с включениями обломков известняков гравийной и мелкогалечной размерности. Встречаются редкие мелкие конкреции пирита. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

6. Аргиллит алеврито-песчаный, сильно известковистый, с включениями крупных и мелких обломков известняков, черных кремней и зеленовато-серых сланцев гравийной, мелко- и среднегалечной размерности. Участками встречаются конгломерато- и гравелито-брекчии. Бельско-Окинская мульда. Черемховская свита.

Фация гравийно-песчаных осадков потоков конусов выноса (центральная часть пролювия) — ПК

Тип ПК-1. Гравелиты, песчаники, слабо сортированные, с плохо или хорошо выраженной крупной и мелкой косой пологой слоистостью, с включениями мелких обломков пород.

7. Гравелит мелкозернистый, участками песчаник крупнозернистый, со слабо выраженной крупной косой однонаправленной слоистостью, подчеркнутой едва заметной ритмической сортировкой материала. Прииркутская впадина. Черемховская свита.

8. Песчаник мелкозернистый, резко разнозернистый, с беспорядочным включением более крупных песчаных и гравийных, слабо окатанных зерен. Порода обладает крупной косой однонаправленной слоистостью, которая подчеркивается тонкими прослоями аргиллита. Прииркутская мульда. Черемховская свита.

9. Песчаник мелкозернистый, в нижней части с беспорядочной текстурой, а в верхней — крупной косой пологой слоистостью. Имеются включения обугленного детрита. Прииркутская мульда. Черемховская свита.

10. Гравелит мелкозернистый, резко разнозернистый (*А*), со слабо окатанными зернами, обладает крупной косой слоистостью с неровными плоскостями наслоения. Участками встречаются прослои темно-серых алевролитов и песчаников разнозернистых, обогащенных кварцево-полевошпатовыми зернами гравийной размерности (*Б*). Для них также характерна крупная косая беспорядочная слоистость. Прииркутская мульда. Черемховская свита.

Таблица XXXII

Тип ПК-1. Гравелиты, песчаники, слабо сортированные, с плохо или хорошо выраженной крупной и мелкой косой пологой слоистостью, с включением мелких обломков пород.

1. Песчаник среднезернистый, алеврито-глинистый, с крупной косой однонаправленной слоистостью, осложненной текстурами оползания. Имеются отдельные включения различной степени окатанности обломков пород, а также мелких обугленных обрывков растений и детрита, которые в большинстве случаев подчеркивают слоистость. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

2. Гравелит мелкозернистый, слабо алеврито-глинистый, с крупной косой однонаправленной слоистостью. Участками встречаются включения обугленных растительных остатков. Прииркутская мульда. Черемховская свита.

3. Песчаник мелкозернистый, алеврито-глинистый, участками с включениями более крупных песчаных и гравийных зерен, обладает крупной косой выполаживающейся слоистостью. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

Фация алеврито-глинистых осадков шлейфов конусов выноса (внешняя периферическая часть пролювия, возможно, и делювия) — ПШ

Тип ПШ-1. Алевролиты, аргиллит, иногда песчаники, со слабо выраженной горизонтальной и горизонтальной волнистой, редко косоволнистой и косой штриховатой слоистостью.

4. Алевролит крупнозернистый, глинистый, известковистый, с возможной горизонтальной слоистостью, участками с включениями слабо окатанных обломков зеленовато-серого алевролита и кремнистых пород гравийной размерности. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

5. Алевролит мелкозернистый, глинистый, слабо известковистый, со слабо выраженной горизонтальной и горизонтальной волнистой, участками линзовидной слоистостью. Имеются отдельные включения мелких обломков светло-серых известняков и доломитов. Зима-Удинская мульда. Черемховская свита.

6. Аргиллит темно-серый, с горизонтальной слоистостью, подчеркнутой обугленным растительным детритом и линзами витрена. Имеются линзы и прослои песчаников резко разнозернистых, гравийных, с беспорядочной слоистостью. Прииркутская мульда. Черемховская свита.

7. Алевролит мелкозернистый, глинистый, с едва заметной горизонтальной слоистостью. По всей толще встречаются включения остроугольных гравийных зерен и мелких слабо окатанных галек. Прииркутская мульда. Черемховская свита.

8. Аргиллит со слабо выраженной горизонтальной слоистостью и включениями крупнопесчаных и мелкогравийных зерен кварца, полевых шпатов и изверженных пород,

а также мелких кристаллов пирита. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

9. Алевролит крупнозернистый, со слабо выраженной горизонтальной и горизонтальной волнистой слоистостью. Имеются включения мелких и крупных конкреций пирита Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

10. Аргиллит зеленовато-серый, с включениями в различной степени окатанных зерен песчаной и гравийной размерности, а также мелких кристаллов пирита. Последние приурочены к незначительным скоплениям обугленного растительного детрита. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

11. Алевролит крупнозернистый, глинистый с горизонтальной, возможно, крупной косой пологой слоистостью, подчеркнутой мелким обугленным растительным детритом. Бельско-Окинская мульда. Черемховская свита.

12. То же, что и на фото *10*. Кроме того, здесь мелкие кристаллы пирита и сидерита приурочены к местам включения обрывков растений, возможно, их корешков. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

Озерные и озерно-болотные отложения—О (таблицы XXXIII—LVIII)

Таблица XXXIII

Макрофация отложений заболачивающихся речных долин, аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин (почвы и подпочвы) — ОП

Фация глинисто-алевритовых осадков заболоченных аллювиальных равнин и речных долин — ОПА

Тип ОПА-1. Алевролиты, аргиллит, редко песчаник мелкозернистый, с комковатой текстурой и корневыми остатками — почва угольного пласта.

1. Аргиллит алевритовый, с неправильными прослоями темно-серого аргиллита, обогащенного обугленным детритом. По всей толще крупные и мелкие обугленные корешки растений. В нижней части появляется едва заметная горизонтальная волнистая слоистость с неровными плоскостями наслоения. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

2. Песчаник среднезернистый, алеврито-глинистый, со слабо выраженной горизонтальной волнистой и мелкой косой штриховатой слоистостью. По всей толще многочисленные крупные и мелкие обугленные корешки растений. Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

3. Песчаник среднезернистый, близкий к мелкозернистому, серый, в верхней части темно-бурый, с многочисленными крупными и мелкими обугленными корешками растений. Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

4. Песчаник мелкозернистый (*А*), в верхней части темно-бурый, алеврито-глинистый, с флюидоподобными текстурами и мелкими корневыми остатками, по неровной границе залегает на отложениях типа АРР-3. Последние представлены песчаником мелкозернистым (*Б*), с косоволнистой и мелкой косой слоистостью, сменяющейся вниз по разрезу крупной косой однонаправленной сходящейся слоистостью. Бельско-Окинская мульда. Черемховская свита.

5. Аргиллит зеленовато-грязно-серый и почти черный в верхней части, с включениями обугленных корешков растений. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

6. Аргиллит белесый, с остроугольно-раковистым изломом и зеркалами скольжения, содержит крупные и мелкие обугленные корешки растений. Итатская мульда. Итатская свита.

7. Алевролит мелкозернистый, глинистый; в остальном аналогичен аргиллиту на фото *6*. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

8. Алевролит крупнозернистый, в верхней части темно-бурый, с флюидоподобными текстурами и обугленными корневыми остатками. Зима-Удинская мульда. Черемховская свита.

9. Алевролит мелкозернистый, с остроугольно-раковистым изломом и зеркалами скольжения. Присутствуют крупные и мелкие обугленные корешки растений. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

10. Алевролит крупнозернистый, глинистый, с включениями крупных и мелких обугленных корешков растений. Вниз по разрезу появляется слабо выраженная горизонтальная волнистая слоистость. Итатская мульда. Итатская свита.

Таблица XXXIV

Тип ОПА-2. Алевролиты, песчаник мелкозернистый, с редкими корневыми остатками — подпочва угольного пласта.

1. Песчаник мелкозернистый (*А*), в верхней части алевритовый (*Б*), с неотчетливой горизонтальной волнистой слоистостью и включениями мелких обугленных корешков растений. Прииркутская мульда. Кудинская свита.

2. Алевролит мелкозернистый, песчано-глинистый, с текстурами взмучивания и оползания, корешками растений. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

3. Песчаник мелкозернистый, со слабо выраженной горизонтальной волнистой прерывистой, участками мелкой косой штриховатой слоистостью и мелкими обугленными корешками растений. Черемхово-Тагнинское поднятие. Кудинская свита.

4. Песчаник среднезернистый, в верхней части мелкозернистый, участками алевролит крупнозернистый, с горизонтальной волнистой прерывистой слоистостью, которая вниз по разрезу сменяется мелкой косой штриховатой, переходящей в мелкую косую пологую слоистость. Имеются включения крупных и мелких обугленных корешков растений. Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

5. Алевролит крупнозернистый, глинистый, с флюидоподобными текстурами и мелкими обугленными корешками растений. Черемхово-Тагнинское поднятие. Прииркутская свита.

6. Аргиллит с остроугольно-раковистым изломом и мелкими корешками растений. Прииркутская мульда. Черемховская свита.

7. Алевролит крупнозернистый, массивный, карбонатный, с включениями сидеритизированных корешков, а также мелких конкреций пирита. Зима-Удинская мульда. Черемховская свита.

8. Аргиллит со слабо выраженной горизонтальной прерывистоволнистой слоистостью и мелкими обугленными корешками растений, также мелкими конкрециями сидерита, частично по растительным остаткам. Итатская мульда. Итатская свита.

9. Песчаник крупнозернистый, разнозернистый, со слабо выраженной крупной и мелкой косой слоистостью и включениями крупных и мелких обугленных корешков растений. Зима-Удинская мульда. Прииркутская свита.

10. Алевролит крупнозернистый, глинистый, со слабо выраженной горизонтальной прерывистоволнистой слоистостью и включениями сидеритизированных корешков растений, также мелких конкреций пирита. Зима-Удинская мульда. Черемховская свита.

11. Песчаник мелкозернистый, алеврито-глинистый, с остроугольно-раковистым изломом и многочисленными корешками растений. Канско-Тасеевская впадина (северо-западная часть). Переясловская свита.

Таблица XXXV

Фация песчано-алевритовых осадков заболоченных прибрежно-морских равнин—ОПП

Тип ОПП-1. Алевролиты с комковатой текстурой и корневыми остатками — почва угольного пласта.

1. Алевролит крупнозернистый, глинистый, с остроугольно-раковистым изломом, зеркалами скольжения и крупными и мелкими корешками растений. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

2. Алевролит мелкозернистый, глинистый, с остроугольно-раковистым изломом и комковатой текстурой, включениями крупных обугленных корешков растений и многочисленного детрита. Канско-Тасеевская впадина (северо-западная часть). Мурминская свита.

3. Аргиллит алевритовый, с остроугольно-раковистым изломом, участками едва заметной горизонтальной прерывистоволнистой слоистостью и включениями крупных и мелких обугленных корешков растений. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

4. Алевролит мелкозернистый, глинистый, с остроугольно-раковистым изломом и комковатой текстурой, включениями крупных и мелких корешков растений, часто минерализованных. Редко встречаются мелкие конкреции пирита. Иногда пустоты от корешков и трещины заполнены глинистым материалом. Березовская мульда. Соболевская свита.

5. Алевролит мелкозернистый, с остроугольно-раковистым изломом и многочисленными обугленными корешками растений. Итатская мульда. Итатская свита.

6. Алевролит мелкозернистый, с остроугольно-раковистым изломом, включениями обугленных корешков растений и линз витрена. Тегульдетская впадина (восточная часть) Соболевская свита.

7. Алевролит мелкозернистый, глинистый, с остроугольно-раковистым изломом и включениями крупных и мелких обугленных корешков растений. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

8. Песчаник мелкозернистый, участками алеврито-глинистый, с остроугольно-раковистым изломом и комковатой текстурой; в верхней части — текстуры взмучивания. По всей толще обугленные корешки растений. Бородинская мульда. Рыбинская свита.

9. Аргиллит, алевритовый, с остроугольно-раковистым изломом и комковатой текстурой, включениями редких корешков растений и конкреций пирита. Итатская мульда. Соболевская свита.

Таблица XXXVI

Тип ОПП-2. Алевролиты, песчаник мелкозернистый, с редкими корневыми остатками и флюидоподобной текстурой — подпочва угольного пласта.

1. Алевролит крупнозернистый, глинистый, с более или менее отчетливой горизонтальной волнистой слоистостью, которая нарушается крупными и мелкими обугленными корешками растений. Итатская мульда. Соболевская свита.

2. Песчаник мелкозернистый, близкий к алевролиту крупнозернистому, с флюидоподобными текстурами, остроугольно-раковистым изломом и включениями обугленных корешков растений. Канско-Тасеевская впадина (северо-западная часть). Рыбинская свита.

3. Алевролит мелкозернистый, глинистый, с остроугольно-раковистым изломом и флюидоподобными текстурами, включениями обугленных корешков растений. Березовская мульда. Соболевская свита.

4. Алевролит крупнозернистый, глинистый, с остроугольно-раковистым изломом и комковатой текстурой, включениями корешков растений и редких конкреций пирита. Назаровская мульда. Итатская свита.

5. Песчаник мелкозернистый, с мелкой косой штриховатой и косоволнистой слоистостью (*А*), которая вверх по разрезу сменяется горизонтальной волнистой слоистостью (*Б*). Имеются включения крупных обугленных корешков растений. Тегульдетская впадина (южная часть). Соболевская свита.

6. Алевролит мелкозернистый, с неправильной горизонтальной волнистой слоистостью, нарушенной текстурами взмучивания, протыкания; последние образованы крупными и мелкими корешками растений. Итатская мульда. Итатская свита.

Таблица XXXVII

Фация глинисто-алевритовых осадков заболоченных озерных водоемов аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин — ОПВ

Тип ОПВ-1. Аргиллит, алевролиты, с комковатой текстурой, иногда со слабо выраженной горизонтальной волнистой слоистостью и крупными корневыми остатками — почва угольного пласта.

1. Алевролит крупнозернистый, глинистый, темно-серый в верхней части (*А*) и близкий к песчанику мелкозернистому в нижней части (*Б*) — отложения подпочвы (тип ОПВ-2). По всей толще встречаются включения обугленных корешков растений. Отложения почвы (*А*) перекрываются угольным пластом. Итатская мульда. Макаровская свита.

2. Аргиллит алевритовый (*А*), с остроугольно-раковистым изломом, комковатой текстурой и многочисленными обугленными корешками растений. На отложениях почвы непосредственно залегает угольный пласт (*Б*). Итатская мульда. Итатская свита.

3. Алевролит мелкозернистый, глинистый, с зеркалами скольжения и комковатой текстурой, включениями обугленных корешков растений. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

4. Аргиллит, слабо алевритовый, с остроугольно-раковистым изломом и многочисленными крупными и мелкими обугленными растительными остатками. Канско-Тасеевская впадина (северо-западная часть). Рыбинская свита.

5. Алевролит крупнозернистый, серого цвета в нижней части (*А*) и серовато-бурого — в верхней (*Б*), с остроугольно-раковистым изломом и многочисленными обугленными корешками растений. Тегульдетская впадина (южная часть). Итатская свита.

Таблица XLI

Тип ОПО-2. Песчаник мелко-, иногда среднезернистый, алевролит крупнозернистый, с неправильной горизонтальной прерывистоволнистой слоистостью, флюидоподобной текстурой и редкими мелкими корневыми остатками— подпочва угольного пласта.

1. Песчаник среднезернистый, алеврито-глинистый, с крупными и мелкими флюидоподобными текстурами,текстурами взмучивания и мелкими эрозионными размывами, нарушающими первичную слоистую текстуру. Имеются включения отдельных корешков растений. Прииркутская мульда. Кудинская свита.

2. Алевролит крупнозернистый (*А*), в верхней части темно-бурый, участками мелкозернистый (*Б*), с неправильной горизонтальной волнистой слоистостью, осложненной текстурами взмучивания и флюидоподобными текстурами. Вниз по разрезу порода приобретает неотчетливое переслаивание алевролитов и песчаника мелкозернистого. Черемхово-Тагнинское поднятие. Прииркутская свита.

3. Алевролит крупнозернистый, темно-бурый, с флюидоподобными текстурами и корешками растений, а также включениями разнообразной формы конкреций пирита; ветвистые конкреции образованы по корешкам растений. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

4. Песчаник мелкозернистый (*А*), с горизонтальной волнистой слоистостью, участками с флюидоподобными текстурами, включениями обугленных корешков растений, нарушающих первичную слоистую текстуру отложений. Песчаник мелкозернистый с эрозионным размывом залегает на аргиллите (*Б*), представляющем собой также подпочвенные образования. Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

5. Песчаник мелкозернистый, алевритовый, с остроугольно-раковистым изломом и включениями крупных линз витрена и мелких корешков растений. Зима-Удинская мульда. Черемховская свита.

6. Алевролит мелкозернистый, темно-серый, участками с неправильной горизонтальной волнистой слоистостью и прослоями алевролита крупнозернистого, светло-серого. Слоистость и переслаивание осложнены текстурами взмучивания. Имеются редкие мелкие корешки растений. Зима-Удинская мульда. Черемховская свита.

7. Песчаник мелкозернистый, алеврито-глинистый, с флюидоподобными текстурами и мелкими корешками растений. Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

8. Алевролит крупнозернистый, с линзовидной слоистостью, образовавшейся за счет более тонкого и более темного материала, с включениями мелких линз витрена и редких корешков растений. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

9. Алевролит крупнозернистый, глинистый, с *Cladophlebis* sp. и *Raphaelia* sp. Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

Таблица XLII

Макрофация отложений озерных водоемов речных долин, аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин — ОВ

Фация глинисто-алевритовых осадков полуизолированных прибрежных частей озерных водоемов — ОВП

Тип ОВП-1. Аргиллит, алевролит мелкозернистый, почти черного цвета, с тонкой горизонтальной, иногда слабо волнистой слоистостью, обилием обугленных обрывков растений, часто листовой флорой хорошей сохранности.

1. Аргиллит алевритовый, участками алевролит мелкозернистый, темно-серый, с горизонтальной и слабо волнистой слоистостью, подчеркнутой обилием обрывков растений и детрита, также растительными остатками хорошей сохранности. Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

2. Алевролит мелкозернистый, со слабо выраженной горизонтальной слоистостью, включениями обрывков растений и конкреций пирита. Зима-Удинская мульда. Черемховская свита.

3. Алевролит мелкозернистый, глинистый, с горизонтальной и горизонтальной волнистой слоистостью. По всей толще наблюдаются обугленные обрывки растений, детрит и линзы витрена. Бельско-Окинская мульда. Прииркутская свита.

4. Аргиллит белесый, с тонкой горизонтальной слоистостью, подчеркнутой различным количеством обугленных растительных остатков и детрита; присутствуют также растительные остатки хорошей сохранности. Прииркутская мульда. Кудинская свита.

5. Алевролит мелкозернистый, с тонкой горизонтальной слоистостью и редкими обрывками растений. Зима-Удинская мульда. Черемховская свита.

6. Алевролит мелкозернистый, с горизонтальной слоистостью, подчеркнутой обугленными обрывками растений, которые участками имеют повышенное скопление. Вверх по разрезу по отчетливой границе замещается отложениями более удаленных от побережья частей озерных водоемов. Бельско-Окинская мульда. Прииркутская свита.

7. Аргиллит с горизонтальной слоистостью, участками подчеркнутой обугленными обрывками растений. Прииркутская мульда. Черемховская свита.

8. Аргиллит с тонкой горизонтальной слоистостью, подчеркнутой различной окраской; более темные цвета обусловлены обугленным органическим веществом и гумусовыми растворами. Прииркутская мульда. Черемховская свита.

9. Алевролит мелкозернистый (*А*), с тонкой горизонтальной слоистостью, подчеркнутой линзами витрена, обугленными растительными остатками, в том числе хорошей сохранности, и детритом. Отложения данного типа по резкой границе с размывом перекрываются русловым аллювием (*Б*). Прииркутская мульда. Черемховская свита.

10. Аргилит (*А*) с тонкой горизонтальной слоистостью, подчеркнутой обугленными растительными остатками и детритом. Аргиллит по неровной, слабо волнистой границе залегает на аргиллите углистом (*Б*, тип ОЗУ-1). Прииркутская мульда. Черемховская свита.

11. Аргиллит с горизонтальной, возможно, слабо наклонной слоистостью. По всей толще встречаются обугленные обрывки растений, детрит, линзы витрена и мелкие конкреции пирита. Березовская мульда. Итатская свита.

12. Алевролит мелкозернистый, с *Raphaelia* sp. Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

13. Алевролит мелкозернистый, глинистый, с горизонтальной слоистостью, подчеркнутой обугленными обрывками растений. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

Таблица XLIII

Тип ОВП-1. Аргиллит, алевролит мелкозернистый, почти черного цвета, с тонкой горизонтальной, иногда слабо волнистой слоистостью, обилием обугленных обрывков растений, часто листовой флорой хорошей сохранности.

1. Алевролит мелкозернистый, с *Cladophlebis haiburnensis* (L. et H.) Brongn. Прииркутская мульда. Черемховская свита.

2. Песчаник мелкозернистый, с *Raphaelia diamensis* Seward. Бельско-Окинская мульда. Прииркутская свита.

3. Аргиллит с *Equisetites* sp. и обугленным растительным детритом. Зима-Удинская мульда. Черемховская свита.

4. Алевролит крупнозернистый, с *Cladophlebis* sp. Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

5. Аргиллит с *Equisetites* sp. и обугленными обрывками растений. Прииркутская мульда. Черемховская свита.

6. Алевролит мелкозернистый, с *Raphaelia diamensis* Seward. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

Тип ОВП-2. Алевролиты с горизонтальной, часто прерывистоволнистой и линзовидной слоистостью, обилием обугленного детрита, редко листовой флорой хорошей сохранности.

7. Алевролит крупнозернистый, глинистый, со слабо выраженной горизонтальной слоистостью; на плоскостях — обугленные обрывки растений, линзы витрена, также мелкие конкреции пирита. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

8. Аргиллит с мелкими обрывками обугленных растительных остатков и детрита, а также мелкими обломками фауны. Канско-Тасеевская впадина (северо-западная часть). Рыбинская свита.

9. Алевролит крупнозернистый, с горизонтальной и горизонтальной волнистой слоистостью, подчеркнутой обугленным растительным детритом. Присутствуют также мелкие конкреции пирита. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

10. Алевролит мелкозернистый, с тонкой горизонтальной слоистостью, подчеркнутой большим количеством обугленного растительного детрита. Прииркутская мульда. Кудинская свита.

11. Алевролит мелкозернистый, с тонкогоризонтальной, часто волнистой и линзовидной слоистостью; на плоскостях — редкий обугленный детрит. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

12. Алевролит крупнозернистый, с *Cladophlebis* sp. и обугленными обрывками растений. Бельско-Окинская мульда. Прииркутская свита.

13. Алевролит мелкозернистый, с горизонтальной слоистостью, подчеркнутой обугленным растительным детритом и глинистым материалом. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

14. Алевролит мелкозернистый (участками переслаивание с песчаником мелкозернистым), с горизонтальной и линзовидной слоистостью, образовавшейся за счет включения песчаного материала. Горизонтальная слоистость подчеркивается обугленным растительным детритом. Черемхово-Тагнинское поднятие. Прииркутская свита.

Таблица XLIV

Фация песчаных осадков открытого мелководья озерных водоемов (отложения малых аккумулятивных форм — дельт, подводных валов, гряд и т. п.) — ОВМ

Тип ОВМ-1. Алевролит крупнозернистый, песчаник мелкозернистый, с горизонтальной и горизонтальной волнистой слоистостью, обрывками растений и детритом, часто их переслаивание.

1. Мелкий и тонкий переслой аргиллита с алевролитами, участками с песчаником мелкозернистым. Прослои аргиллита имеют горизонтальную, а алевролитов и песчаника мелкозернистого —линзовидную, мелкую косую штриховатую и косоволнистую слоистость; на плоскостях — обугленный растительный детрит. Бельско-Окинская мульда. Прииркутская свита.

2. Песчаник мелкозернистый (участками переслаивается с алевролитами), с горизонтальной слоистостью, подчеркнутой скоплением большого кроличества обугленных обрывков растений и детрита. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

3. Песчаник мелкозернистый, с горизонтальной, участками горизонтальной волнистой слоистостью, подчеркнутой большим количеством обугленного растительного детрита. Бельско-Окинская мульда. Черемховская свита.

4. Алевролит крупнозернистый, глинистый, с горизонтальной и горизонтальной волнистой слоистостью, подчеркнутой обугленным растительным детритом и глинистым материалом. Алтат-Назаровская мульда. Макаровская свита.

5 Песчаник мелкозернистый, с горизонтальной, горизонтальной волнистой и мелкой косой штриховатой слоистостью, подчеркнутой обугленным растительным детритом и линзами витрена. Имеются прослои алевролитов. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

6. Песчаник мелкозернистый, с горизонтальной слоистостью, подчеркнутой небольшим количеством обугленного растительного детрита. Зима-Удинская мульда. Черемховская свита.

7. Песчаник мелкозернистый (мелкое переслаивание песчаника мелкозернистого с алевролитами), с горизонтальной слоистостью, подчеркнутой участками алеврито-глинистым материалом и большим количеством обугленного растительного детрита. Бельско-Окинская мульда. Прииркутская свита.

8. Песчаник мелкозернистый, с тонкой горизонтальной, участками слабо волнистой слоистостью, подчеркнутой обугленным растительным детритом. Черемхово-Тагнинское поднятие. Прииркутская свита.

9. Алевролит крупнозернистый, глинистый, с горизонтальной, участками слабо волнистой слоистостью, подчеркнутой небольшим количеством обугленного растительного материала. Черемхово-Тангинское поднятие. Прииркутская свита.

10. Песчаник мелкозернистый, с горизонтальной слоистостью, подчеркнутой то большим, то меньшим количеством обугленного растительного материала. Имеются включения конкреций пирита. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

11. Песчаник мелкозернистый, с мелкой косой штриховатой и горизонтальной слоистостью, подчеркнутой мелким обугленным растительным детритом. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

12. Песчаник мелкозернистый, с горизонтальной и горизонтальной волнистой слоистостью, подчеркнутой обугленным растительным детритом и алеврито-глинистым материалом. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

Таблица XLV

Тип ОВМ-2. Песчаник мелко- и среднезернистый, с мелкой косой штриховатой и косоволнистой, участками с горизонтальной прерывистоволнистой слоистостью, обилием обрывков растений и детрита.

1. Песчаник мелкозернистый, с мелкой косой штриховатой и косоволнистой, участками горизонтальной и горизонтальной волнистой слоистостью, подчеркнутой обугленным растительным детритом. Бельско-Окинская мульда. Черемховская свита.

2. То же. Мелкая косая штриховатая слоистость имеет более крупные серии. Бельско-Окинская мульда. Черемховская свита.

3. Песчаник мелкозернистый, с мелкой косой штриховатой (*А*) слоистостью, переходящей вниз по разрезу в мелкую косую сходящуюся (*Б*) слоистость. В верхней части появляются прослои алевролитов (*В*) с горизонтальной и горизонтальной волнистой слоистостью, подчеркнутой обугленным растительным детритом. Прииркутская мульда. Черемховская свита.

4. Песчаник мелкозернистый, глинистый, с мелкой косой штриховатой и косоволнистой слоистостью, подчеркнутой обугленным растительным детритом. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

5. Песчаник мелкозернистый, с мелкой косой штриховатой и косоволнистой слоистостью. Участками встречаются прослои алевролитов с горизонтальной и горизонтальной волнистой слоистостью. На плоскостях — обугленный растительный детрит. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

6. Песчаник мелкозернистый, с мелкой косой штриховатой и косоволнистой, участками горизонтальной волнистой слоистостью, подчеркнутой (особенно последняя) обугленным растительным детритом. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

7. Алевролит крупнозернистый, глинистый, с мелкой косой штриховатой слоистостью. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

8. Песчаник мелкозернистый, с мелкой косой штриховатой и горизонтальной волнистой слоистостью, подчеркнутой обугленным растительным детритом. Черемхово-Тагнинское поднятие. Прииркутская свита.

Таблица XLVI

Тип ОВМ-2. Песчаник мелко- и среднезернистый, с мелкой косой штриховатой и косоволнистой, участками с горизонтальной прерывистоволнистой слоистостью, обилием обрывков растений и детрита.

1. Песчаник мелкозернистый, с косоволнистой и мелкой косой штриховатой, участками горизонтальной слоистостью, подчеркнутой обугленным растительным детритом. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

2. Песчаник мелкозернистый, с очень мелкой косой штриховатой и косоволнистой слоистостью, чередующейся с горизонтальной и горизонтальной волнистой слоистостью; на плоскостях — обугленный растительный детрит. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

3. Песчаник среднезернистый (*А*), с мелкой косой штриховатой слоистостью, возможно, мелкой косой выполаживающейся. В средней части — песчаник мелкозернистый (*Б*), с горизонтальной прерывистоволнистой и более мелкой косой штриховатой и косоволнистой слоистостью. Слоистость везде подчеркивается небольшим количеством обугленного детрита. Прииркутская муяьда. Прииркутская свита.

4. Песчаник мелкозернистый, глинистый, с мелкой косой штриховатой, участками горизонтальной волнистой слоистостью, подчеркнутой мелким обугленным растительным детритом. Канско-Тасеевская впадина (северо-западная часть). Переясловская свита.

5. Песчаник мелкозернистый (*А*), с мелкой косой штриховатой слоистостью. В нижней части — алевролит крупнозернистый (*Б*), с косоволнистой и мелкой косой штриховатой, участками горизонтальной волнистой слоистостью. Слоистость подчеркивается обугленным растительным детритом. Черемхово-Тагнинское поднятие. Прииркутская свита.

6. Песчаник среднезернистый, с мелкой косой штриховатой, косоволнистой и горизонтальной волнистой слоистостью; на плоскостях — обугленный детрит. Зима-Удинская мульда. Черемховская свита.

7. Песчаник среднезернистый, с мелкой косой штриховатой и косоволнистой слоистостью, подчеркнутой обугленным растительным детритом. Бельско-Окинская мульда. Черемховская свита.

8. Песчаник мелкозернистый, с мелкой косой штриховатой, участками горизонтальной волнистой слоистостью, подчеркнутой обугленным растительным детритом. Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

9. Песчаник крупнозернистый, с мелкой косой штриховатой и мелкой косой выполаживающейся слоистостью. Он является переходным к отложениям типа ОВМ-3. Прииркутская мульда. Кудинская свита.

10. Песчаник мелкозернистый, с крупной мульдообразной слоистостью. В пределах каждой мульды — мелкая косая штриховатая слоистость; на плоскостях — обугленный растительный детрит. Бельско-Окинская мульда. Прииркутская свита.

11. Песчаник мелкозернистый (*А*), с мелкой косой штриховатой слоистостью и прослоями алевролита крупнозернистого (*Б*), с горизонтальной и горизонтальной волнистой слоистостью; здесь же наибольшее количество обугленного растительного детрита. Зима-Удинская мульда. Черемховская свита.

12. Песчаник мелкозернистый, с мульдообразной, мелкой косой штриховатой и горизонтальной слоистостью, подчеркнутой обугленным растительным детритом. Бельско-Окинская мульда. Черемховская свита.

Таблица XLVII

Тип ОВМ-3. Песчаник средне- и крупнозернистый, редко гравелит мелкозернистый, с мелкой и крупной косой одно- и разнонаправленной выклинивающейся и взаимосрезающейся сходящейся слоистостью, растительным детритом, часто крупными обломками древесины.

1. Песчаник крупнозернистый (*А*), участками среднезернистый (*Б*), разнозернистый, с крупной косой разнонаправленной и взаимосрезающейся слоистостью. Вниз по разрезу он сменяется песчаником мелкозернистым, с мелкой косой штриховатой слоистостью (*В*, тип ОВМ-2), а последний по отчетливой границе — алевролитом мелкозернистым, с горизонтальной слоистостью (*Г*, тип. ОВП-1). Прииркутская мульда. Кудинская свита.

2. Песчаник крупнозернистый, с крупной косой слабо выраженной разнонаправленной слоистостью и включениями крупных конкреций пирита (*А*). Зима-Удинская мульда. Черемховская свита.

3. Гравелит мелкозернистый, разнозернистый, со слабо выраженной крупной косой слоистостью, участками беспорядочной текстурой, подчеркнутой различными размерами зерен и витренизированными обломками древесины. Гравелит залегает по резкой границе на отложениях типа ОЗП-1. Прииркутская мульда. Кудинская свита.

4. Песчаник среднезернистый, с крупной косой разнонаправленной (*А*), участками мелкой косой штриховатой (*Б*) слоистостью, подчеркнутой как обугленным растительным детритом, так и различной сортировкой зерен. Прииркутская мульда. Кудинская свита.

5. Песчаник среднезернистый, с крупной косой однонаправленной выполаживающейся, возможно, взаимосрезающейся слоистостью; участками она различается с трудом. Прииркутская мульда. Черемховская свита.

6. Песчаник крупнозернистый, гравийный, с крупной косой разнонаправленной взаимосрезающейся слоистостью, в большей мере подчеркнутой различными размерами зерен. Зима-Удинская мульда. Черемховская свита.

7. Песчаник крупнозернистый, разнозернистый, с мелкой косой выполаживающейся, участками горизонтальной слоистостью, подчеркнутой обугленным растительным детритом. Черемхово-Тагнинское поднятие. Прииркутская свита.

8. Песчаник мелкозернистый, с крупной косой разнонаправленной и взаимосрезающейся слоистостью, в большей мере подчеркнутой различными размерами зерен. Прииркутская мульда. Кудинская свита.

9. Песчаник среднезернистый, с мелкой косой выполаживающейся взаимосрезающейся слоистостью, подчеркнутой обугленным растительным детритом. Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

Таблица XLVIII

Тип ОВМ-3. Песчаник средне- и крупнозернистый, редко гравелит мелкозернистый, с мелкой и крупной косой одно- и разнонаправленной выклинивающейся и взаимосрезающейся сходящейся слоистостью, растительным детритом, часто крупными обломками древесины.

1. Песчаник мелкозернистый, с мелкой косой выполаживающейся разнонаправленной и взаимосрезающейся, участками, возможно, горизонтальной волнистой слоистостью. Отчетливый рисунок последней лучше проявляется там, где больше присутствует обугленного растительного детрита. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

2. Песчаник среднезернистый (*А*), с мелкой косой выполаживающейся разнонаправленной

и взаимосрезающейся слоистостью. Участками встречаются прослои песчаника мелкозернистого (*Б*), возможно, составляющие верхние части серий с косой слоистостью. Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

3. Песчаник мелкозернистый, с мелкой, возможно, крупной косой разнонаправленной и взаимосрезающейся слоистостью. На фото видны три взаимосрезающиеся серии пород с косой слоистостью. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

4. Песчаник крупнозернистый, с мелкой косой выполаживающейся, участками мелкой косой штриховатой слоистостью, подчеркнутой обугленным растительным детритом. Зима-Удинская мульда. Черемховская свита.

5. Песчаник среднезернистый, с мелкой косой выполаживающейся и мелкой косой штриховатой слоистостью, подчеркнутой глинистым материалом и обугленным растительным детритом. Зима-Удинская мульда. Черемховская свита.

6. Песчаник мелкозернистый, с крупной косой, возможно, разнонаправленной, участками пологонаклонной или горизонтальной слоистостью. Последние два типа слоистости подчеркиваются обугленным растительным детритом. Бельско-Окинская мульда. Черемховская свита.

7. Песчаник среднезернистый, с мелкой косой выполаживающейся разнонаправленной и взаимосрезающейся, участками нарушенной слоистостью. Бельско-Окинская мульда. Прииркутская свита.

8. Песчаник крупнозернистый, разнозернистый, с крупной и мелкой косой разнонаправленной слоистостью, в значительной степени подчеркнутой различными размерами зерен. Прииркутская мульда. Черемховская свита.

Таблица XLIX

Макрофация отложений зарастающих озерных водоемов и заиливающихся торфяных болот и сапропелевых озер речных долин, аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин — ОЗ

Фация алеврито-песчаных осадков проточных участков зарастающих озерных водоемов — ОЗП

Тип ОЗП-1. Песчаник мелко- и среднезернистый, алевролит крупнозернистый, с горизонтальной волнистой и линзовидной слоистостью, текстурами взмучивания и оползания, обилием обугленных обрывков растений и детрита.

1. Песчаник мелкозернистый, с горизонтальной, горизонтальной волнистой, участками нарушенной слоистостью, подчеркнутой глинистым материалом и мелким обугленным растительным детритом. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

2. Песчаник мелкозернистый, с горизонтальной волнистой слоистостью, нарушенной текстурами взмучивания, и включениями мелких темно-бурых конкреций, возможно, сидерита. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

3. Алевролит мелкозернистый, с горизонтальной и горизонтальной волнистой слоистостью, нарушенной мелкими текстурами взмучивания. Имеются включения линз витрена, обугленных обрывков растений и детрита. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

4. Песчаник мелкозернистый, алевритовый, с горизонтальной волнистой и линзовидной слоистостью, подчеркнутой обугленным растительным детритом и глинистым материалом. Участками слоистость нарушена текстурами взмучивания. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

5. Песчаник мелкозернистый, с горизонтальной и горизонтальной волнистой, участками мелкой косой штриховатой слоистостью. Слоистость нарушена мелкими текстурами взмучивания. Бельско-Окинская мульда. Черемховская свита.

6. Песчаник мелкозернистый, с крупными и мелкими текстурами взмучивания, местными размывами, участками с сохранившейся горизонтальной и горизонтальной волнистой слоистостью, подчеркнутой глинистым материалом и обугленным растительным детритом. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

7. Песчаник среднезернистый, с беспорядочным расположением крупных и мелких обугленных растительных остатков. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

8. Песчаник мелкозернистый, с горизонтальной волнистой, мелкой косой штриховатой и, возможно, мелкой косой выполаживающейся слоистостью, подчеркнутой обугленным растительным детритом и глинистым материалом. Имеются включения крупных и мелких линз витрена. Бельско-Окинская мульда. Черемховская свита.

9. Песчаник среднезернистый, разнозернистый, с беспорядочным скоплением крупных и мелких витренизированных растительных остатков. Березовская мульда. Макаровская свита.

10. Песчаник среднезернистый, разнозернистый, с неправильной горизонтальной волнистой слоистостью, подчеркнутой крупными и мелкими линзами витрена и алевритоглинистым материалом. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

Таблица L

Тип ОЗП-1. Песчаник мелко- и среднезернистый, алевролит крупнозернистый, с горизонтальной волнистой и линзовидной слоистостью, текстурами взмучивания и оползания, обилием обугленных обрывков растений и детрита.

1. Песчаник мелкозернистый, буровато-серый, с горизонтальной волнистой, большей частью нарушенной слоистостью, подчеркнутой обугленным растительным детритом и обрывками растений. Бельско-Окинская мульда. Черемховская свита.

2. Песчаник среднезернистый, разнозернистый, с горизонтальной волнистой сплошной и прерывистой, участками нарушенной слоистостью за счет текстур взмучивания. Слоистость подчеркивается обугленными обрывками растений и детритом. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

3. Песчаник мелкозернистый, с горизонтальной и горизонтальной волнистой слоистостью. В средней части — прослои песчаника среднезернистого, с мелкой косой сходящейся слоистостью, подчеркнутой также обугленным растительным детритом. В нижней части — прослои алевролита крупнозернистого, с горизонтальной слоистостью. Бельско-Окинская мульда. Прииркутская свита.

4. Песчаник мелкозернистый, с горизонтальной и горизонтальной волнистой слоистостью, осложненной текстурами взмучивания и флюидоподобными текстурами. Слоистость и нарушенные текстуры подчеркиваются обугленным растительным детритом и глинистым материалом. Прииркутская мульда. Черемховская свита.

5. Песчаник среднезернистый, участками мелкозернистый, с горизонтальной волнистой слоистостью, осложненной текстурами взмучивания и включениями большого количества обугленных растительных остатков; в средней части — с мелкой косой выполаживающейся слоистостью. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

6. Алевролит мелкозернистый, участками крупнозернистый, с горизонтальной волнистой, иногда мелкой косой штриховатой слоистостью, осложненной текстурами взмучивания и флюидоподобными текстурами. Текстуры подчеркиваются глинистым материалом и обугленными растительными остатками и детритом. Имеются включения темно-бурых конкреций, возможно, сидеритового состава. Зима-Удинская мульда. Черемховская свита.

7. Песчаник мелкозернистый, алеврито-глинистый, с неправильной горизонтальной волнистой слоистостью, осложненной мелкими текстурами возмучивания и включениями линз песчаника среднезернистого. По всей толще отмечаются включения обугленных обрывков растений и детрита. Бельско-Окинская мульда. Прииркутская свита.

8. Песчаник мелкозернистый, алеврито-глинистый, с текстурами взмучивания и флюидоподобными текстурами, осложняющими горизонтальную и горизонтальную волнистую слоистость. Текстуры подчеркиваются глинистым материалом, обугленными растительными остатками и детритом. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

Таблица LI

Тип ОЗП-2. Пологоволнистое переслаивание пород от аргиллита до песчаника мелко- и среднезернистого, с текстурами взмучивания и оползания, обилием обугленного детрита и обрывками растений.

1. Мелкое, участками крупное пологоволнистое переслаивание алевролитов с песчаниками от мелко- и до крупнозернистого; песчаные прослои иногда имеют мелкую косую штриховатую слоистость. Обугленные обрывки растений и детрит подчеркивают горизонтальную слоистость алевролитов. Зима-Удинская мульда. Черемховская свита.

2. Песчаник мелкозернистый, с горизонтальной, горизонтальной волнистой и мелкой косой штриховатой слоистостью, осложненной текстурами взмучивания; участками тонкое переслаивание песчаника мелкозернистого с алевролитами; на плоскостях — обугленный растительный детрит. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

3. Тонкое, участками мелкое переслаивание алевролитов с песчаником мелкозернистым, осложненное мелкими текстурами взмучивания, возможно, ходами жизнедеятельности илоядных животных. Более крупные песчаные прослои имеют мелкую косую штриховатую слоистость. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

4. Тонкое и мелкое переслаивание алевролитов с песчаником мелкозернистым, участками осложненное текстурами взмучивания; последние более характерны для песчаных прослоев. Зима-Удинская мульда. Черемховская свита.

5. Тонкое, участками мелкое переслаивание алевролитов с песчаником мелкозернистым; на плоскостях — мелкий обугленный растительный детрит. Бельско-Окинская мульда. Черемховская свита.

6. Мелкое переслаивание алевролитов с песчаником мелкозернистым, осложненное текстурами взмучивания. Кроме того, алевритовые прослои обладают горизонтальной и горизонтальной волнистой, а песчаные — мелкой косой штриховатой и косоволнистой слоистостью; на плоскостях — обугленный растительный детрит и глинистый материал. Зима-Удинская мульда. Черемховская свита.

7. То же. Имеются прослои песчаника среднезернистого и более крупные текстуры взмучивания. Зима-Удинская мульда. Черемховская свита.

8. Мелкое, участками тонкое переслаивание алевролитов с песчаником мелкозернистым, осложненное текстурами взмучивания. Алевролитовые прослои обладают горизонтальной и горизонтальной волнистой, а песчаные — мелкой косой штриховатой и косоволнистой слоистостью; на плоскостях — обугленный растительный детрит и глинистый материал. Бельско-Окинская мульда. Прииркутская свита.

Таблица LII

Тип ОЗП-2. Пологоволнистое переслаивание пород от аргиллита до песчаника мелко- и среднезернистого, с текстурами взмучивания и оползания, обилием обугленного детрита и обрывками растений.

1. Тонкое, участками мелкое переслаивание алевролитов; участками они чередуются с песчаником мелкозернистым, последний обладает мелкой косой штриховатой и косоволнистой слоистостью; на плоскостях — обугленный растительный детрит. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

2. Тонкое и мелкое переслаивание алевролитов с песчаником мелкозернистым, подчеркнутое обугленным растительным детритом. Песчаные прослои имеют мелкую косую штриховатую и косоволнистую слоистость. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

3. Мелкое переслаивание алевролитов с песчаником мелкозернистым, осложненное текстурами взмучивания. Для песчаных прослоев характерна горизонтальная прерывисто-волнистая, участками мелкая косая штриховатая слоистость, подчеркнутая обугленным растительным детритом. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

4. Мелкое переслаивание алевролитов с песчаником мелкозернистым. Алевролиты обладают горизонтальной и горизонтальной волнистой, песчаные—мелкой косой штриховатой слоистостью; на плоскостях — обугленный детрит. Прииркутская мульда. Черемховская свита.

5. Мелкое и тонкое переслаивание алевролитов с песчаником мелкозернистым, подчеркнутое большим количеством обугленного растительного детрита и глинистым материалом. Прииркутская мульда. Черемховская свита.

6. Мелкое переслаивание алевролитов с песчаником мелкозернистым. Последний обладает мелкой косой штриховатой и косоволнистой слоистостью. Слоистость и переслаивание подчеркиваются обугленным растительным детритом. Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

7. Песчаник мелкозернистый, с горизонтальной и горизонтальной волнистой слоистостью, осложненной мелкими текстурами взмучивания. Слоистость подчеркивается в основном обугленным растительным детритом. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

8. Мелкое переслаивание алевролитов с песчаником мелкозернистым, участками осложненное текстурами взмучивания. Песчаные прослои обладают мелкой косой штриховатой и косоволнистой слоистостью. Зима-Удинская мульда. Черемховская свита.

9. Алевролит мелкозернистый, с *Cladophlebis* sp. Прииркутская мульда. Черемховская свита.

Таблица LIII

Фация глинисто-алевритовых осадков застойных участков зарастающих озерных водоемов — ОЗЗ

Тип ОЗЗ-1. Аргиллит, алевролиты, буровато-серые, без видимой слоистости, с остроугольно-раковистым изломом, обугленным детритом, редкими мелкими корешками, иногда конкрециями пирита и сидерита.

1. Аргиллит алевритовый, массивный, с остроугольно-раковистым изломом, возможно, слабо выраженной горизонтальной волнистой слоистостью, редкими обрывками растений, в том числе их корешками. Прииркутская мульда. Кудинская свита.

2. Алевролит крупнозернистый (*А*), с остроугольно-раковистым изломом, со слабо выраженной неправильной горизонтальной прерывистоволнистой, участками мелкой косой штриховатой слоистостью, включениями мелких обугленных растительных остатков детрита и линз витрена. В верхней части по отчетливой границе залегает аргиллит (*Б*) с более выраженной горизонтальной прерывистоволнистой слоистостью; в остальном — тот же комплекс признаков. Черемхово-Тагнинское поднятие. Прииркутская свита.

3. Алевролит крупнозернистый, близкий к песчанику мелкозернистому (*А*), без видимой слоистости, со следами жизнедеятельности илоядных животных, включениями мелкого обугленного растительного детрита, отдельных корешков. В верхней части — наложенный эрозионный размыв, заполненный гравелитом мелкозернистым (*Б*). Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

4. Алевролит крупнозернистый, с мелкими флюидоподобными текстурами и включениями мелких обрывков растений. Черемхово-Тагнинское поднятие. Прииркутская свита.

5. Алевролит крупнозернистый, без видимой слоистости, с остроугольно-раковистым изломом, включениями редких растительных остатков. Черемхово-Тагнинское поднятие. Прииркутская свита.

6. Алевролит крупнозернистый, глинистый, со слабо выраженной горизонтальной волнистой слоистостью, включениями обугленного детрита, мелких корешков растений и отдельных конкреций пирита. Зима-Удинская мульда. Черемховская свита.

7. Алевролит мелкозернистый, неслоистый, с остроугольно-раковистым изломом и беспорядочным расположением обугленных обрывков растений, иногда мелких буроватых конкреций, возможно, сидерита. Алтат-Назаровская мульда. Макаровская свита.

8. Аргиллит неслоистый, с остроугольно-раковистым изломом, встречаются редкие обрывки растений, возможно, корневые остатки. Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

9. Алевролит мелкозернистый, с остроугольно-раковистым изломом и беспорядочным расположением обугленных обрывков растений, едва заметными флюидоподобными текстурами. Алтат-Назаровская мульда. Макаровская свита.

10. Алевролит крупнозернистый, с включениями большого количества беспорядочно расположенных обугленных обрывков растений, мелкими флюидоподобными текстурами, возможной горизонтальной волнистой слоистостью. Бородинская мульда. Рыбинская свита.

11. Аргиллит, неслоистый, с мелкими флюидоподобными текстурами, включениями обугленных обрывков растений, в том числе корневых остатков и мелких конкреций сидерита. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

Таблица LIV

Тип ОЗЗ-2. Алевролиты с многочисленными текстурами — флюидоподобными, взмучивания и оползания, также с неправильной горизонтальной прерывистоволнистой слоистостью, обилием обугленных обрывков растений и детрита.

1. Мелкое и тонкое переслаивание алевролитов и аргиллитов, нарушенное текстурами взмучивания, оползания, с включениями обугленного растительного детрита и мелких линз витрена. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

2. Мелкое переслаивание песчаника мелкозернистого с алевролитами, осложненное текстурами взмучивания. По всей толще наблюдается большое количество обугленных растительных остатков и детрита. Бельско-Окинская мульда. Черемховская свита.

3. Песчаник меклозернистый, с неправильной горизонтальной волнистой слоистостью, нарушенной мелкими текстурами взмучивания и корешками растений. Черемхово-Тагнинское поднятие. Прииркутская свита.

4. Песчаник мелкозернистый, с флюидоподобными текстурами, которые подчеркиваются глинистым материалом и обугленным детритом. Зима-Удинская мульда. Прииркутская свита.

5. Алевролит крупнозернистый, глинистый, с флюидоподобными текстурами и текстурами взмучивания, участками с тонкой горизонтальной волнистой и линзовидной слоистостью. По всей толще — обугленные обрывки растений и детрит. Зима-Удинская мульда. Черемховская свита.

6. Алевролит крупнозернистый, с неправильной горизонтальной и горизонтальной волнистой слоистостью, нарушенной текстурами взмучивания и флюидоподобными текстурами. По всей толще встречаются обугленные обрывки растений и детрит. Зима-Удинская мульда. Черемховская свита.

7. Алевролит мелкозернистый, со слабо выраженной горизонтальной волнистой слоистостью, мелкими текстурами взмучивания и отдельными корешками растений. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

8. Алевролит крупнозернистый, песчано-глинистый, с неправильной горизонтальной волнистой и линзовидной слоистостью, участками с текстурами взмучивания. Имеются включения обугленных растительных остатков, детрита, редких корешков растений и линз витрена. Зима-Удинская мульда. Черемховская свита.

9. Песчаник мелкозернистый, с прослоями алевролитов. По всей толще встречаются флюидоподобные текстуры, текстуры взмучивания, а также обугленный растительный детрит. Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

10. Алевролит крупнозернистый, песчано-глинистый, с многочисленными мелкими и крупными текстурами взмучивания, включениями обугленных обрывков растений, детрита и линз витрена. Зима-Удинская мульда. Черемховская свита.

Таблица LV

Тип ОЗЗ-2. Алевролиты с многочисленными текстурами —флюидоподобными, взмучивания и оползания, также с неправильной горизонтальной прерывистоволнистой слоистостью, обилием обугленных обрывков растений и детрита.

1. Алевролит крупнозернистый, со слабо выраженной горизонтальной волнистой и линзовидной слоистостью, мелкими флюидоподобными текстурами, включениями буровато-серых конкреций, возможно, сидерита, а также многочисленными обугленными растительными остатками. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

2. Алевролит крупнозернистый, песчано-глинистый, с флюидоподобными текстурами и текстурами взмучивания, подчеркнутыми обугленным детритом и обрывками растений. Бельско-Окинская мульда. Прииркутская свита.

3. Песчаник мелкозернистый, с неправильной горизонтальной слоистостью, в большей части нарушенной текстурами взмучивания и подчеркнутой обугленным растительным детритом. Черемхово-Тагнинское поднятие. Прииркутская свита.

4. Песчаник мелкозернистый, с флюидоподобными текстурами, образованными сочетанием песчаного и алевритового материала. Имеются включения обугленного растительного детрита. Бельско-Окинская мульда. Прииркутская свита.

5. Алевролит крупнозернистый, с неправильной горизонтальной волнистой и линзовидной слоистостью, иногда подчеркнутой обугленным растительным детритом и мелкими линзами витрена. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

6. Алевролит крупнозернистый, песчанистый, со слабо выраженной горизонтальной волнистой слоистостью и послойным включением конкреций сидерита и пирита. К местам включения конкреций приурочено наибольшее скопление обугленного детрита и глинистого материала. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

7. Алевролит крупнозернистый, близкий к песчанику мелкозернистому, с флюидоподобными текстурами и многочисленным обугленным растительным детритом. Бородинская мульда. Рыбинская свита.

8. Алевролит мелкозернистый, с остроугольно-раковистым изломом и включениями крупных и мелких железисто-карбонатных конкреций (возможно, сидерита) и пирита. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

9. Песчаник мелкозернистый, с неправильной горизонтальной волнистой и прерывистой слоистостью, осложненной текстурами взмучивания. На плоскостях наслоения многочисленные обрывки растений, детрит и гравийно-песчаные зерна кварца и обломков пород. Зима-Удинская мульда. Черемховская свита.

10. Алевролит крупнозернистый, песчанистый, с горизонтальной и горизонтальной волнистой слоистостью, в большей части нарушенной текстурами взмучивания. Канско-Тасеевская впадина (северо-западная часть). Рыбинская свита.

11. Алевролит мелкозернистый, песчано-глинистый, с остроугольно-раковистым изломом и включениями темно-бурых ветвистообразных конкреций. Алтат-Назаровская мульда. Макаровская свита.

Таблица LVI

Фация углистых, глинисто-алевритовых осадков слабо заболачивающихся озер и заиливающихся участков торфяных болот и сапропелевых озер — ОЗУ

Тип ОЗУ-1. Аргиллит, алевролит мелкозернистый, углистые.

1. Алевролит мелкозернистый, углистый (*А*), с горизонтальной и линзовидной слоистостью, образовавшейся за счет включения песчаника и линз витрена. Отложения типа перекрываются угольным пластом (*Б*). Зима-Удинская мульда. Черемховская свита.

2. Алевролит мелкозернистый, слабо углистый, возможны мелкие корешки растений. Канско-Тасеевская впадина (северо-западная часть). Мурминская свита.

3. Алевролит мелкозернистый, слабо углистый, с тонкой горизонтальной слоистостью, включениями конкреций сидерита и пирита. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

4. Аргиллит углистый, с тонкой горизонтальной слоистостью, включениями растительных остатков хорошей сохранности. Зима-Удинская мульда. Черемховская свита.

5. Алевролит мелкозернистый, углистый, с тонкой горизонтальной слоистостью и обилием обугленных растительных остатков, в том числе хорошей сохранности. Зима-Удинская мульда. Черемховская свита.

6. Аргиллит, углистый (*А*), с горизонтальной слоистостью, слинзами витрена, перекрывается угольным пластом (*Б*). Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

7. Алевролит мелкозернистый, углистый, с тонкой, слабо выраженной горизонтальной слоистостью и обугленными растительными остатками. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

8. Алевролит мелкозернистый, углистый (*А*), с горизонтальной слоистостью и многочисленными растительными остатками, в том числе хорошей сохранности. В средней части — прослой алевролита мелкозернистого (*Б*), с тонкой горизонтальной слоистостью. Прииркутская мульда. Кудинская свита.

Таблица LVII

Тип ОЗУ-2. Аргиллит, алевролит мелкозернистый, листовато-углистые, с горизонтальной и горизонтальной волнистой слоистостью, обилием линз витрена, часто листовой флорой хорошей сохранности.

1. Песчаник мелкозернистый, с горизонтальной волнистой слоистостью и послойным скоплением крупных и мелких линз витрена. Прииркутская мульда. Кудинская свита.

2. Алевролит крупнозернистый, с горизонтальной и горизонтальной волнистой слоистостью и послойным скоплением линз витрена и обугленных растительных остатков. Прииркутская мульда. Черемховская свита.

3. Песчаник мелкозернистый, алеврито-глинистый, с горизонтальной слоистостью, подчеркнутой линзами витрена и обилием обугленных растительных остатков. Зима-Удинская мульда. Черемховская свита.

4. Аргиллит с тонкой горизонтальной слоистостью и обилием обугленных обрывков растений, в том числе хорошей сохранности. Имеются включения кристаллов и конкреций пирита. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

5. Алевролит мелкозернистый, песчанистый, с горизонтальной слоистостью и обугленными растительными остатками. Участками отмечаются прослои и линзы песчаника мелкозернистого, иногда с мелкой косой штриховатой слоистостью. Прииркутская мульда. Черемховская свита.

6. Песчаник мелкозернистый, с горизонтальной волнистой слоистостью и послойными включениями крупных и мелких линз витрена, трещины которого заполнены кальцитом. Бельско-Окинская мульда. Черемховская свита.

7. Алевролит крупнозернистый, с *Cladophlebis haiburnensis* (L. et H.) Brongn, обрывками *Phaenicopsis* sp. Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

Таблица LVIII

Тип ОЗУ-2. Аргиллит, алевролит мелкозернистый, листовато-углистые, с горизонтальной и горизонтальной волнистой слоистостью, обилием линз витрена, часто листовой флорой хорошей сохранности.

1. Алевролит мелкозернистый, почти черного цвета, с тонкой горизонтальной слоистостью, подчеркнутой скоплением большого количества обугленных растительных остатков, в том числе хорошей сохранности. Алтат-Назаровская мульда. Макаровская свита.

2. Алевролит мелкозернистый (*А*), с горизонтальной и горизонтальной волнистой слоистостью, подчеркнутой скоплением большого количества обугленных растительных остатков. Вниз по разрезу постепенно переходит в аргиллит углистый (*Б*) — тип ОЗУ-1. Итатская мульда. Итатская свита.

3. Алевролит мелкозернистый, с прослоями песчаника мелкозернистого, образующего неровные поверхности напластования. Слоистость, особенно горизонтальная, подчеркивается большим количеством обугленного растительного материала. Алтат-Назаровская мульда. Макаровская свита.

4. Алевролит мелкозернистый, переполнен крупными и мелкими линзами витрена. Прииркутская мульда. Кудинская свита.

5. Аргиллит то серый, то почти черный, с горизонтальной слоистостью, подчеркнутой обилием обугленных растительных остатков, в том числе хорошей сохранности. Окраска прослоев почти черного цвета, обусловлена тонкорассеянным гумусовым веществом. Прииркутская мульда. Черемховская свита.

6. Аргиллит (*А*) с горизонтальной и линзовидной слоистостью за счет включений песчано-алевритового материала и скопления большого количества обугленных растительных остатков. Отложения данного типа по несколько неровной поверхности залегают на угле (*Б*). Бородинская мульда. Рыбинская свита.

7. Алевролит мелкозернистый, со слабо выраженной горизонтальной слоистостью, обилием обугленных растительных остатков. Участками наблюдаются включения песчаника мелкозернистого, в виде мелких линз неправильной формы. Итатская мульда. Итатская свита.

Отложения торфяных болот — Т (таблицы LIX—LXXXI)

Таблица LIX

Макрофация отложений подвижных торфяных болот — ТП. Телинитовые угли

Фация осадков подвижного, периодически обводненного слабо проточного лесного торфяного болота — ТП-2. Гелифюзинито-телинитовые угли

1. Тип ТП-2а. Гелифюзинито-телинитовый уголь. Агрегат ксило-фюзеновых, ксиловитрено-фюзеновых и витрено-фюзеновых тканей с прожилками витрена «В». Увел. 220; ник. ||. Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

2. Тип ТП-2б. Семигелифюзинито-телинитовый уголь. Семиксило-фюзен сцементирован семигелинито-коллинитом. Увел. 220, ник. ||. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

3. Тип ТП-2в. Гелинито-гелифюзинито-телинитовый уголь. Витрено-фюзен «переслаивается» с витреном «В». Увел. 220, ник. ||. Итатская мульда. Итатская свита.

4. Тот же тип. Уголь состоит из ксило-фюзеновых и ксило-витреновых обрывков тканей. Увел. 220, ник. ||. Итатская мульда. Итатская свита.

5. Тот же тип. Суберинокси ловитрен среди ксиловитрено-фюзеновых фрагментов тканей. Увел. 220, ник. ||. Итатская мульда. Итатская свита.

Таблица LX

Фация осадков подвижного сильно обводненного застойного торфянного болота ТП-4. Гелинито-телинитовые угли

1. Тип ТП-4а. Гелифюзинито-гелинито-телинитовый уголь. Скопление ксиловитреновых и витреновых обрывков древесных и склеренхимных тканей; встречаются линзы ксило-фюзена. Увел. 220, ник. ||. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

2. Тип ТП-4б. Гелинито-телинитовый крупнодревесинный уголь с гелифюзинитом. Среди ксиловитренов с полузаплывшими и заплывшими клетками присутствуют прослои и линзы, состоящие из гелефюзенового аттрита, зерен кварца и прожилков витрена «В». Увел. 220, ник. ||. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

3. Тип ТП-4в. Гелинито-телинитовый крупнодревесинный уголь. Скопление беспорядочно расположенных гелефицированных древесных тканей с различной степенью сохранности клеточной структуры. Присутствуют включения пробковых тканей. Увел. 220, ник. ||. Итатская мульда. Итатская свита.

Таблица LXI

1. Тип ТП-4в. Гелинито-телинитовый крупнодревесинный уголь. Среди полос бесструктурного витрена паренхимная ткань листа, окаймленная кутикулой с зубчиками. Увел. 220, ник. ||. Зима-Удинская мульда. Прииркутская свита.

2. Тот же тип. Крупные и мелкие фрагменты гелефицированных тканей в форме комковатого ксиловитрена и бесструктурного витрена, участками обогащенные пиритом. Увел. 220, ник. ||. Бельско-Окинская мульда. Черемховская свита.

3. Тот же тип. Полосы и линзы бесструктурного витрена, участками с пиритом и включениями зерен кварца. Темные прожилки — гелинито-коллинит, выполняющий роль цемента. Увел. 220, ник. ||. Балайская мульда. Рыбинская свита.

Таблица LXII

1. Тип ТП-4в. Гелинито-телинитовый крупнодревесинный уголь. Полосы слабо структурного витрена с трещинами отдельности. Увел. 220, ник. ||. Бельско-Окинская мульда. Прииркутская свита.

2. Тип ТП-4г. Гелинито-телинитовый древесинно-паренхимный уголь. Древесинные ткани в форме бесструктурного витрена и паренхимные ткани в виде комковатого ксиловитрена плотно прилегают друг к другу, образуя их агрегат. Паренхима состоит из остудневших клеток, имеющих характерную изометричную форму. Увел. 220, ник. ||. Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

3. Тот же тип. Видны те же ткани, что и на фото 2, но паренхима листовых пластинок обнаруживает большее остудневание клеток. Местами тонкая кутикула, подчеркивающая контуры листа. Увел. 220, ник. ||. Бельско-Окинская мульда. Черемховская свита.

Таблица LXIII

1. Тип ТП-4д. Гелинито-телинитовый суберинитовый уголь. Агрегат коровых тканей с включениями склеренхимы (светлая). Коровые ткани представлены ксиловитреном и структурным витреном и имеют таблитчатую форму клеток без полостей. Склеренхима (механическая ткань) с характерными для нее утолщенными клетками веретенообразной формы. Увел. 220, ник. ||. Барандатская мульда. Итатская свита.

2. Тот же тип. Фрагменты коровых тканей в форме структурного семиксило-фюзена и витрено-фюзена, расположенные равномерно в семигелинито-прекоплинитовом веществе. Участками встречаются включения нитей кутикулы. Увел. 220, ник. ||. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

3. Тип ТП-4е. Гелинито-телинитовый мелкодревесинный уголь. Агрегат послойно расположенных тонких стеблей, сцементированных гелинито-коллинитовым веществом. Видны микроспоры (светлые) и скопления зерен пирита (черные). Увел. 220, ник. ||. Бельско-Окинская мульда. Черемховская свита.

Таблица LXIV

1. Тип ТП-4е. Гелинито-телинитовый мелкодревесинный уголь. Среди фрагментов тканей в форме бесструктурного витрена, витрена «В» и комковатого ксиловитрена виден поперечный срез стебля с коровой тканью. Гелинито-коллинитовое цементирующее вещество распределяется между тканями и включает микрокомпоненты класса лейптинита. Увел. 220, ник. ||. Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

2. Тот же тип. Линзы и полосы бесструктурного витрена сцементированы гелинито-коллинитовым веществом, содержащим единичные микроспоры. Белые зерна — кварц, черные — пирит; видны тонкие нити кутикулы. Увел. 220, ник. ||. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита.

3. Тот же тип. Линза ксилена среди витрена «В» и комковатого ксиловитрена; тонкие белые полосы — кутикула. Увел. 220, ник. ||. Прииркутская мульда. Черемховская свита.

Таблица LXV

1. Тип ТП-4ж. Гелинито-телинитовый паренхимный уголь (паренхит). Агрегат листьев, окаймленных кутикулой. Листовая паренхима в форме ксиловитрена с полузаплывшими и заплывшими клетками. Увел. 220, ник. ||. Итатская мульда. Итатская свита.

2. Тот же тип. Агрегат листьев, окаймленных кутикулой. Ткань некоторых листьев сохранилась в форме ксилена. Увел. 220, ник. ||. Итатская мульда. Итатская свита.

3. Тот же тип. Листовая паренхима в форме комковатого ксиловитрена, местами с нечеткими контурами. Между фрагментами тканей присутствуют микроспоры (светлые) и зерна пирита (черные). Увел. 220, ник. ||. Бельско-Окинская мульда. Прииркутская свита.

Таблица LXVI

Фация осадков подвижного «сухого» застойного лесного торфяного болота — ТП-5. Фюзинито-телинитовые угли

1. Тип ТП-5а. Фюзинито-телинитовый уголь. Очетливо видны полосы с ясно и неясно выраженными клеточным строением, соответствующие годичным слоям весенней и осенней древесины. Увел. 220, ник. ‖. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

2. Тот же тип. Характер ткани более мелкоклеточный. Увел. 220, ник. ‖. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

3. Тот же тип. Фрагменты фюзинита разделены тонкими прослоями витрена «В». Увел. 220, ник. ‖. Итатская мульда. Итатская свита.

Таблица LXVII

Макрофация отложений относительно подвижных торфяных болот — ТОП. Посттелинитовые угли

Фация осадков относительно подвижного обводненно-проточного лесного торфяного болота — ТОП-1. Гелифюзинитоподобные посттелинитовые угли

1. Тип ТОП-1а. Гелифюзинитоподобный посттелинитовый уголь. Скопление то более, то менее крупных обрывков бесструктурных тканей в форме витрено-фюзена с равномерно рассеянными зернами кварца. Увел. 220, ник. ‖. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

2. Тот же тип. Скопление различных составляющих угля размерности крупного аттрита. Черные обрывки тканей в форме витрено-фюзена и ксиловитрено-фюзена, серые — гранулированные частички бесструктурного витрена; белые штрихи — микроспоры и обрывки кутикулы; белые (округлые пятна) — зерна кварца. Увел. 150, ник. ‖. Итатская мульда. Итатская свита.

Фация осадков относительно подвижного периодически обводненного слабо проточного лесного торфяного болота — ТОП-2. Гелифюзинито-посттелинитовые угли

3. Тип ТОП-2а. Гелифюзинито-посттелинитовый уголь. Обрывки тканей с нечеткими контурами в форме витрено-фюзена и ксиловитрено-фюзена размерности крупного аттрита. Они образуют черный фон, на котором видны светло-серые прожилки и частички гелинито-коллинита неправильных очертаний; белые штрихи — микроспоры. Увел. 220, ник. ‖. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

4. Тип ТОП-2б. Гелинито-гелифюзинито-посттелинитовый уголь. Ксиловитрено-фюзеновые и витрено-фюзеновые обрывки тканей размерности крупного аттрита сочетаются с мелкими линзами витрена «В». Увел. 220, ник. ‖. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

Таблица LXVIII

Фация осадков относительно подвижного сильно обводненного застойного торфяного болота — ТОП-4. Гелинито-посттелинитовые угли

1. Тип ТОП-4а. Гелифюзинито-гелинито-посттелинитовый уголь. Скопление мелких включений витрена «В» в форме линзочек, прожилок и пятен с неправильными контурами (светлое) и витрено-фюзена размерности крупного аттрита (черное). Светло-серые штрихи — микроспоры. Увел. 220, ник. ‖. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

2. Тип ТОП-4б. Гелинито-посттелинитовый крупнодревесинный уголь с гелифюзинитом. Скопления включений бесструктурного витрена, соответствующих по размерам остудневшим клеткам или группам клеток коровых, склеренхимных и древесинных тканей, с участками гелинито-преколлинитового вещества. Белые линзочки и полоски — лейптинит, черные — гелифюзинит. Увел. 220, ник. ‖. Березовская мульда. Макаровская свита.

3. Тот же тип, но без гелифюзинита. Увел. 220, ник. ‖. Итатская мульда. Итатская свита.

Таблица LXIX

1. Тип ТОП-4в. Гелинито-посттелинитовый мелкодревесинный уголь. Скопление гранулированных частичек бесструктурного витрена размерности крупного аттрита, с включениями коровой ткани с таблитчатыми клетками. Черные зерна — пирит, единичные белые штрихи — микроспоры. Увел. 220, ник. ‖. Бельско-Окинская мульда. Прииркутская свита.

2. Тот же тип. Скопление гранулированных частичек бесструктурного витрена размерности крупного аттрита и единичных микроспор; в центре — полоска кутикулы. Увел. 220, ник. ‖. Зима-Удинская мульда. Черемховская свита.

3. Тот же тип, но частички бесструктурного витрена более мелкие. Черные зерна — пирит. Увел. 220, ник. ‖. Черемхово-Тагнинское поднятие (Черемховское месторождение, Южный разрез). Черемховская свита.

4. Тот же тип. Скопление частичек бесструктурного витрена, которые участками сливаются и образуют «губчатое» вещество. Белые штрихи — микроспоры. Увел. 220, ник. ‖. Черемхово-Тагнинское поднятие (Черемховское месторождение, Южный разрез). Черемховская свита.

Таблица LXX

1. Тип ТОП-4в. Гелинито-посттелинитовый мелкодревесинный уголь. Скопление мелких линзочек и частичек бесструктурного витрена и ксиловитрена с включениями микроспор. Увел. 220, ник. ‖. Черемхово-Тагнинское поднятие (Черемховское месторождение, Южный разрез). Черемховская свита.

2. Тот же тип. Скопление мелких частичек бесструктурного витрена и витрена «В» с участками гелинито-прекоплинитового вещества «губчатого» строения. Белые штрихи — микроспоры. Увел. 220, ник. ‖. Черемхово-Тагнинское поднятие (Черемховское месторождение, шахта 8). Черемховская свита.

3. Тип ТОП-4г. Гелинито-посттелинитовый уголь с гелифюзинитом и водорослями. Гелинитовое вещество, состоящее из бесструктурных частичек неправильной формы и местами слившихся между собой, равномерно обогащено гелифюзинитовым аттритом. Более крупные бесструктурные округлые включения — водоросли *Pila*, мелкие — зерна кварца. Увел. 220, ник. ‖. Итатская мульда. Итатская свита.

4. Тот же тип. Гелинитовое вещество местами то комковатое, то губчатое, с включениями обломков витрено-фюзена и зерен кварца. Видны фрагменты остудневших коровых тканей. Увел. 220, ник. ‖. Итатская мульда. Итатская свита.

Таблица LXXI

1. Тип ТОП-4г. Гелинито-посттелинитовый уголь с гелифюзинитом и водорослями. Гелинитовое вещество местами то комковатое, то губчатое, с включениями обломков витрено фюзена и зерен кварца. Увел. 220, ник. ‖. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита

2. Тот же тип. Гелинитовое вещество комковатого строения, с неправильно линзовидными участками витрена «В» и крупными линзами каолинита. Черные включения — витрено-фюзеновый аттрит, белые штрихи и нити — микроспоры и кутикула, белые зерна — кварц. Увел. 220, ник. ||. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

3. Тот же тип. Гелинитовое вещество мелкокомковатого, местами губчатого строения равномерно насыщено угловатыми обрывками тканей в форме витрено-фюзена и ксиловитрено-фюзена размерности крупного аттрита. Белые штрихи и тонкие нити — микроспоры и кутикула, белые линзовидные то более, то менее крупные округлые бесструктурные включения — водоросли *Pila*. Увел. 220, ник. ‖. Итатская мульда. Итатская свита.

Таблица LXXII

Макрофация отложений относительно устойчивых торфяных болот — ТОУ. Прекоплинитовые угли

Фация осадков относительно устойчивого периодически обводненного слабо проточного торфяного болота — ТОУ-2. Гелифюзинито-прекоплинитовые угли

1. Тип ТОУ-2а. Гелифюзинито-прекоплинитовый уголь. Гелинито-прекоплинитовое вещество неясно мелкокомковатого строения (черное) пронизано нитями и прожилками витрена «В» и гелинито-коллинита. В нижнем левом углу фрагмент ткани в форме ксило-фюзена. Увел. 220, ник. ‖. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

2. Тип ТОУ-2б. Гелинито-гелифюзинито-прекоплинитовый уголь. Гелифюзинито-прекоплинитовое вещество мелкокомковатого строения, с линзовидными включениями витрена «В» и равномерно рассеянными микроспорами и зернами кварца. Увел. 220, ник. ‖. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

3. Тот же тип. Гелифюзинито-прекоплинитовое вещество пронизано гелинито-коллинитом (серое). В нижнем левом углу линза витрено-фюзена. Увел. 220, ник. ‖. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

Таблица LXXIII

Фация осадков относительно устойчивого сильно обводненного застойного торфяного болота — ТОУ-4. Гелинито-прекоплинитовые угли

1. Тип ТОУ-4а. Гелифюзинито-гелинито-прекоплинитовый уголь. Фрагменты тканей в форме ксило-фюзена, ксиловитрено-фюзена и гелифюзинитовый аттрит равномерно насыщают гелинитовое вещество угля прекоплинитовой структуры. Увел. 220, ник. ||. Итатская мульда. Итатская свита.

2. Тип ТОУ-4б. Гелинито-прекоплинитовый уголь с гелифюзинитом. Неясно комковатое, местами губчатое гелинито-прекоплинитовое вещество с редкими то мелкими, то более крупными включениями ксиловитрено- и витрено-фюзена, белые штрихи — микроспоры. Увел. 220, ник. ||. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

3. Тип ТОУ-4в. Гелинито-прекоплинитовый уголь с коровыми тканями. Коровая ткань с таблитчатыми клетками в форме структурного витрена включена в гелинито-прекоплинитовое вещество губчатого строения. Увел. 220, ник. ||. Итатская мульда. Итатская свита.

Таблица LXXIV

1. Тип ТОУ-4в. Гелинито-прекоплинитовый уголь с коровыми тканями. Коровые ткани участками несколько гелефюзенизированные в гелинито-прекоплинитовом веществе. Увел. 220, ник. ||. Итатская мульда. Итатская свита.

2. Тот же тип. Линзы склеренхимных тканей с толстостенными клетками цементируются гелинито-прекоплинитом губчатого строения. Полости клеток заполнены гелинито-коллинитом. Увел. 220, ник. ||. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

3. Тип ТОУ-4г. Гелинито-прекоплинитовый уголь со спорами и пыльцой. Гелинито-прекоплинит губчатого строения с включениями редких микроспор (белые штрихи). Увел. 220, ник. ||. Черемхово-Тагнинское поднятие (Черемховское месторождение, Северный разрез). Черемховская свита.

Таблица LXXV

1. Тип ТОУ-4г. Гелинито-прекоплинитовый уголь со спорами и пыльцой. Микроспоры более или менее равномерно распределены в гелинито-прекоплинитовом веществе. Увел. 220, ник. ||. Прииркутская мульда. Прииркутская свита.

2. Тип ТОУ-4д. Гелинито-прекоплинитовый уголь смешанный. В гелинито-прекоплинитовом веществе включены различные микрокомпоненты: склеренхимные ткани, обрывки кутикулы, штрихи микроспор, мелкие и крупные включения гелифюзинита. Увел. 220, ник. ||. Итатская мульда. Итатская свита.

3. Тот же тип, с включением коровых тканей. Увел. 220, ник. ||. Итатская мульда. Итатская свита.

Таблица LXXVI

1. Тип ТОУ-4е. Гелинито-прекоплинитовый уголь с гелифюзинитом и водорослями. Частички ксиловитрено- и витрено-фюзена неправильной формы и размерности крупного аттрита сцементированы неясно комковатым гелинито-прекоплинитом. Овальные бесструктурные включения белого цвета — водоросли *Pila*, белые штрихи — микроспоры. Увел. 220, ник. ||. Итатская мульда. Итатская свита.

2. Тот же тип. Микрокомпоненты класса лейптинита и мелкие частички витрено-фюзена сцементированы гелинито-прекоплинитом мелкокомковатого строения. Овальные включения белого цвета — водоросли *Pila*. Увел. 220, ник. ||. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

3. Тот же тип. Среди гелинито-прекоплинита мелкокомковатого строения темные линзы и пятна каолинита, обогащенного гелифюзенизированным веществом. Белые нити и штрихи — кутикула и микроспоры; овальные белые включения — водоросли *Pila*. Увел. 220, ник. ||. Итатская мульда. Итатская свита.

4. Тот же тип. В гелинито-прекоплините губчатого строения равномерно рассеяны частички витрено-фюзена неправильной формы и зерна кварца (белые). Более крупные белые овальные бесструктурные включения — водоросли *Pila*. Увел. 220, ник. ||. Березовская мульда. Итатская свита.

Таблица LXXVII

Макрофация отложений устойчивых торфяных болот — ТУ. Коллинитовые угли

Фация осадков устойчивого обводненно-проточного торфяного болота — ТУ-1. Гелифюзинитоподобные коллинитовые угли

1. Тип ТУ-1а. Гелифюзинитоподобный коллинитовый уголь. Бесструктурное гелефюзенизированное вещество равномерно обогащено зернами кварца. Увел. 220, ник. ||. Алтат-Назаровская мульда. Макаровская свита.

Фация осадков устойчивого периодически обводненного слабо проточного торфяного болота — ТУ-2. Гелифюзинито-коллинитовые угли

2. Тип ТУ-2а. Гелифюзинито-коллинитовый уголь. Бесструктурное гелефюзенизированное вещество пронизано нитевидными прожилками гелинито-коллинита. Белые штрихи — микроспоры. Увел. 220, ник. ||. Березовская мульда. Итатская свита.

3. Тот же тип, но более обогащенный микроспорами. Увел. 220, ник. ||. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

Таблица LXXVIII

Фация осадков устойчивого обводненного застойного торфяного болота — ТУ-3. Семигелинито-коллинитовые угли

1. Тип ТУ-3б. Семигелинито-коллинитовый уголь с гелифюзинитом и смоляными телами. Округлые, округло-угловатые и линзовидной формы смоляные тела перемежаются с включениями неправильной формы ксиловитрена и витрено-фюзена. Цементирующее вещество — бесструктурный семигелинито-коллинит. Увел. 220, ник. ||. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

2. Тип ТУ-3г. Семигелинито-коллинитовый уголь смешанный. В бесструктурном гелинито-коллинитовом веществе включены микрокомпоненты разнообразного состава: частички витрено-фюзена, нити кутикулы, штрихи микроспор, редкие зерна смолы. В центре шлифа — ткань в форме ксиловитрено-фюзена. Увел. 220, ник. ||. Итатская мульда. Итатская свита.

Фация осадков устойчивого сильно обводненного застойного торфяного болота — ТУ-4. Гелинито-коллинитовые угли

3. Тип ТУ-4а. Гелифюзинито-гелинито-коллинитовый уголь. Фрагменты ксиловитрено-фюзена и мелкие обрывки клеток гелефюзенизированных тканей обогащают гелинито-коллинитовое бесструктурное вещество. Увел. 150, ник. ||. Итатская мульда. Итатская свита.

4. Тот же тип. В бесструктурном гелинито-коллините равномерно распределены фрагменты тканей в форме ксиловитрено-фюзена, семиксило-фюзена и семиксиловитрена. Увел. 220, ник. ||. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

Таблица LXXIX

Фация осадков устойчивого сильно обводненного застойного торфяного болота — ТУ-4. Гелинито-коллинитовые угли

1. Тип ТУ-4б. Гелинито-коллинитовый уголь с гелифюзинитом. Линзы ксило-фюзена и мелкие гелефюзенизированные частички сцементированы гелинито-коллинитом. Белые штрихи — микроспоры, белые пятна — зерна кварца. Увел. 220, ник. ||. Итатская мульда. Итатская свита.

2. Тип ТУ-4г. Гелинито-коллинитовый уголь со спорами и пыльцой. Белые штрихи — микроспоры послойно более или менее равномерно распределены в гелинито-коллините. Увел. 220, ник. ||. Бельско-Окинская мульда. Прииркутская свита.

3. Тот же тип. Микроспоры более или менее равномерно рассеяны в гелинито-коллините. Некоторые микроспоры имеют вид колец, что характерно для углей с низкой степенью углефикации. Увел. 220, ник. ||. Итатская мульда. Итатская свита.

Таблица LXXX

1. Тип ТУ-4д. Гелинито-коллинитовый уголь смешанный. В бесструктурном гелинито-коллините включены разнообразные микрокомпоненты: мелкие обрывки витрено-фюзена, нити кутикулы и штрихи микроспор. Увел. 220, ник. ||. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

2. Тип ТУ-4е. Гелинито-коллинитовый уголь с гелифюзинитом и водорослями. Гелинито-коллинитовое вещество хлопьевидной структуры цементирует угловатые частички

витрено-фюзена, микроспоры и мелкие бесструктурные водоросли *Pila*. Увел. 220, ник. ‖. Итатская мульда. Итатская свита.

3. Тот же тип. Крупные и мелкие водоросли *Pila*, обрывки гелефюзенизированных клеток тканей и микроспоры равномерно распределены в гелинито-коллините. Увел. 150, ник. ‖. Итатская мульда. Итатская свита.

4. Тот же тип, но несколько меньше обрывков гелефюзенизированных клеток тканей. Увел. 220, ник. ‖. Итатская мульда. Итатская свита.

Таблица LXXXI

Макрофация отложений весьма устойчивых торфяных болот — ТВУ. Лейптинитовые угли

Фация осадков весьма устойчивого сильно сбедненного застойного торфяного болота — ТВУ-4. Лейптинитовые угли с гелинито-коллинитом

1. Тип ТВУ-4а. Кутинитовый уголь с гелинито-коллинитом. Скопление нитей кутикулы (с зубчиками и без зубчиков) в гелинито-коллинитовом бесструктурном веществе. Увел. 220, ник. ‖. Черемхово-Тагнинское поднятие (Черемховское месторождение, Южный разрез). Черемховская свита.

2. Тот же тип. Кутикула несколько деформирована. Увел. 220, ник. ‖. Бельско-Окинская мульда. Черемховская свита.

3. Тип ТВУ-4б. Кутинито-коллинитовый уголь. Остудневшая кутикула в форме кутинито-коллинита цементирует линзы витрена «В» и обрывки коровых тканей. Увел. 220, ник. ‖. Черемхово-Тагнинское поднятие (Черемховское месторождение, Южный разрез). Черемховская свита.

Отложения сапропелевых озер — С (таблицы LXXXII—LXXXIV)

Таблица LXXXII

Макрофация отложений сапропелевых озер — С

Фация осадков прибрежных частей сапропелевых озер — СП. Сапропелево-гумусовые и гумусово-сапропелевые угли

1. Тип СП-1. Альгинито-споринито-гелинито-коллинитовый уголь (кеннель). Гелинито-коллинитовое вещество цементирует послойно расположенные микроспоры, водоросли и содержит включения семивитрено-фюзена темного цвета. Увел. 150, ник. ‖. Зима-Удинская мульда. Черемховская свита.

2. Тот же тип. В гелинито-коллинитовом веществе послойно равномерно расположены микроспоры и рассеяны зерна кварца. Увел. 150, ник. ‖. Черемхово-Тагнинское поднятие (Черемховское месторождение, Северный разрез). Черемховская свита.

3. Тот же тип. Гелинито-коллинитовое вещество с послойно расположенными микроспорами. Темные прожилки и включения — семивитрено-фюзен. Увел. 150, ник. ‖. Зима-Удинская мульда. Прииркутская свита.

4. Тот же тип. Белые бесструктурные с неровными контурами линзы — водоросли *Pila*, белые штрихи — микроспоры, темные частички — семивитрено-фюзен; все они сцементированы гелинито-коллинитом. Увел. 150, ник. ‖. Черемхово-Тагнинское поднятие (Черемховское месторождение, шахта 10—16). Черемховская свита.

5. Тип СП-2. Альгинито-гелинито-коллинитовый уголь с кутикулой. Гелинито-коллинитовое вещество равномерно насыщено очень тонкими кутикулами и мелкими водорослями *Pila* (белые линзы). Темные сгустки соответствуют окисленным частичкам остудневшего гумусового вещества. Увел. 150, ник. ‖. Итатская мульда. Итатская свита.

6. Тип СП-3. Миксто-альгинито-гелинито-коллинитовый уголь. В гелинито-коллините беспорядочно включены микрокомпоненты класса лейптинита плохой сохранности. Гранулированные черные частички — витрено-фюзен; белые округлые включения ячеистой структуры — водоросли *Pila*. Увел. 150, ник. ‖. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

Таблица LXXXIII

1. Тип СП-3. Миксто-альгинито-гелинито-коллинитовый уголь. В гелинито-коллините равномерно рассеяны микрокомпоненты класса лейптинита плохой сохранности. Белые округло-линзовидные включения с бахромчатыми контурами — водоросли *Pila*. В левой части фото — линза каолинита, обогащенная сапро-коллинитом. Увел. 150, ник. ‖. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

2. Тот же тип. Уголь имеет тот же состав, но без включений линз каолинита. Увел. 150, ник. ||. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

3. Тип СП-4. Альгинито-сапро-коллинитовый уголь с гелинито-телинитом. В темном сапропелевом бесструктурном веществе (сапро-коллините) то более, то менее ясно видны водоросли *Pila* различных размеров. Крупные линзы серого цвета — коровые ткани в форме структурного витрена; серые прожилки — витрен «В», светлые штрихи — микроспоры, черные линзовидные включения — витрено-фюзен, черные — зерна пирита. Увел. 220, ник. ||. Бельско-Окинская мульда. Черемховская свита.

4. Тот же тип. Увел. 220, ник. ||. Черемхово-Тагнинское поднятие (Черемховское месторождение, шахта Владимир). Черемховская свита.

5. Тип СП-5. Сапро-гелинито-преколлинитовый уголь с кварцем. В сапропелево-гумусовом сильно глинистом коллинитовом веществе, образующем черный фон, равномерно рассеяны угловатые зерна кварца. Более крупные белые линзовидные бесструктурные включения — водоросли *Pila*. Едва заметные штрихи — микроспоры. Увел. 150, ник. ||. Итатская мульда. Итатская свита.

Таблица LXXXIV

Фация осадков центральных частей сапропелевых озер — СЦ. Сапропелевые угли

1. Тип СЦ-1. Гелинито-сапро-коллинитовый уголь. Гелинито-коллинитовое (более темное) и сапро-коллинитовое (более светлое) вещества тонко перемешаны в равных количествах. Белые штрихи — микроспоры, белые зерна — кварц. Увел. 150, ник. ||. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

2. Тот же тип. В преобладающем сапро-коллините рассеяны пелитовые частички гелинито-коллинита. Белые включения — водоросли *Pila* плохой сохранности. Увел. 150, ник. ||. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

3. Тип СЦ-2. Альгинитовый уголь с сапро-коллинитом (богхед). В гелинито-сапро-коллинитовом веществе включены бесструктурные водоросли *Pila* различных размеров. Увел. 150, ник. ||. Черемхово-Тагнинское поднятие (Черемховское месторождение, шахта 10—16). Черемховская свита.

4. Тот же тип. Сапро-коллинитовое глинистое вещество насыщено большим количеством мелких и более крупных водорослей *Pila*, обнаруживающих ячеистое строение. Увел. 150, ник. ||. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

5. Тип СЦ-3. Сапро-коллинитовый уголь (сапроколлит). В бесструктурном сапро-коллините видны окремнелые водоросли *Pila* с ясно выраженным ячеистым строением. Более или менее равномерно рассеяны частички витрено-фюзена. Увел. 150, ник. ||. Алтат-Назаровская м ульда. Итатская свита.

6. Тот же тип. В преобладающем сером сапро-коллините равномерно рассеяны гранулированные более темные частички гелинито-коллинита. Белые штрихи — микроспоры, в нижней части фото — кутикула. Увел. 150, ник. ||. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

Отложения эпиконтинентального морского бассейна — Б
(таблицы LXXXV—XCVI)

Гумидный тип осадконакопления
(таблицы LXXXV—XCIV, *1—4*)

Таблица LXXXV

Макрофация отложений заливно-лагунного прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна — БП

Фация алеврито-глинистых осадков полуизолированного прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна, в том числе прибрежных частей заливов и лагун — БПП

Тип БПП-1. Аргиллит, алевролит мелкозернистый, от серого до черного цвета, с тонкой горизонтальной слоистостью и обилием обугленного растительного детрита, редко мелкой фауной.

1. Алевролит мелкозернистый, с тонкой горизонтальной слоистостью, которая в нижней части подчеркивается обугленными обрывками древесины и линзами витрена; одновременно порода приобретает почти черную окраску. Бородинская мульда. Рыбинская свита.

2. Алевролит мелкозернистый, темно-серый, с тонкой горизонтальной слоистостью, подчеркнутой обугленным растительным детритом и мелкой фауной. Канско-Тасеевская впадина (северо-западная часть). Мурминская свита.

Тип БПП-2. Аргиллит, алевролит мелкозернистый с тонкой горизонтальной слоистостью и листовой флорой хорошей сохранности.

3. Аргиллит, темно-серый, с тонкой горизонтальной слоистостью, подчеркнутой большим количеством листовой флоры хорошей сохранности, а также мелкими линзами витрена. Березовская мульда. Итатская свита.

Тип БПП-4. Аргиллит, алевролиты, с тонкой горизонтальной слоистостью и железисто-карбонатными конкреционными образованиями.

4. Алевролит мелкозернистый, зеленовато-серый, с горизонтальной, участками слабо волнистой слоистостью и мелкими железисто-карбонатными конкрециями. Слоистость подчеркивается мелким обугленным детритом. Участками наблюдаются следы жизнедеятельности илоядных животных. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

5. Аргиллит серый, с тонкой горизонтальной, участками линзовидной слоистостью, образовавшейся за счет более светлого карбонатного материала. По всей толще встречаются различные по размерам железисто-карбонатные конкреции и мелкие кристаллы пирита. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

Тип БПП-5. Алевролиты, иногда песчаник мелкозернистый, с горизонтальной, горизонтальной прерывистоволнистой и линзовидной слоистостью, участками с прослоями переслаивания.

6. Алевролит крупнозернистый, близкий к песчанику мелкозернистому, с горизонтальной и линзовидной слоистостью, подчеркнутой небольшим количеством мелкого обугленного детрита. В верхней части — текстура оползания. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

Таблица LXXXVI

Фация алеврито-глинистых осадков прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна, в том числе центральных частей заливов и лагун — БПГ

Тип БПГ-1. Аргиллит, алевролиты, с горизонтальной ритмической слоистостью, подчеркнутой различными размерами зерна и окраской пород, редким мелким растительным детритом.

1. Аргиллит, голубовато-серый, с горизонтальной (пачечной) слоистостью, обусловленной ритмической сортировкой материала. В пределах каждого слойка снизу вверх по разрезу аргиллит слабо алевритовый и более светлый сменяется более темным относительно однородным аргиллитом. На плоскостях наслоения иногда наблюдается присыпка очень мелкого обугленного детрита. Итатская мульда. Итатская свита.

2. То же. Участками тонкая горизонтальная, слабо волнистая слоистость, иногда с неровными плоскостями наслоения. Встречаются включения мелких кристаллов пирита. Итатская мульда. Итатская свита.

3. Аргиллит серый, с горизонтальной слабоволнистой слоистостью, подчеркнутой различными размерами и окраской зерен, а также мелким рассеянным обугленным растительным детритом. Итатская мульда. Итатская свита.

4. Аргиллит серый, с ритмической горизонтальной слоистостью, подчеркнутой более темным и более однородным глинистым материалом и участками обугленным растительным детритом. Наблюдаются мелкие текстуры взмучивания, возможно, следы жизнедеятельности илоядных животных. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

5. Аргиллит голубовато-серый, с ритмической горизонтальной слоистостью, подчеркнутой различной окраской и некоторой примесью алевритового материала. Встречаются мелкие кристаллы пирита. Итатская мульда. Итатская свита.

6. То же. Итатская мульда. Итатская свита.

Таблица LXXXVII

Тип БПГ-1. Аргиллит, алевролиты, с горизонтальной ритмической слоистостью, подчеркнутой различными размерами зерна и окраской пород, редким мелким растительным детритом.

1. Аргиллит голубовато-серый, с ритмической горизонтальной слоистостью, подчеркнутой различной окраской и некоторой примесью алевритового материала, а также небольшим количеством обугленного растительного детрита. Плоскости наслоения слабо волнистые, иногда с незначительными следами размыва. Итатская мульда. Итатская свита.

Тип БПГ-2. Аргиллит, алевролиты, со слабо выраженной горизонтальной ритмической, участками слабо волнистой слоистостью, остроугольно-раковистым изломом и редким растительным детритом.

2. Алевролит мелкозернистый, глинистый, со слабо выраженной горизонтальной ритмической, участками слабо волнистой слоистостью, подчеркнутой некоторыми различиями в окраске пород и размерах зерен в пределах аргиллита-алевролита мелкозернистого. В небольшом количестве встречается мелкий обугленный растительный детрит. Барандатская мульда. Итатская свита.

3. Аргиллит светло-серый, со слабо выраженной горизонтальной ритмической, участками волнистой слоистостью. Наблюдаются включения мелких железисто-карбонатных конкреций и отдельных кристаллов пирита. Итатская мульда. Соболевская свита.

4. Аргиллит светло-серый, с едва заметной горизонтальной ритмической слоистостью, которая участками образована чередованием аргиллитов, в той или иной степени обогащенных карбонатным материалом. Итатская мульда. Соболевская свита.

Фация алеврито-песчаных осадков прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна, в том числе прибрежных частей заливов и лагун — БПА

Тип БПА-2. Песчаник мелко-, редко среднезернистый, глинистый, с горизонтальной, иногда слабо волнистой ритмической слоистостью, подчеркнутой различной размерностью зерен, окраской пород и растительным детритом.

5. Песчаник мелкозернистый, светло-серый, с горизонтальной ритмической слоистостью, подчеркнутой примесью алевритового материала и мелкого обугленного растительного детрита. Вниз по разрезу он приобретает мелкую косую пологую слоистость, характерную уже для отложений типа БМП-3. Итатская мульда. Соболевская свита.

Фация песчано-глинистых осадков прибрежного застойного мелководья эпиконтинентального морского бассейна, в том числе заливов и лагун — БПЗ

Тип БПЗ-1. Аргиллит, алевролиты, с горизонтальной слоистостью за счет материала иной размерности, с конкрециями и кристаллами пирита.

6. Аргиллит темно-серый, со слабо выраженной горизонтальной слоистостью, обугленным растительным детритом и мелкими кристаллами пирита. Итатская мульда. Тяжинская свита.

Таблица LXXXVIII

Фация глинисто-карбонатных осадков прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна, в том числе заливов и лагун — БПК

Тип БПК-1. Аргиллит, алевролит мелкозернистый, темно-серый, с горизонтальной слоистостью, известковистые, с растительным детритом и многочисленной фауной.

1. Алевролит мелкозернистый, глинистый, серовато-пепельный, содержит мелкие обломки раковин *Limnocyrena* sp. и *Valvata* sp., неопределимых остракод и чешую рыб. Канско-Тасеевская впадина (северо-западная часть). Мурминская свита.

Тип БПК-2. Аргиллит, алевролиты, серые и зеленовато-серые, со слабо выраженной горизонтальной слоистостью, остроугольно-раковистым изломом, известковистые, с растительным детритом.

2. Аргиллит алевритовый, зеленовато-серый, со слабо выраженной горизонтальной слоистостью и остроугольно-раковистым изломом, редкой мелкой фауной. Канско-Тасеевская впадина (северо-западная часть). Мурминская свита.

Тип БПК-3. Аргиллит, алевролиты, песчаник мелкозернистый, серые и зеленовато-серые, со слабо выраженной горизонтальной слоистостью и остроугольно-раковистым изломом, участками известковистые, с мелкой фауной, редким растительным детритом и конкрециями пирита.

3. Аргиллит светло-серый, пятнистый за счет включения карбонатных стяжений, содержит мелкую фауну. Канско-Тасеевская впадина (северо-западная часть). Мурминская свита.

4. Песчаник мелкозернистый, глинисто-карбонатный, энергично вскипает с соляной кислотой, редкими остатками мелкой фауны. Итатская мульда. Соболевская свита.

Тип БПК-4. Известняк песчано-алеврито-глинистый, часто мергель, редко с растительным детритом, многочисленной фауной.

5. Мергель глинистый, белесовато-серый, с многочисленной мелкой и реже крупной фауной. Канско-Тасеевская впадина (северо-западная часть). Мурминская свита.

6. Мергель глинистый, белесовато-серый, с многочисленной мелкой фауной. Канско-Тасеевская впадина (северо-западная часть). Мурминская свита.

Таблица LXXXIX

Тип БПК-4. Известняк песчано-алевритo-глинистый, часто мергель, редко с растительным детритом, многочисленной фауной.

1. Мергель тонкокристаллический, без видимой слоистости, энергично вскипает с соляной кислотой, участками пятнистый, так как содержит включения известковистого материала. Итатская мульда. Тяжинская свита.

2. Известняк тонкокристаллический, массивный, с включениями глинисто-карбонатных стяжений. Канско-Тасеевская впадина (северо-западная часть). Мурминская свита.

3. Известняк глинистый, светло-серый, с многочисленной фауной. Канско-Тасеевская впадина (северо-западная часть). Мурминская свита.

Макрофация отложений открытого подвижного мелководья эпиконтинентального морского бассейна — БМ

Фация переслаивания глинисто-алевритo-песчаных осадков малоподвижного мелководья эпиконтинентального морского бассейна — БММ

Тип БММ-1. Тонкое и мелкое пологоволнистое переслаивание пород от аргиллита до песчаника мелкозернистого, с нарушенными текстурами.

4. Мелкое, участками тонкое переслаивание аргиллита с алевролитом мелкозернистым, участками близким к крупнозернистому. Наблюдаются текстуры взмучивания. Барандатская мульда. Итатская свита.

5. Тонкое переслаивание аргиллита с алевролитом мелкозернистым. Присутствуют текстуры взмучивания, следы жизнедеятельности илоедов. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

6. Мелкое переслаивание аргиллита с алевролитами, участками напоминающее горизонтальную ритмическую слоистость; на плоскостях — слюда, обугленный детрит. Итатская мульда. Итатская свита.

Тип БММ-2. Крупное пологоволнистое переслаивание алевролитов и мелко-, иногда среднезернистых песчаников, с нарушенными текстурами.

7. Крупное, участками мелкое пологоволнистое переслаивание алевролитов с песчаником мелкозернистым, осложненное текстурами взмучивания, следами жизнедеятельности илоедов. Бородинская мульда. Рыбинская свита.

Таблица XC

Тип БММ-2. Крупное пологоволнистое переслаивание алевролитов и мелко- иногда среднезернистых песчаников, с нарушенными текстурами.

1. Крупное, участками смешанное переслаивание алевролитов и песчаника мелкозернистого, осложненного текстурами взмучивания, ходами илоедов; возможны следы местного незначительного перемыва осадков. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита

2. Крупное, с прослоями мелкого и тонкого, пологоволнистое переслаивание алевролитов и песчаника мелкозернистого. Наблюдаются текстуры взмучивания, оползания и местные размывы. Бородинская мульда. Рыбинская свита.

Фация алевритo-песчаных осадков подвижного мелководья эпиконтинентального морского бассейна — БМП

Тип БМП-1. Алевролиты, песчаник мелкозернистый, с горизонтальной и горизонтальной прерывистоволнистой слоистостью, иногда со следами илоедов.

3. Песчаник мелкозернистый, с горизонтальной и горизонтальной волнистой слоистостью, подчеркнутой обугленным растительным детритом, участками более мощные прослои обладают мелкой косой штриховатой слоистостью. Бородинская мульда. Рыбинская свита.

4. Песчаник мелкозернистый, с горизонтальной слоистостью, подчеркнутой обугленным растительным детритом и небольшим количеством глинистого материала. Бородинская мульда. Рыбинская свита.

5. Алевролит мелкозернистый, близкий к крупнозернистому, с горизонтальной, участками мелкой косой штриховатой слоистостью. Наблюдаются хорошо выраженные ходы илоядных животных. Итатская мульда. Итатская свита.

6. Песчаник мелкозернистый, с горизонтальной слоистостью. Присутствуют прослои алевролитов с более тонкой горизонтальной и горизонтальной прерывистоволнистой слоистостью. Тегульдетская впадина (южная часть). Итатская свита.

Таблица XCI

Тип БМП-1. Алевролиты, песчаник мелкозернистый, с горизонтальной и горизонтальной прерывистоволнистой слоистостью, иногда со следами илоедов.

1. Песчаник мелкозернистый, с горизонтальной слоистостью, подчеркнутой алеврито-глинистым материалом и мелким обугленным растительным детритом. Бородинская мульда. Рыбинская свита.

2. Песчаник мелкозернистый, с горизонтальной, участками горизонтальной прерывистоволнистой слоистостью, подчеркнутой глинистым материалом и обугленным растительным детритом. Последний участками образует тонкие прослои. Бородинская мульда. Рыбинская свита.

Тип БМП-2 Песчаник мелкозернистый, алевролит крупнозернистый, с косоволнистой, мелкой косой штриховатой и мелкой перекрестноволнистой слоистостью, иногда со следами илоедов.

3. Песчаник мелкозернистый, со слабо выраженной мелкой косой штриховатой и косоволнистой слоистостью, чередующейся с горизонтальной и горизонтальной волнистой слоистостью. Наблюдаются местные размывы, возможно, следы илоедов. Бородинская мульда. Рыбинская свита.

4. Песчаник мелкозернистый, с мелкой косой штриховатой и косоволнистой слоистостью, подчеркнутой обугленным детритом; наблюдаются следы слабого взмучивания. Итатская мульда. Итатская свита.

5. Песчаник мелкозернистый, с мелкой косой штриховатой выполаживающейся слоистостью, подчеркнутой обугленным детритом. Березовская мульда. Соболевская свита.

6. Песчаник мелкозернистый, с мелкой косой штриховатой и косоволнистой, участками горизонтальной волнистой слоистостью, подчеркнутой обугленным растительным детритом. Итатская мульда. Итатская свита.

Таблица XCII

Тип БМП-2. Песчаник мелкозернистый, алевролит крупнозернистый, с косоволнистой, мелкой косой штриховатой и мелкой перекрестноволнистой слоистостью, иногда со следами илоедов.

1. Алевролит крупнозернистый, с мелкой перекрестноволнистой слоистостью, подчеркнутой мелким обугленным детритом. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

2. Алевролит крупнозернистый, с мелкой косой штриховатой и косоволнистой слоистостью, участками чередующейся с горизонтальной слоистостью. На плоскостях — слюда, обугленный детрит и незначительное количество глинистого материала. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

5. Песчаник мелкозернистый, близкий к алевролиту крупнозернистому, с мелкой косой штриховатой и косоволнистой слоистостью. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

4. Алевролит крупнозернистый, глинистый, с мелкой перекрестноволнистой слоистостью. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

5. Песчаник мелкозернистый, с мелкой косой штриховатой, сочетающейся с мелкой перекрестноволнистой слоистостью. Итатская мульда. Итатская свита.

6. Песчаник мелкозернистый, с мелкой косой штриховатой и косоволнистой слоистостью, подчеркнутой обугленным растительным детритом. Итатская мульда. Итатская свита.

Таблица XCIII

Тип БМП-2. Песчаник мелкозернистый, алевролит крупнозернистый, с косоволнистой, мелкой косой штриховатой и мелкой перекрестноволнистой слоистостью, иногда со следами илоедов.

1. Песчаник мелкозернистый, с мелкой перекрестноволнистой, участками сочетающейся с мелкой косой штриховатой и косоволнистой слоистостью, подчеркнутой мелким обугленным детритом и глинистым материалом. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

2. Песчаник мелкозернистый, с мелкой косой штриховатой и косоволнистой слоистостью, подчеркнутой обугленным растительным детритом. Итатская мульда. Итатская свита.

3. Алевролит крупнозернистый, с мелкой косой штриховатой и мелкой перекрестноволнистой слоистостью. Итатская мульда. Итатская свита.

4. Песчаник мелкозернистый, с мелкой перекрестноволнистой и мелкой косой штриховатой слоистостью. Тегульдетская впадина (южная часть). Итатская свита.

Тип БМП-3. Песчаник мелко-, реже среднезернистый, иногда алевролит крупнозернистый, с мелкой косой выполаживающейся и крупной перекрестноволнистой слоистостью, участками с косоволнистой и горизонтальной прерывистоволнистой слоистостью.

5. Алевролит крупнозернистый, глинистый, с крупной перекрестноволнистой слоистостью. Барандатская мульда. Итатская свита.

6. Песчаник среднезернистый, близкий к мелкозернистому, с крупной перекрестноволнистой слоистостью, подчеркнутой обугленным растительным детритом. Бородинская мульда. Рыбинская свита.

Таблица XCIV

Тип БМП-3. Песчаник мелко-, реже среднезернистый, иногда алевролит крупнозернистый, с мелкой косой выполаживающейся и крупной перекрестноволнистой, участками косоволнистой и горизонтальной прерывистоволнистой слоистостью.

1. Алевролит крупнозернистый, с крупной перекрестноволнистой слоистостью, подчеркнутой более грубым и светлым материалом. Барандатская мульда. Итатская свита.

2. Песчаник среднезернистый, с мелкой косой выполаживающейся слоистостью, подчеркнутой обугленным растительным детритом. Алтат-Назаровская мульда. Итатская свита.

Фация песчаных осадков сильно подвижного приустьевого мелководья эпиконтинентального морского бассейна (отложения центральной части подводной дельты) — БМД

Тип БМД-1. Песчаник средне- и крупнозернистый, иногда гравелит мелкозернистый, с косой крупной в основном разнонаправленной взаимосрезающейся сходящейся слоистостью, крупными и мелкими обрывками растений, иногда гальками и обломками разнообразных пород.

3. Песчаник среднезернистый, слабо разнозернистый, с крупной косой разнонаправленной сходящейся слоистостью, подчеркнутой мелким обугленным растительным детритом. Бородинская мульда. Рыбинская свита.

Тип БМД-2. Песчаник мелкозернистый, алевролит крупнозернистый, с косой крупной, иногда мелкой разнонаправленной, часто пологой слоистостью и растительным детритом.

4. Песчаник мелкозернистый, однородный, со слабо выраженной косой крупной, возможно, разнонаправленной слоистостью. Барандатская мульда. Итатская свита.

Гумидный тип осадконакопления с признаками аридизации климата (таблицы XCIV, *5* — XCVI)

Макрофация отложений заливно-лагунного прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна с признаками аридизации климата — БА

Фация песчано-алеврито-глинистых осадков прибрежного застойного, возможно временами осушавшегося мелководья эпиконтинентального морского бассейна, в том числе заливов и лагун, с признаками аридизации климата — БАЗ

Тип БАЗ-1. Аргиллит, алевролиты, грязновато-зеленовато-серые, иногда пестроцветные, с зеркалами скольжения и ветвисто-желвакообразными железисто-карбонатными конкрециями, напоминающими новообразования по корневым остаткам.

5. Алевролит крупнозернистый, грязновато-зеленовато-серого цвета, с остроугольно-раковистым изломом, зеркалами скольжения, включениями светло-серого карбонатного материала, по форме напоминающего новообразования по корневым остаткам. Порода целиком с различной интенсивностью вскипает с соляной кислотой. Итатская мульда. Тяжинская свита.

Таблица XCV

Тип БАЗ-1. Аргиллит, алевролиты, грязновато-зеленовато-серые, иногда пестроцветные, с зеркалами скольжения и ветвисто-желвакообразными железисто-карбонатными конкрециями, напоминающими новообразования по корневым остаткам.

1. Алевролит мелкозернистый, грязновато-зеленоватого цвета, с зеркалами скольжения и включениями железисто-карбонатных конкреций по возможным корневым остаткам. Итатская мульда. Тяжинская свита.

2. Аргиллит алевритовый, пестроцветный, с зеркалами скольжения и включениями конкреционных образований, энергично вскипающих с соляной кислотой. По всей толще прожилки кальцита, приуроченные к зеркалам скольжения и возможным местам корневых остатков. Итатская мульда. Тяжинская свита.

Тип БАЗ-2. Аргиллит, алевролит мелкозернистый, зеленовато-серые, часто пятнистые, иногда скрытогоризонтальнослоистые с многочисленными желвакообразными карбонатными и железисто-карбонатными конкрециями.

3. Аргиллит зеленовато-серый, с остроугольно-раковистым изломом и беспорядочным включением желвакообразных железисто-карбонатных конкреций. Итатская мульда. Тяжинская свита.

4. Алевролит мелкозернистый, зеленовато-серый, неслоистый, с остроугольно-раковистым изломом, содержит включения мелких и крупных желвакообразных железисто-карбонатных конкреций. Канско-Тасеевская впадина (северо-западная часть). Мурминская свита.

5. Алевролит мелкозернистый, зеленовато-серый, пронизан мелкими прожилками кальцита, располагающимися по всем направлениям; содержит мелкие желвакообразные железисто-карбонатные конкреции. Итатская мульда. Соболевская свита.

6. Аргиллит зеленовато-серый, с остроугольно-раковистым изломом и включениями железисто-карбонатных и карбонатных желвакообразных конкреций. Канско-Тасеевская впадина (северо-западная часть). Мурминская свита.

7. Аргиллит голубоватый, со слабо выраженной горизонтальной слоистостью, осложненной включениями желвакообразных карбонатных конкреций. Итатская мульда. Тяжинская свита.

Тип БАЗ-3. Алевролит крупнозернистый, песчаник мелкозернистый, глинистые, зеленовато-серые, без видимой слоистости, с редкими желвакообразными карбонатными и железисто-карбонатными конкрециями.

8. Песчаник мелкозернистый (*А*), светло-серый, обогащен мелкими желвакообразными карбонатными конкрециями; алевролит крупнозернистый (*Б*), серый, с мелкими кристалликами пирита. Между ними прослой алевролита (*В*), обогащенного железисто-карбонатным материалом. Этот прослой, очевидно, отражает момент кратковременного осушения прибрежной зоны бассейна. Итатская мульда. Итатская свита.

Таблица XCVI

Фация песчано-алеврито-глинистых осадков прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна, в том числе заливов и лагун, с признаками аридизации климата — БАП

Тип БАП-1. Аргиллит, алевролит мелкозернистый, пестроцветные, с остроугольно-раковистым изломом и слабо выраженной горизонтальной и горизонтальной волнистой слоистостью за счет материала иной размерности, участками карбонатные.

1. Аргиллит пестроцветный, со слабо выраженной горизонтальной слоистостью, участками карбонатный (*А*). Итатская мульда. Тяжинская свита.

2. Аргиллит пестроцветный, с остроугольно-раковистым изломом, содержит мелкие конкреционные образования железисто-карбонатного состава; порода в целом слабо вскипает соляной кислотой. Итатская мульда. Тяжинская свита.

3. Аргиллит пестроцветный, со слабо выраженной горизонтальной волнистой слоистостью, подчеркнутой различной окраской — от зеленоватой до красновато-буроватой. Итатская мульда. Итатская свита.

4. То же. Итатская мульда. Тяжинская свита.

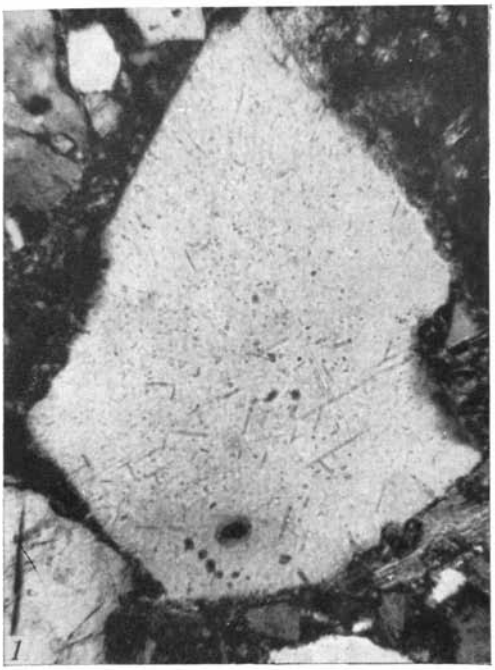
5. Аргиллит красновато-фиолетовый, с остроугольно-раковистым изломом, слабо карбонатный. Итатская мульда. Тяжинская свита.

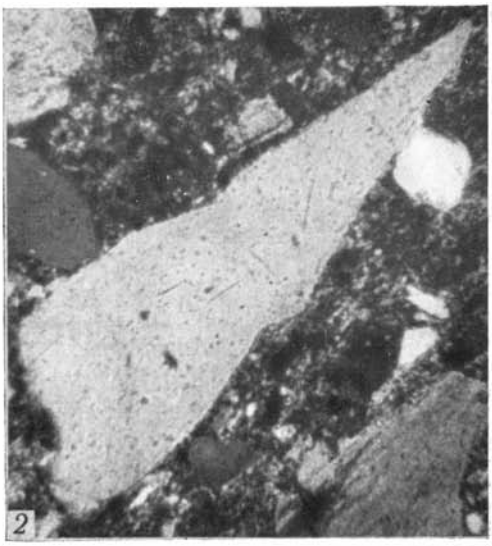
Тип БАП-2. Алевролит крупнозернистый, песчаник мелкозернистый, глинистые, пестроцветные, то с плохо, то хорошо выраженной горизонтальной, горизонтальной волнистой и линзовидной слоистостью за счет материала иной размерности, участками карбонатные.

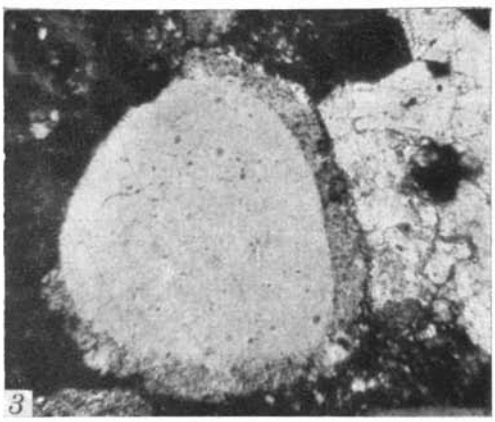
6. Алевролит крупнозернистый, глинистый, пестроцветный, со слабо выраженной горизонтальной волнистой слоистостью; имеются включения желвакообразных железисто-карбонатных конкреций. Березовская мульда. Соболевская свита.

Тип БАП-3. Аргиллит, алевролиты, иногда песчаник мелкозернистый, пестроцветные, неслоистые, с остроугольно-раковистым изломом, участками карбонатные.

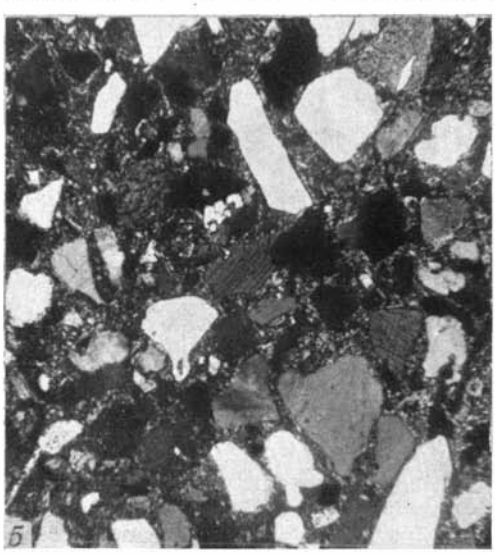
7. Песчаник мелкозернистый, алеврито-глинистый, пестроцветный, неслоистый, с неправильной беспорядочной текстурой, участками карбонатный. Итатская мульда. Тяжинская свита.

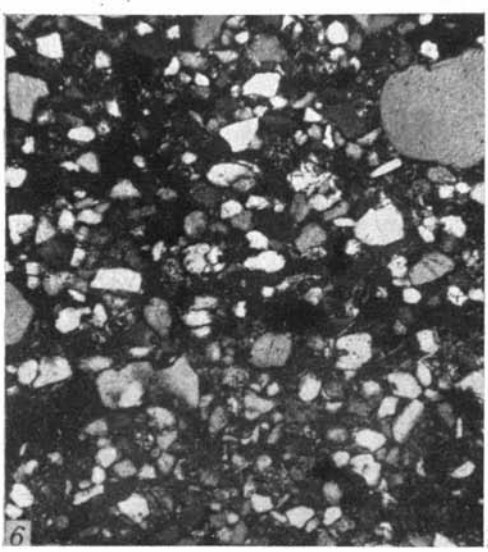

1

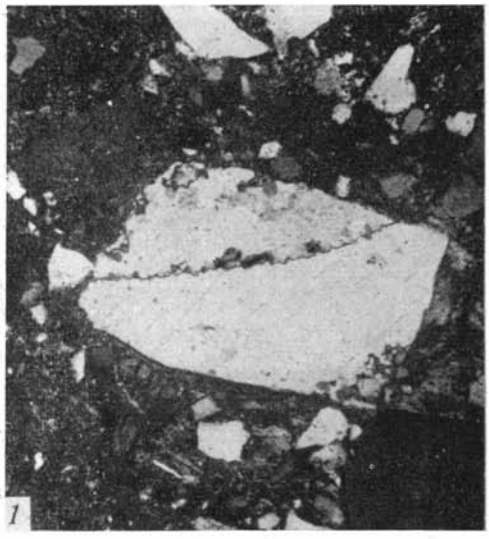

2

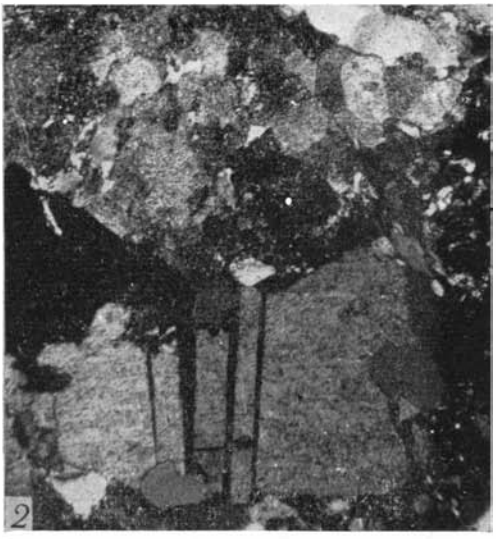

3

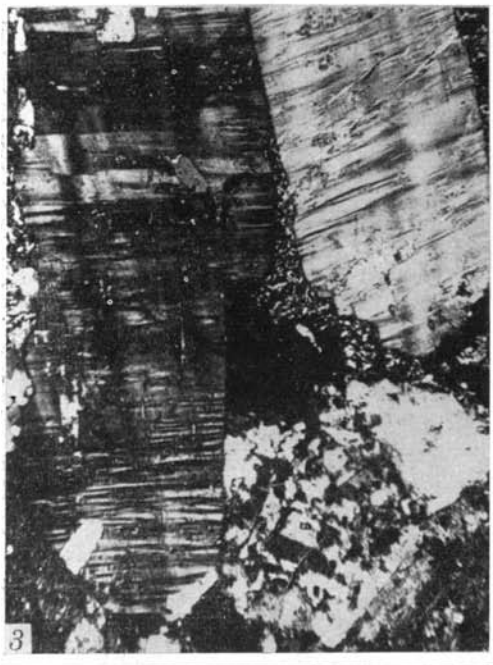

4


5

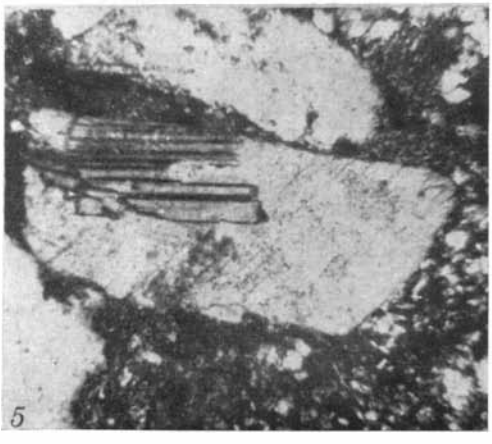

6


1


2

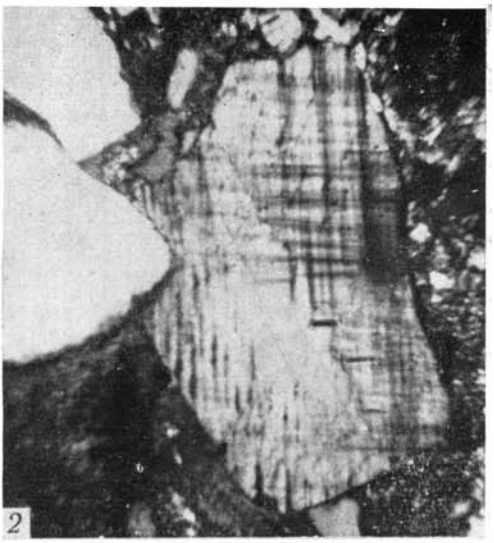

3

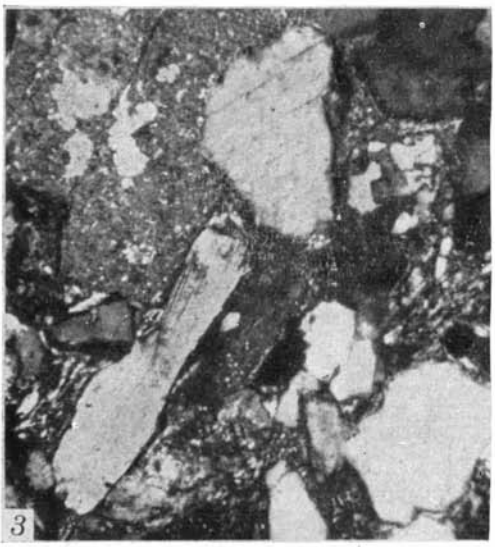

4


5

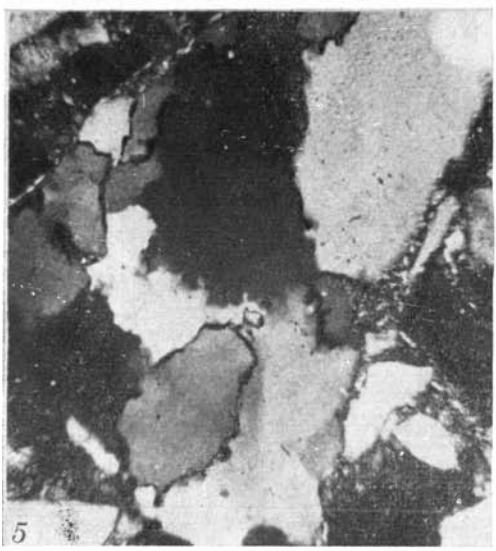

6

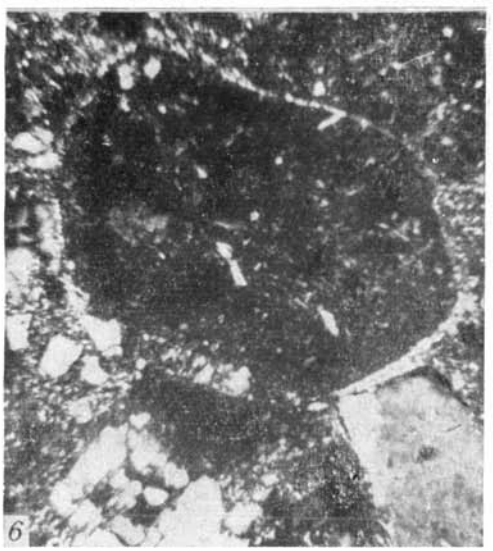

1

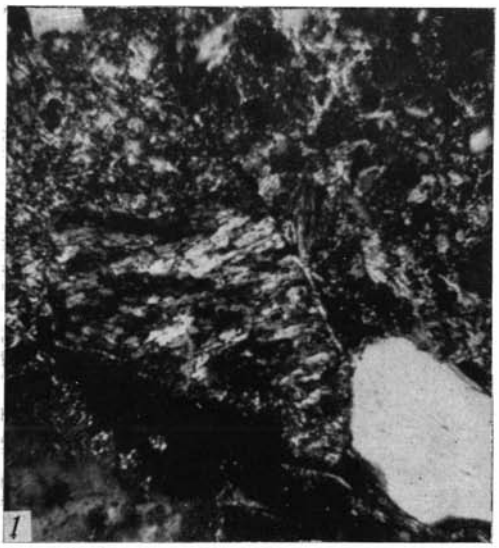

2


3

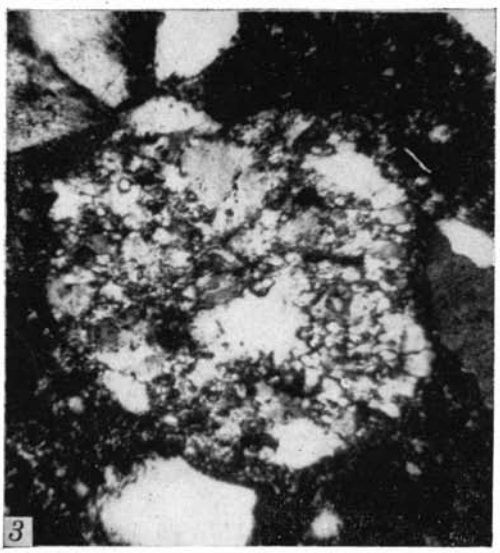

4

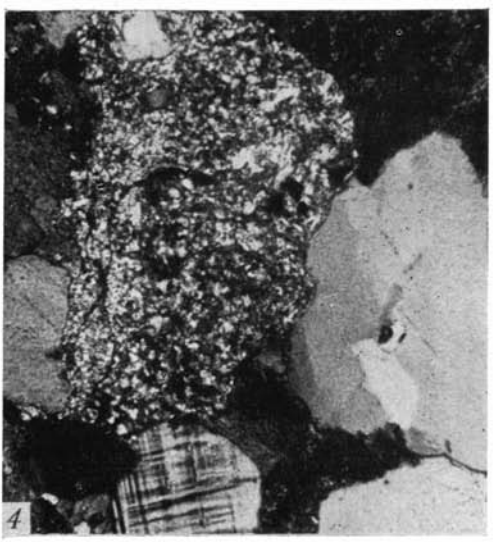

5


6

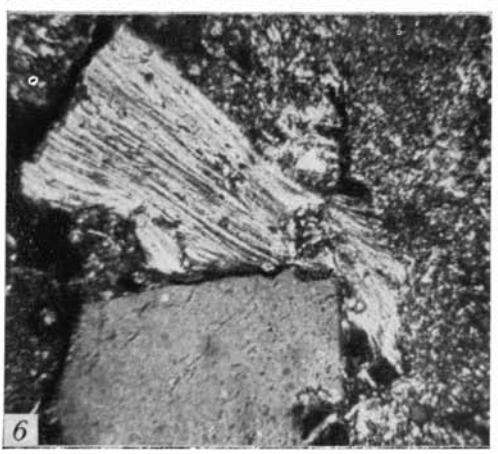

1

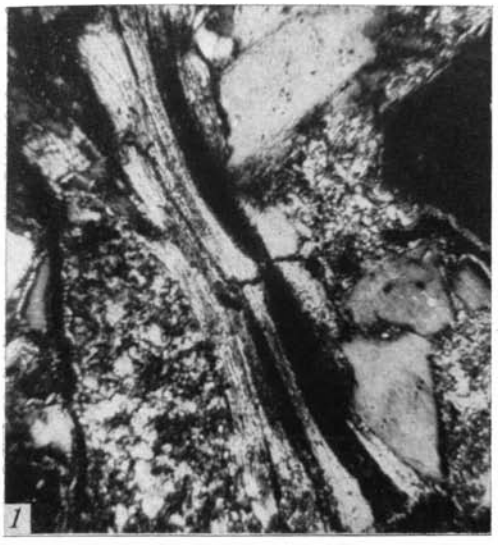

2


3


4


5

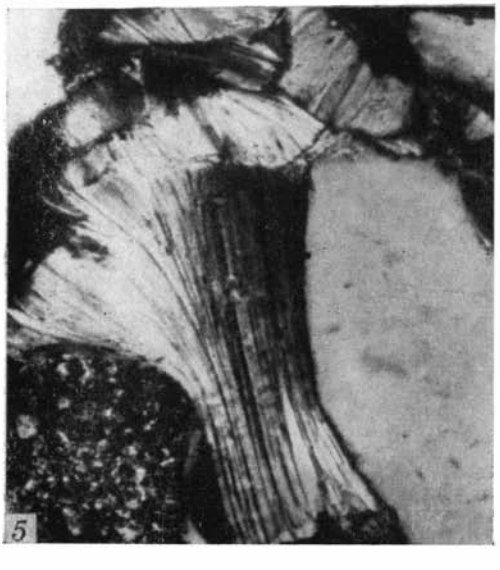

6


1

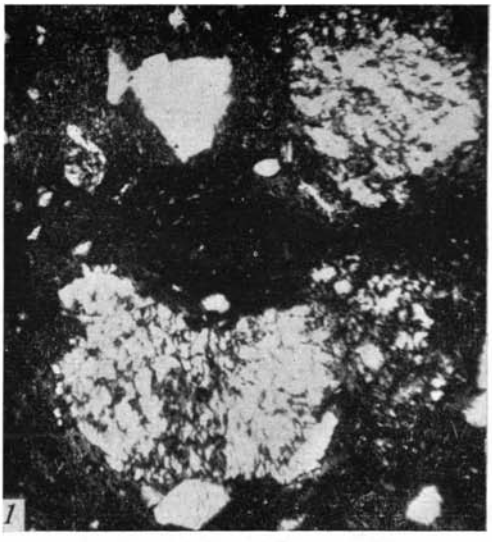

2


3

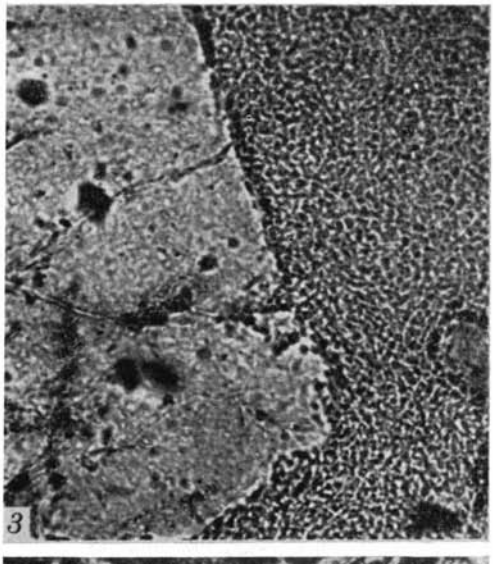

4

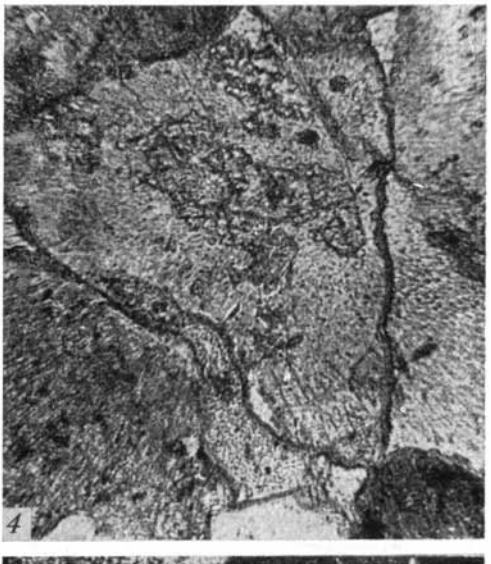

5

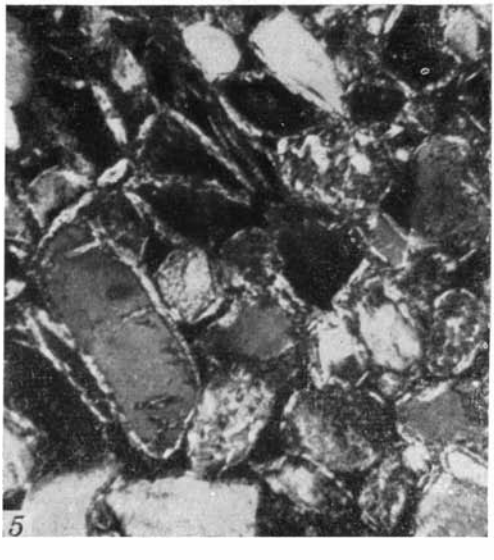

6


1


2


3

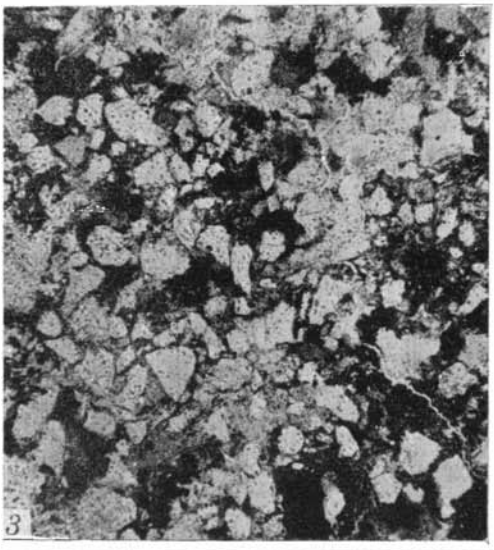

4

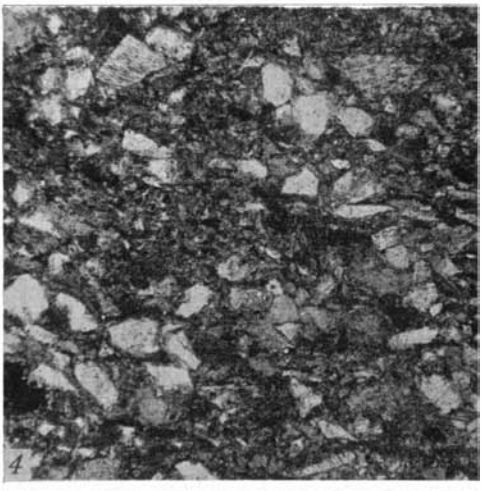

5

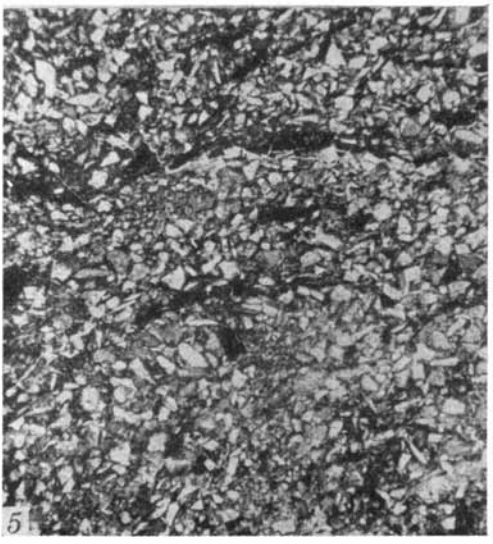

6


1

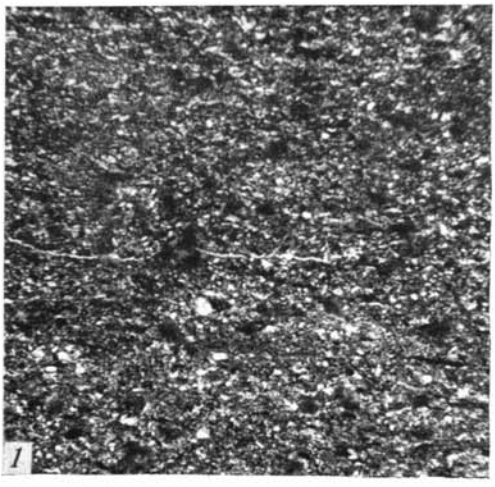

2

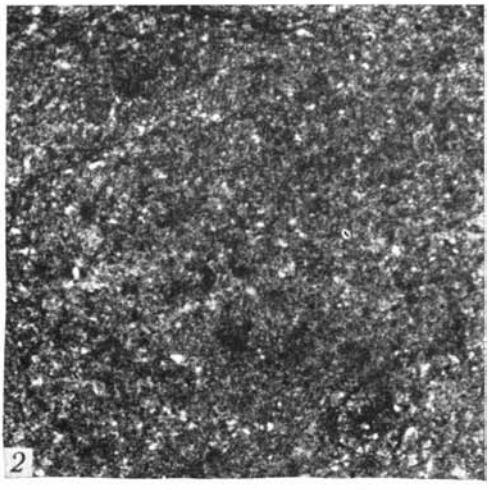

3

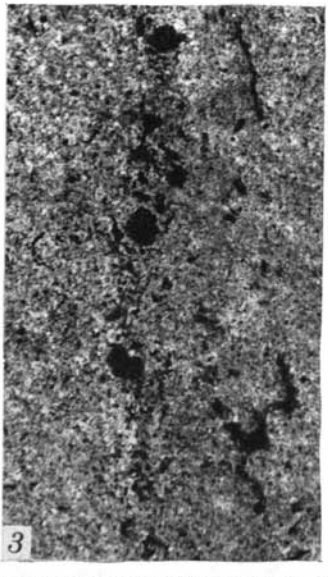

4

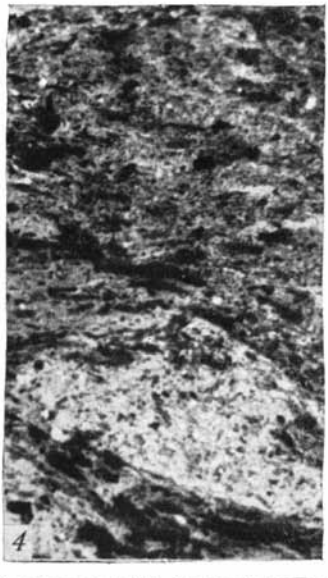

5

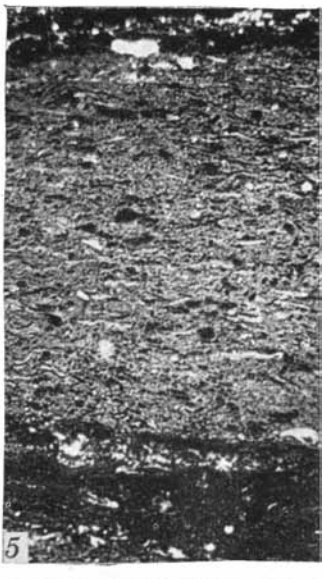

6


1


2

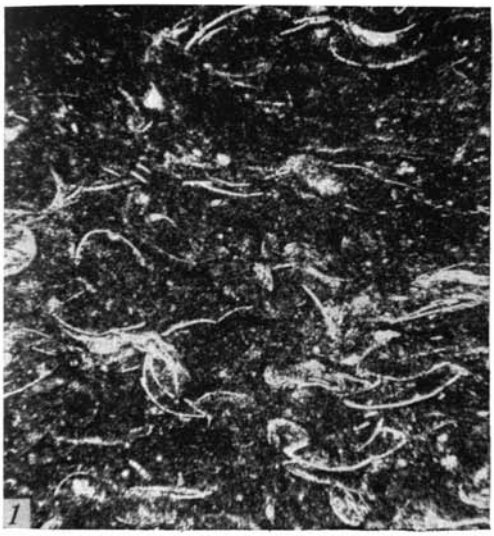

3


4

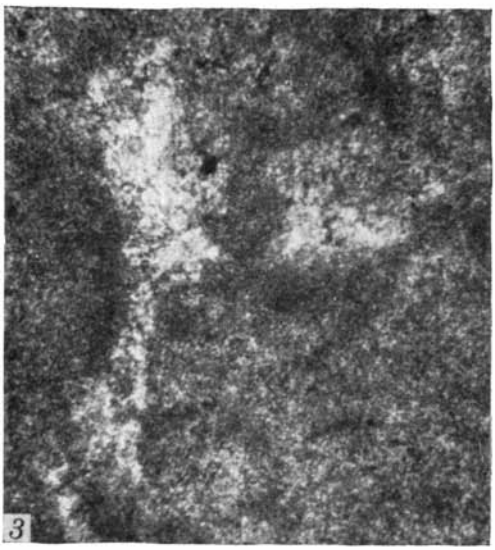

5


6


7

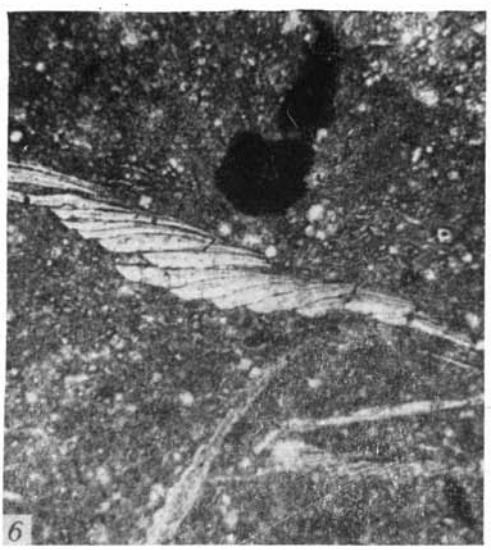

1


2


3


4


5


6



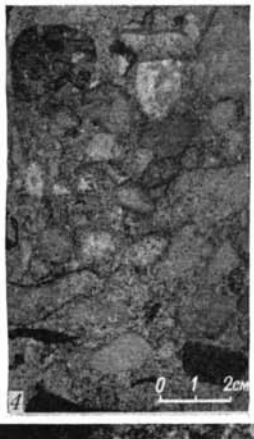
1



2



3



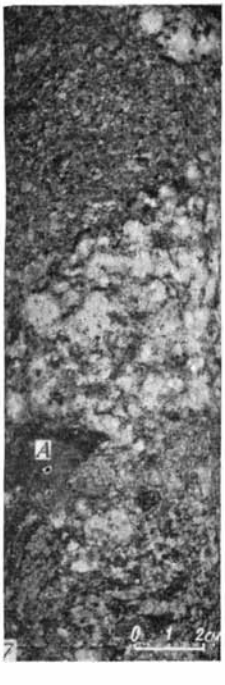
4



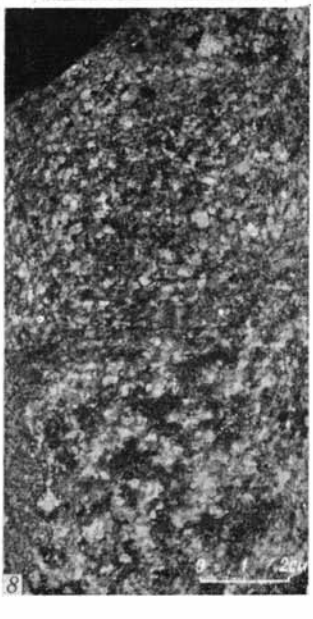
5



6



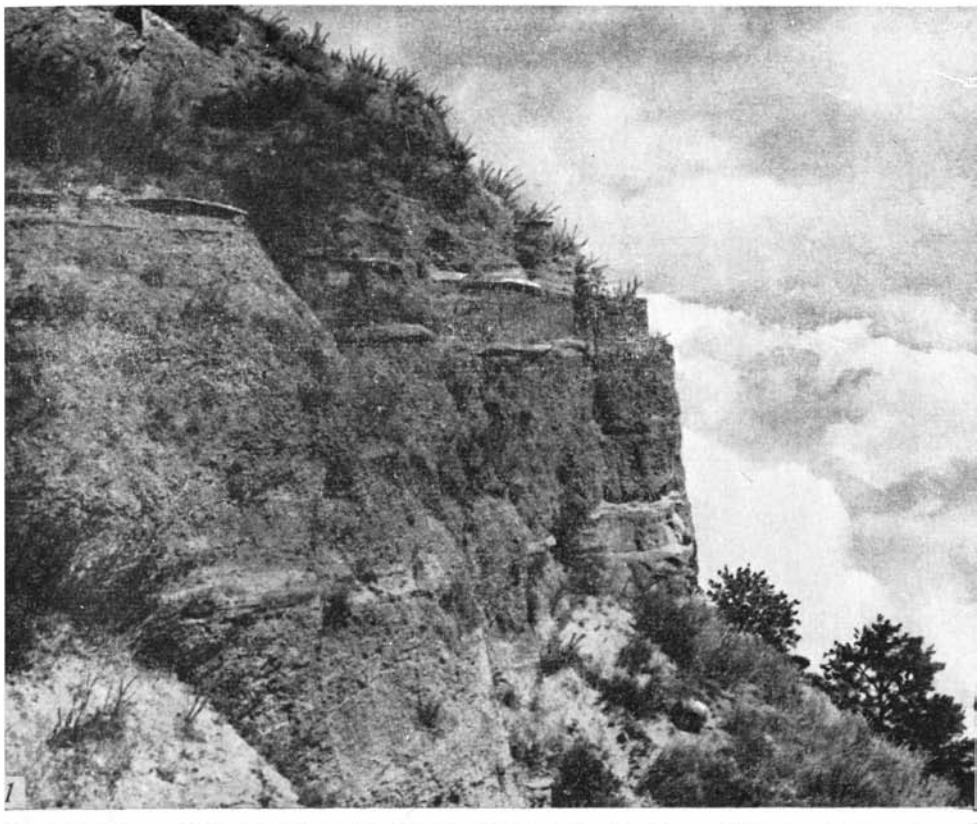
7



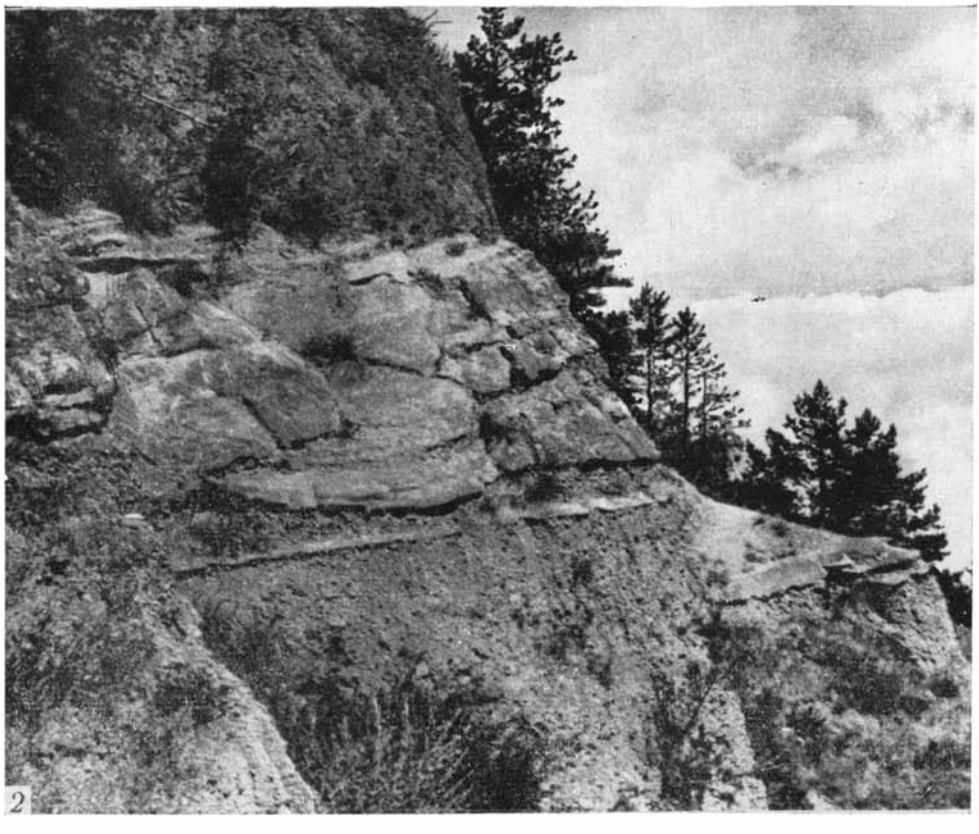
8



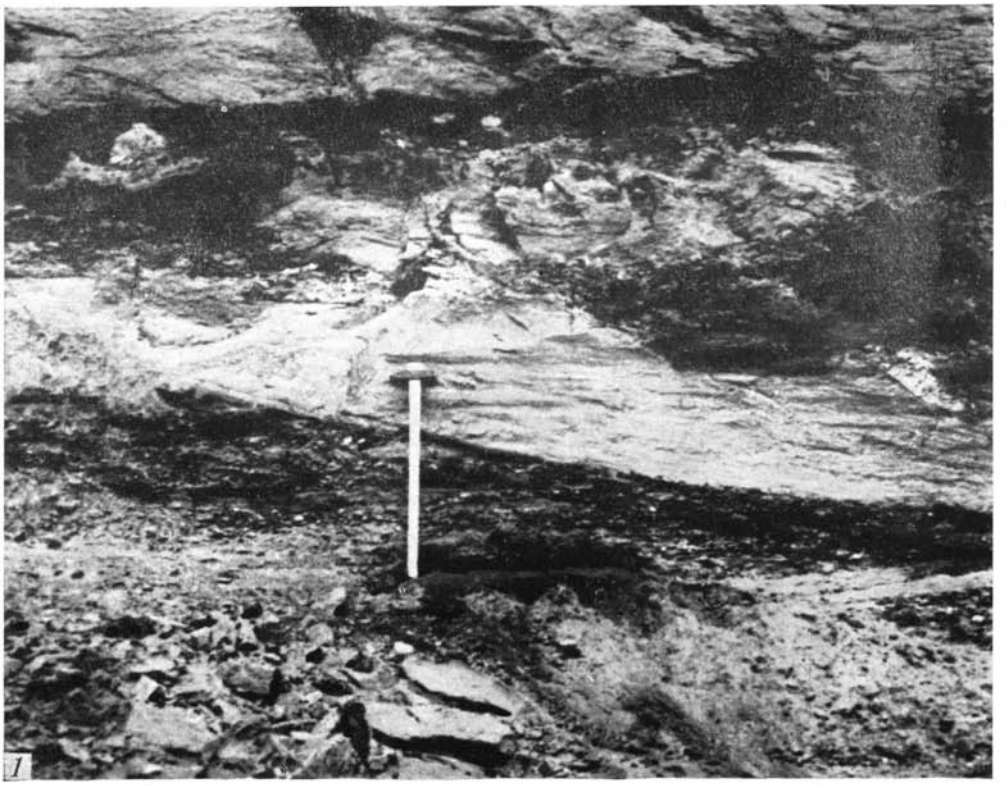
9



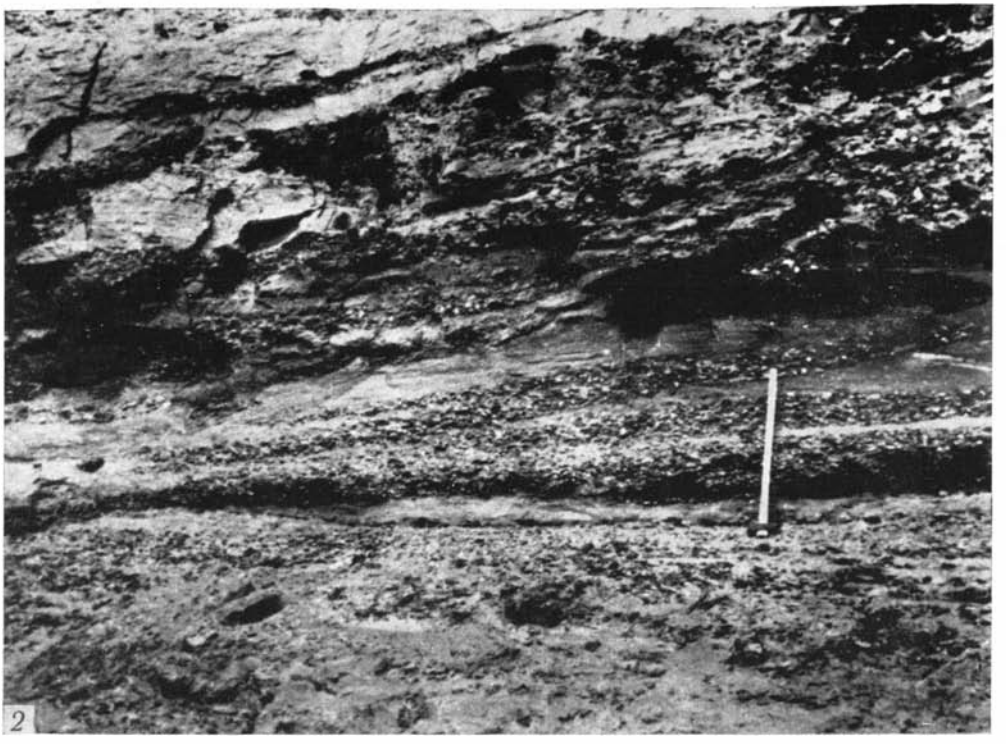
1



2

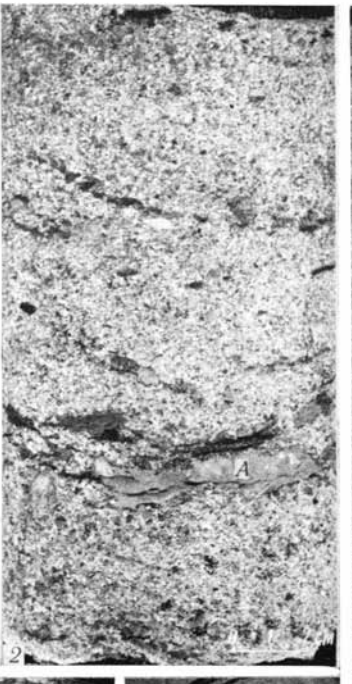


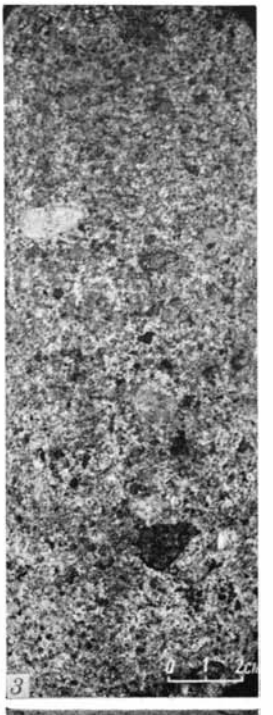
1

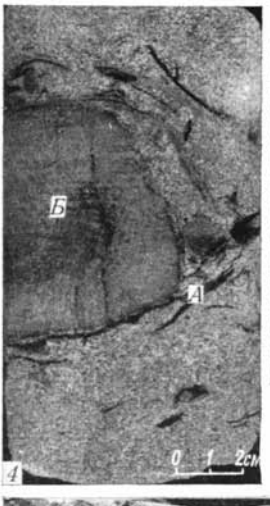


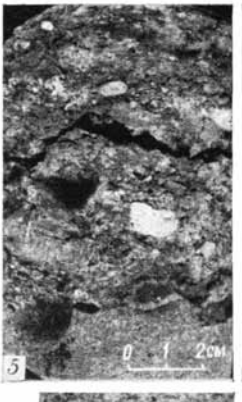
2


1
0 1 2

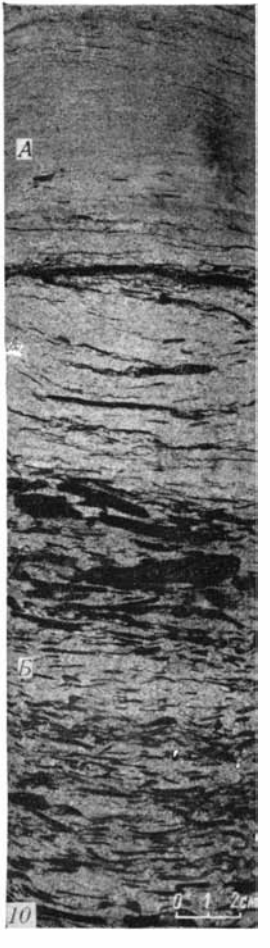

А
2

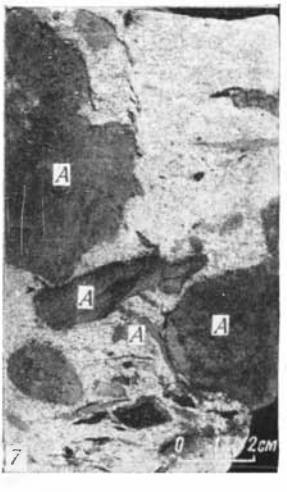

0 1 2см
3


Б
А
0 1 2см
4

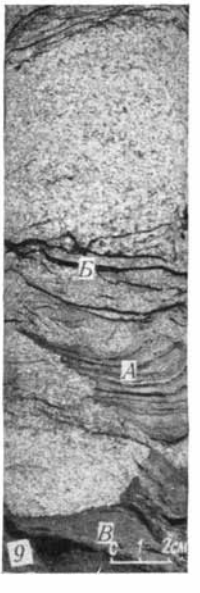

0 1 2см
5

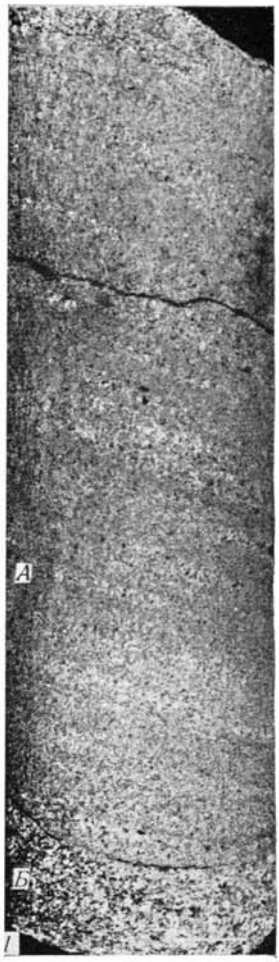

А
А
6


А
Б
10


А
А
А
А
0 1 2см
7


А
Б
0 1 2см
8


Б
А
В
0 1 2см
9



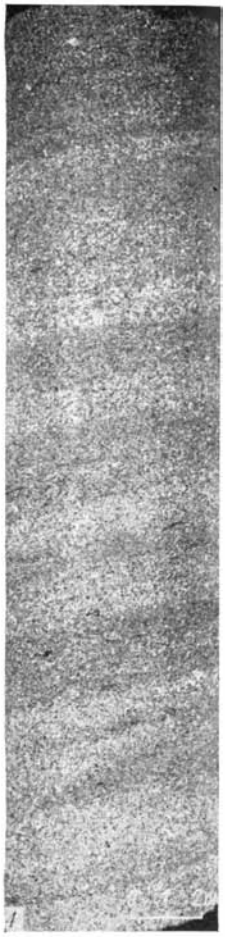
1

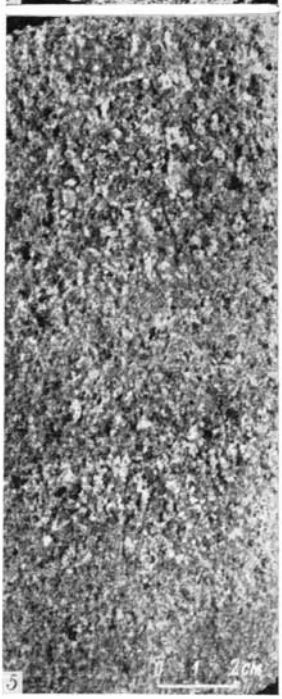


2



3


4

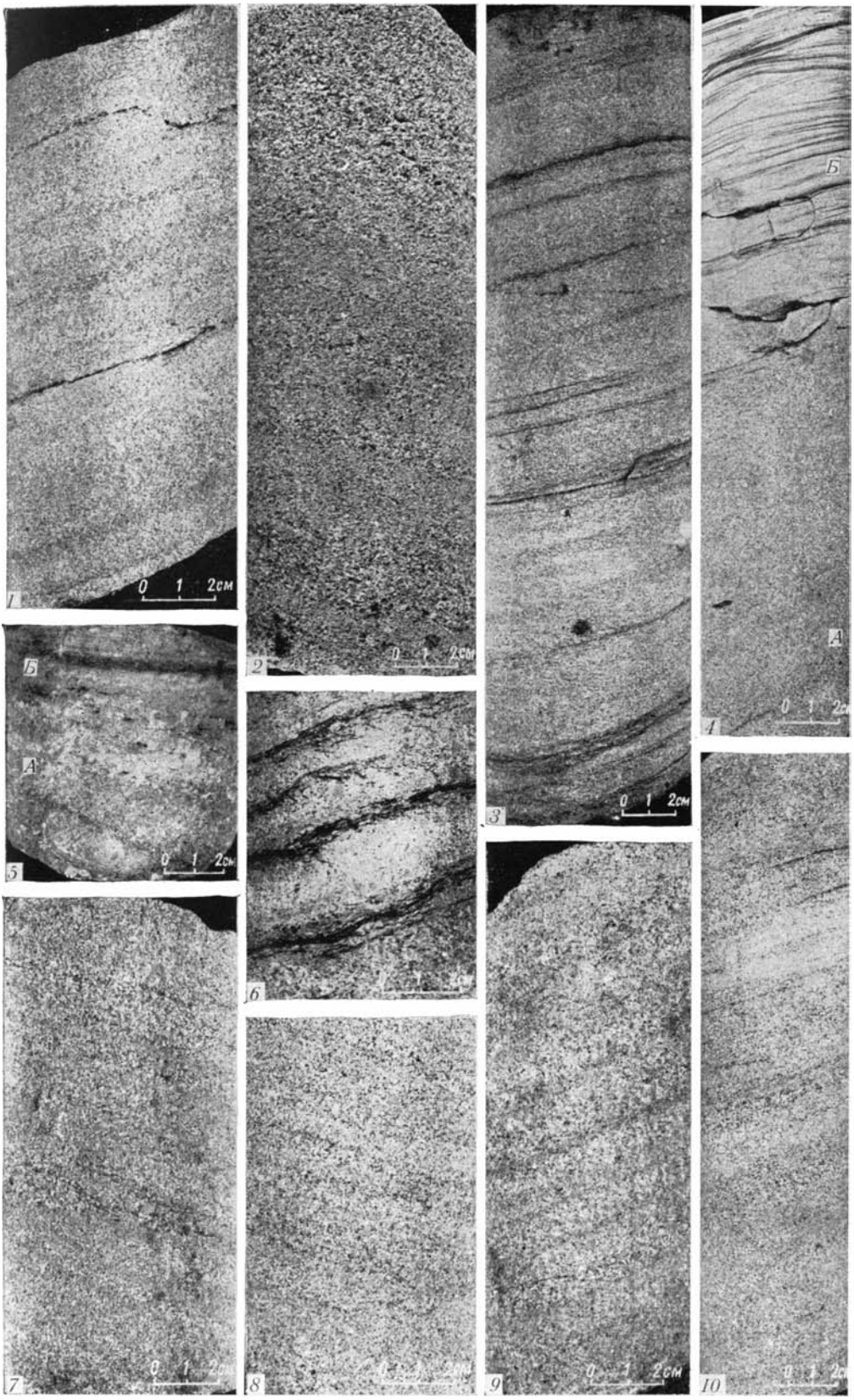


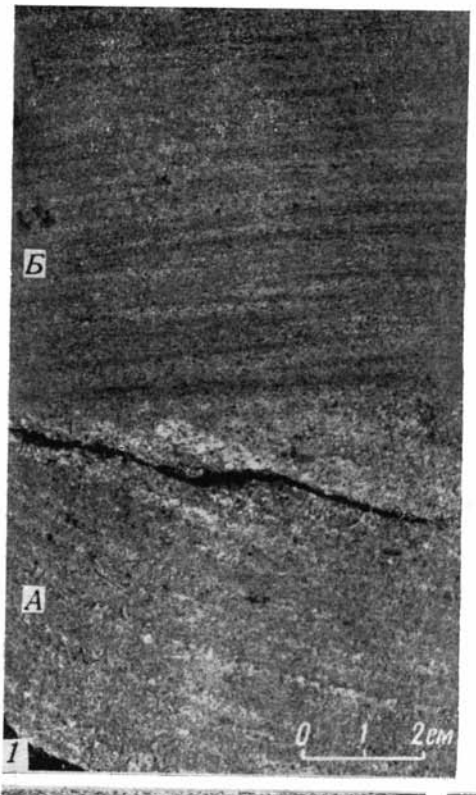
5


6

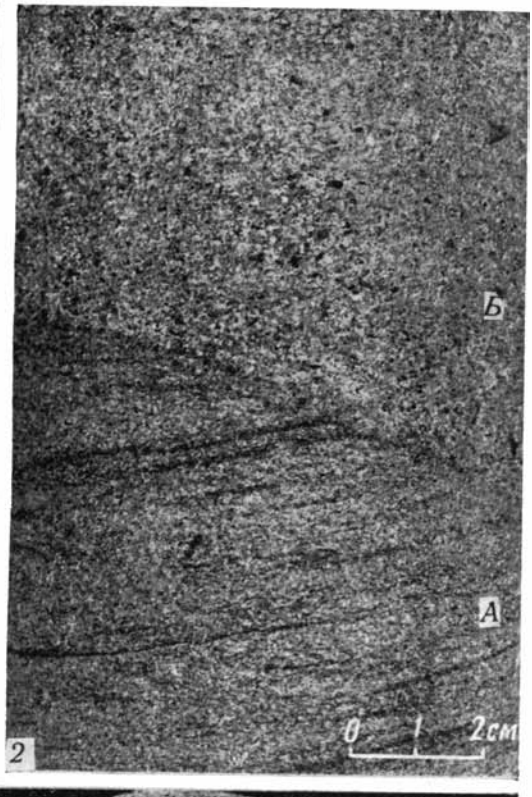

7


8


1
0 1 2см
2
0 1 2см
3
0 1 2см
4
Б
А
0 1 2см
5
Б
А
0 1 2см
6
7
8
9
0 1 2см
10
0 1 2см



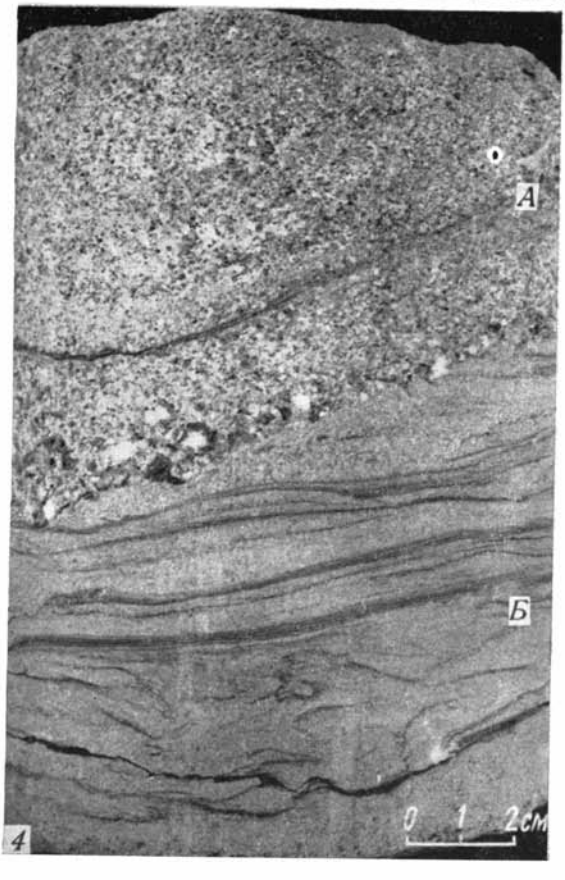
1



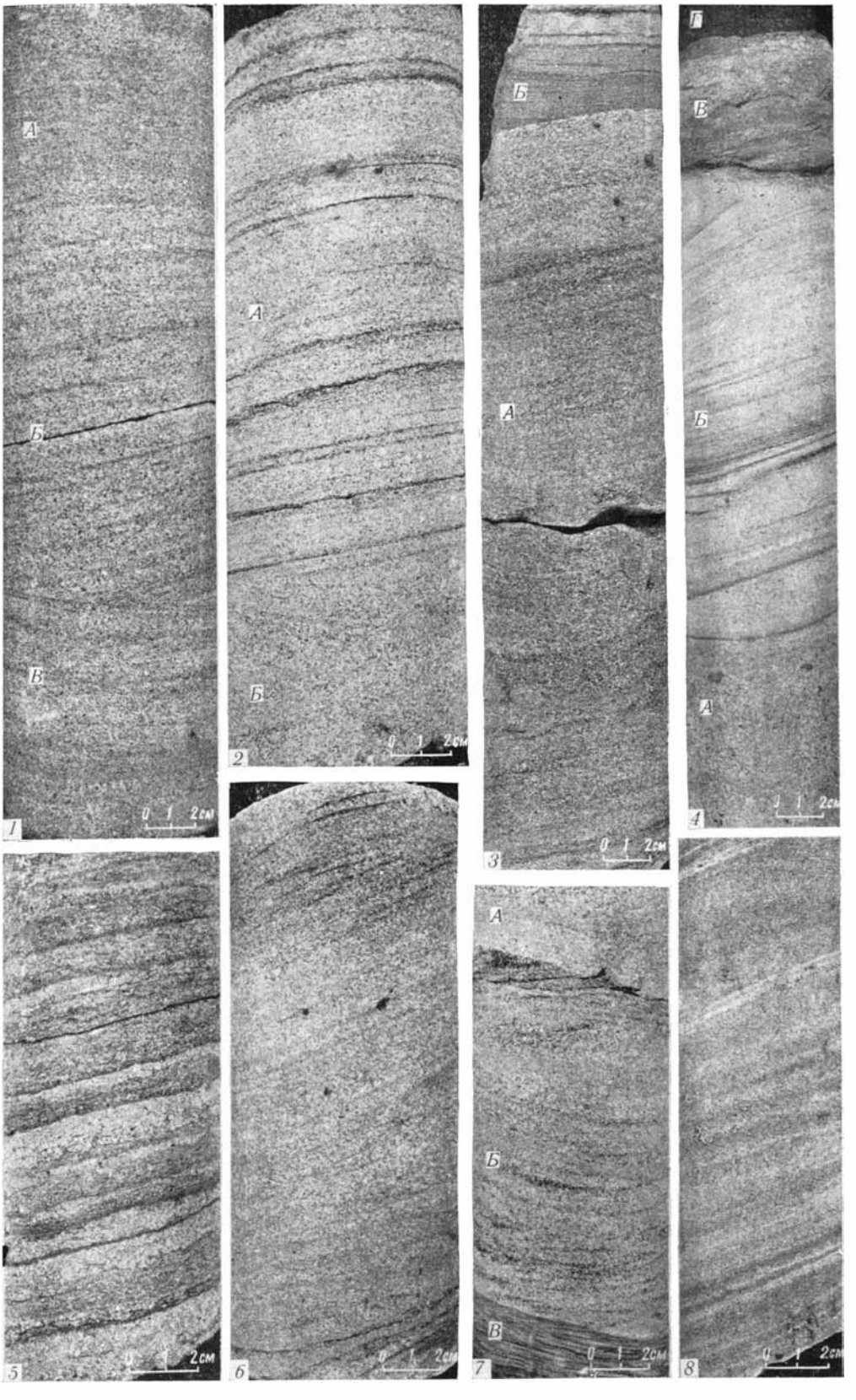
2



3



4


А
Б
В
0 1 2см
1
2
3
4
5
6
7
8



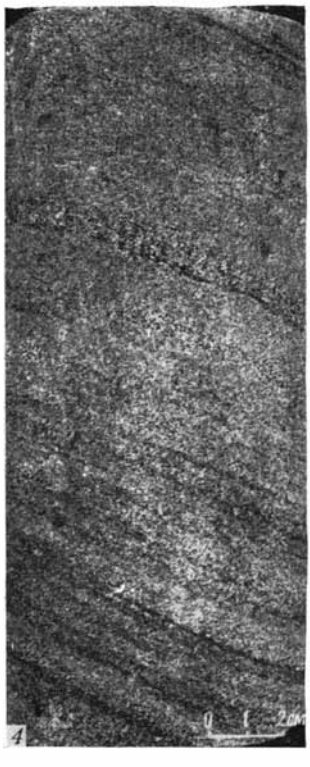
1



2



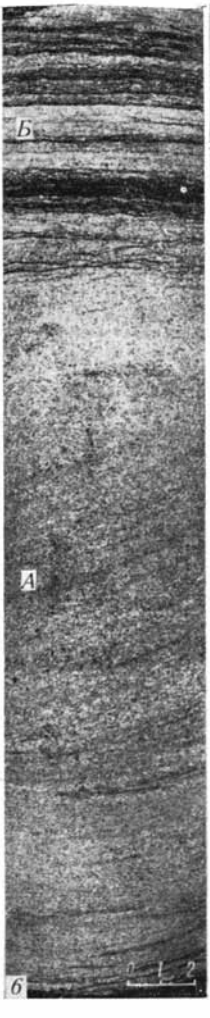
3



4



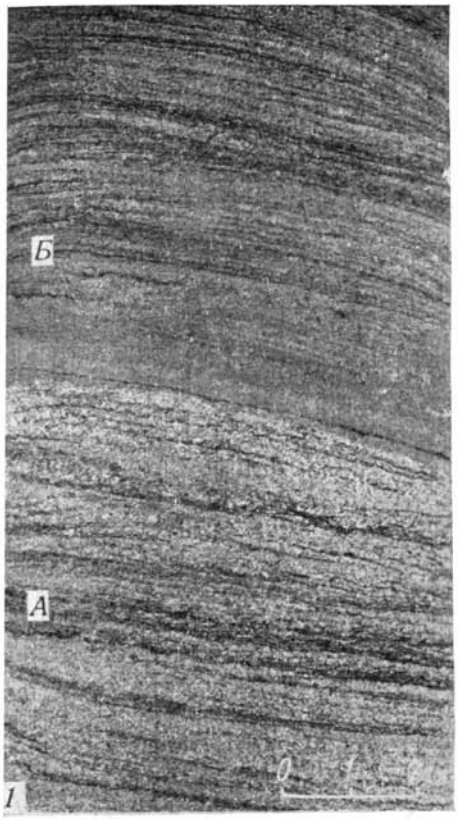
5

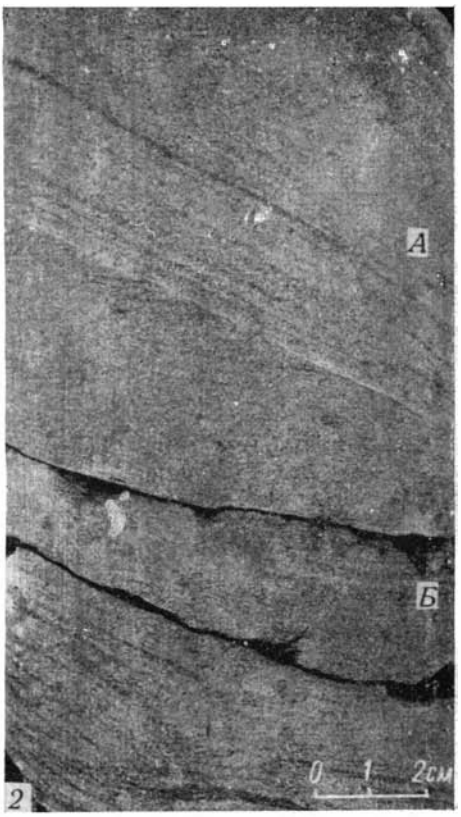


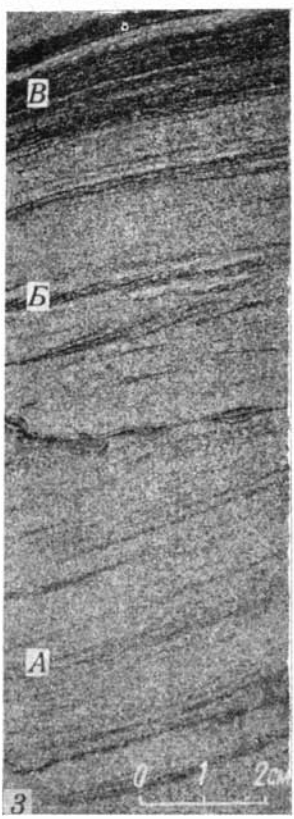
6



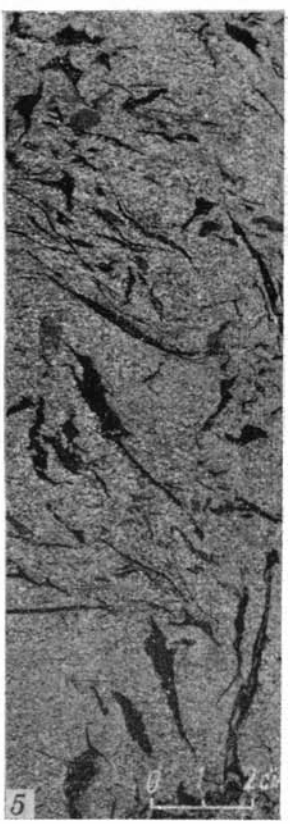
7

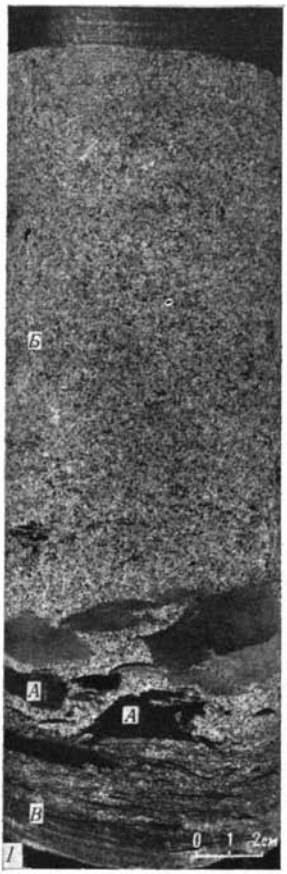

Б
А
0 1 2см
1

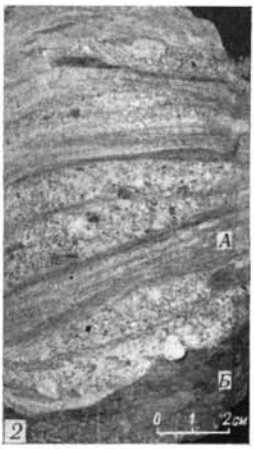

А
Б
0 1 2см
2


В
Б
А
0 1 2см
3


А
Б
Б
0 1 2см
4


0 1 2см
5


Б
А
А
В
0 1 2см
1


А
Б
0 1 2см
2

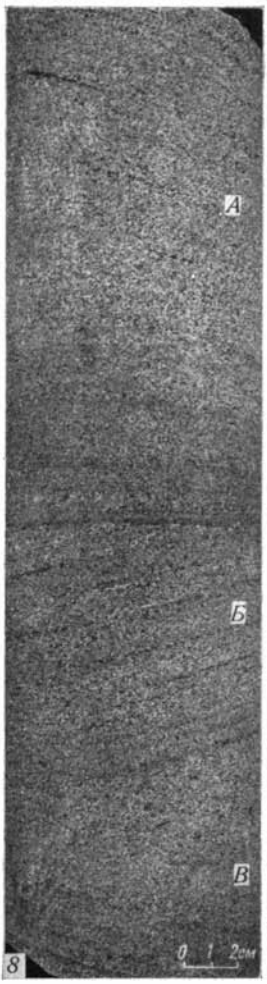

А
Б
0 1 2см
3


А
В
Б
0 1 2см
4


0 1 2см
5


Б
А
0 1 2см
6


0 1 2см
7


А
Б
В
0 1 2см
8

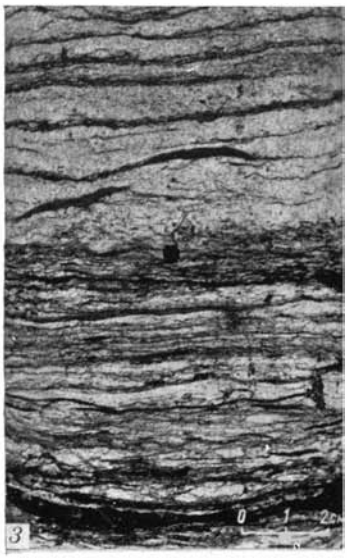

Б
А
В
0 1 2см
9



1



2



3



4



5



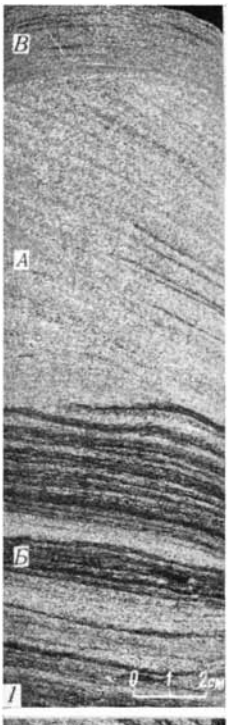
6



7

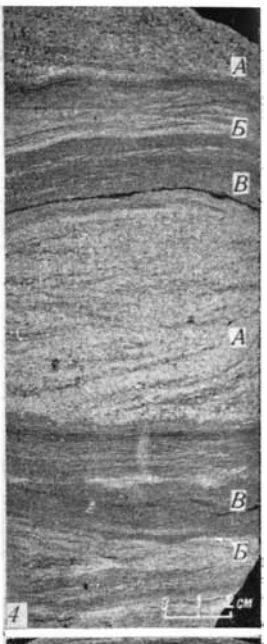


8


В
А
Б
0 1 2см
1


В
А
Б
1 2см
2


Г
Б
А
В
А
0 1 2см
3

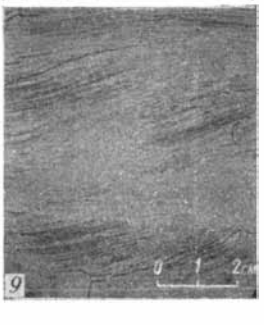

А
Б
В
А
В
Б
0 1 2см
4

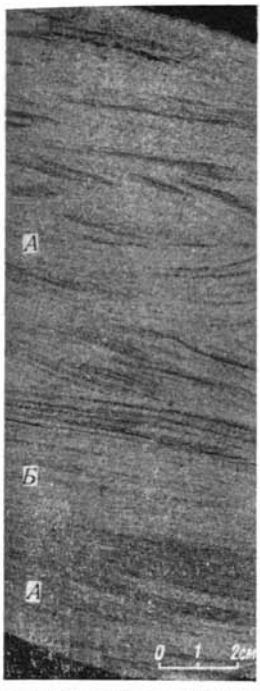

Б
А
0 1 2см
5


Б
А
0 1 2см
6


Б
А
0 1 2см
7


0 1 2см
8


0 1 2см
9



1



2



3



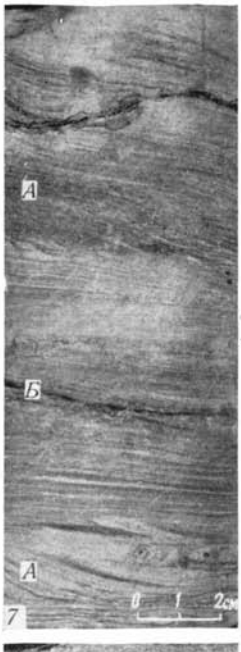
4



5



6



7



8



9



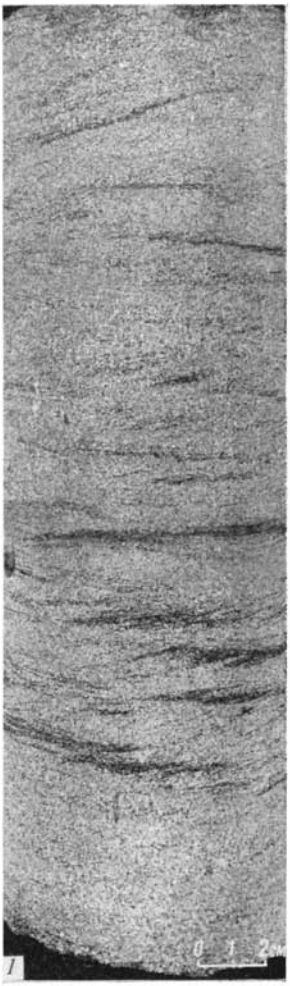
10



11



12


0 1 2см
1

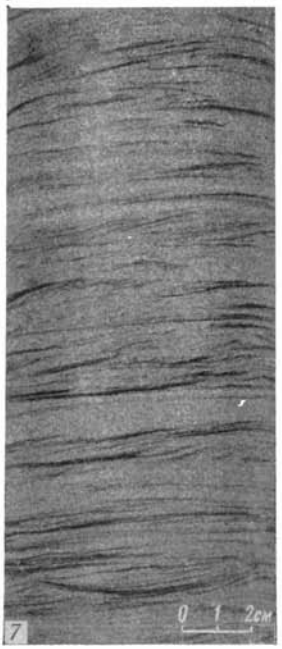

0 1 2см
2


0 1 2см
3


0 1 2см
4

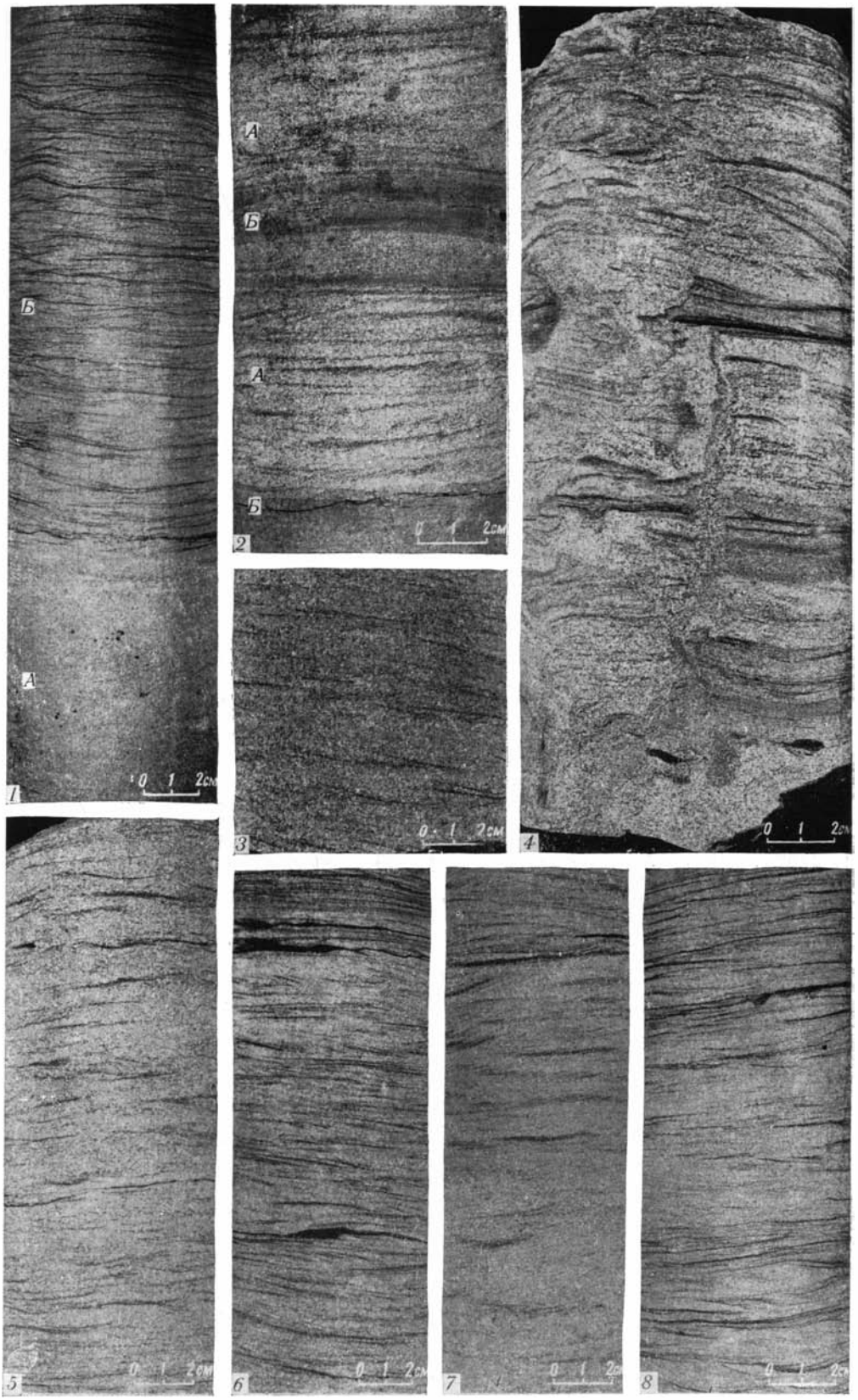

0 1 2см
5


0 1 2см
6


0 1 2см
7

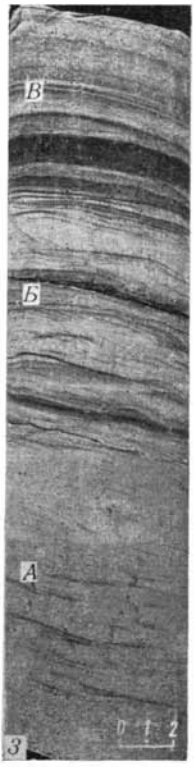

0 1 2см
8


A
b
0 1 2см
9


Б
А
0 1 2см
1
А
Б
А
Б
0 1 2см
2
0 1 2см
3
0 1 2см
4
0 1 2см
5
0 1 2см
6
0 1 2см
7
0 1 2см
8


0 1 2см
1


0 1 2см
2


В
Б
А
0 1 2
3


1 2см
4


Б
А
0 1 2см
5


0 1 2см
6


7

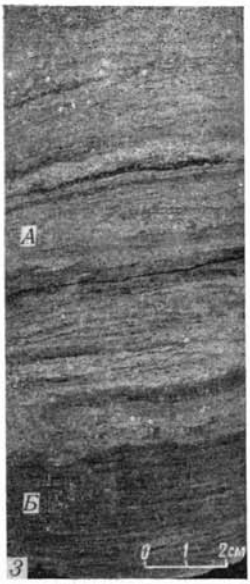

0 1 2см
8


0 1 2см
9

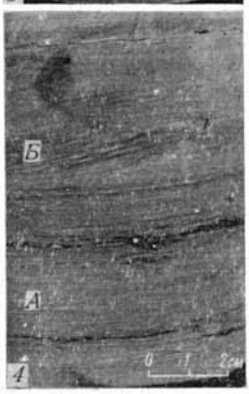

0 1 2см
10

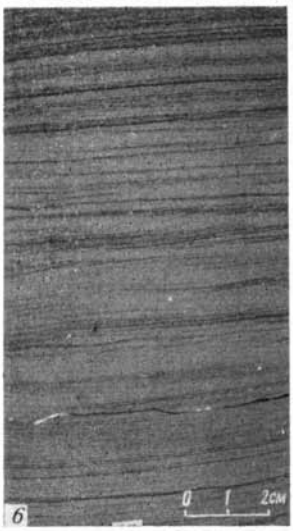

0 1 2см
1


0 1 2см
2


А
Б
0 1 2см
3


0 1 2см
5


Б
А
0 1 2см
4


0 1 2см
6


0 1 2см
7


0 1 2см
8


0 1 2см
9


0 1 2см
10


0 1 2см
11

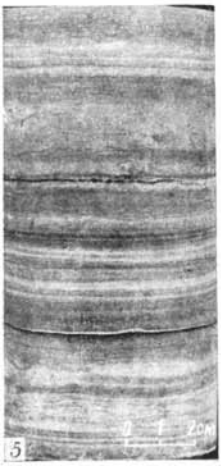

0 1 2см
12


1
0 1 2см


2
0 1 2см

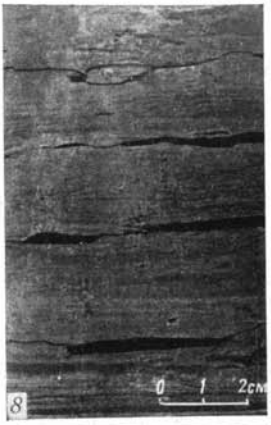

3
0 1 2см


4
0 1 2см


5
0 1 2см

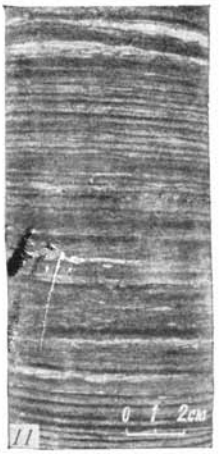

6
0 1 2см

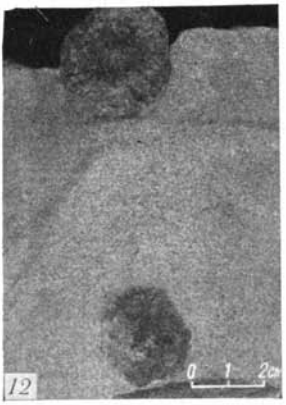

7
0 1 2см


8
0 1 2см


9

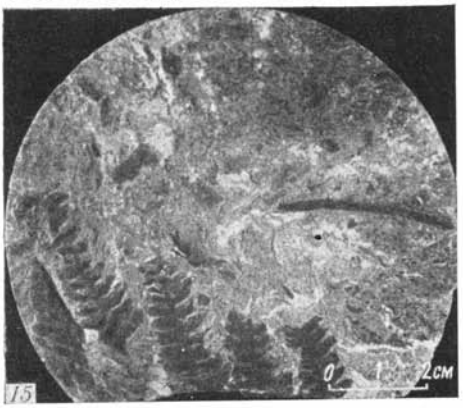

10
0 1 2см

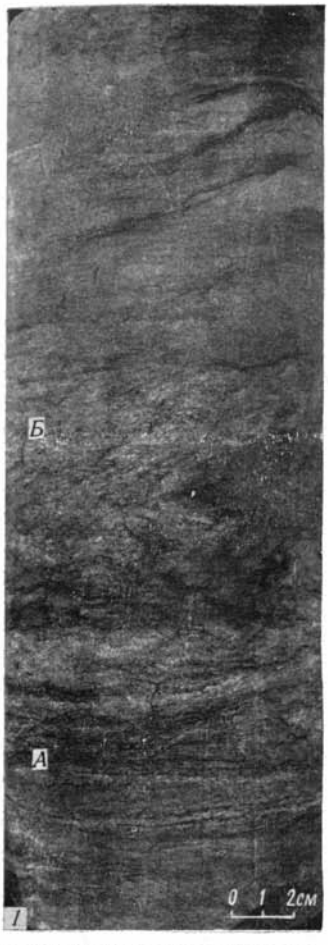

11
0 1 2см


12
0 1 2см


13
0 1 2см


14
0 1 2см


15
0 1 2см



1



2



3



4



5



6



7



8



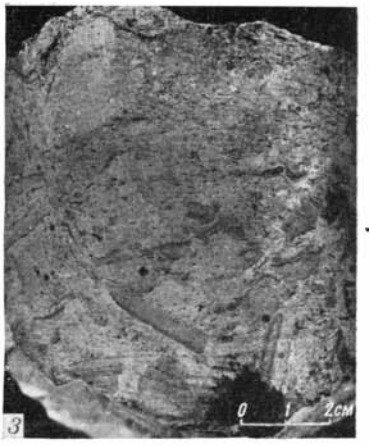
9



10


0 1 2см
1


0 1 2см
2


0 1 2см
3

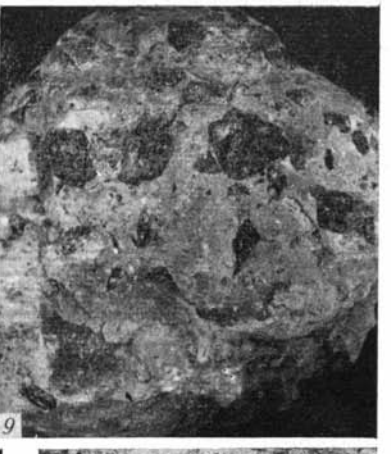

0 1 2
4

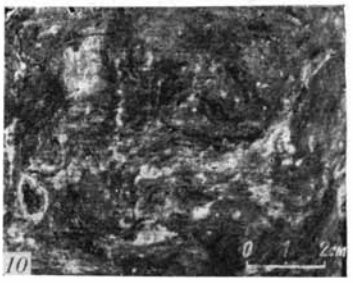

0 1 2см
5

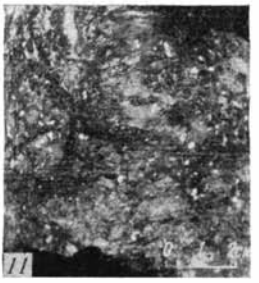

0 1 2см
6

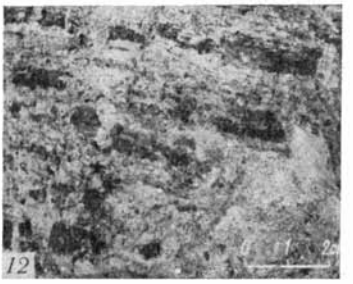

0 1 2см
7


0 1 2см
8


9


0 1 2см
10


11


12



1



2



3



4



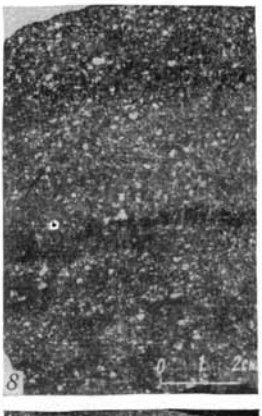
5



6



7



8



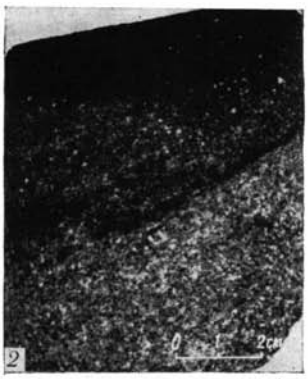
9



10



1



2



3



4



5



6



7



8



9



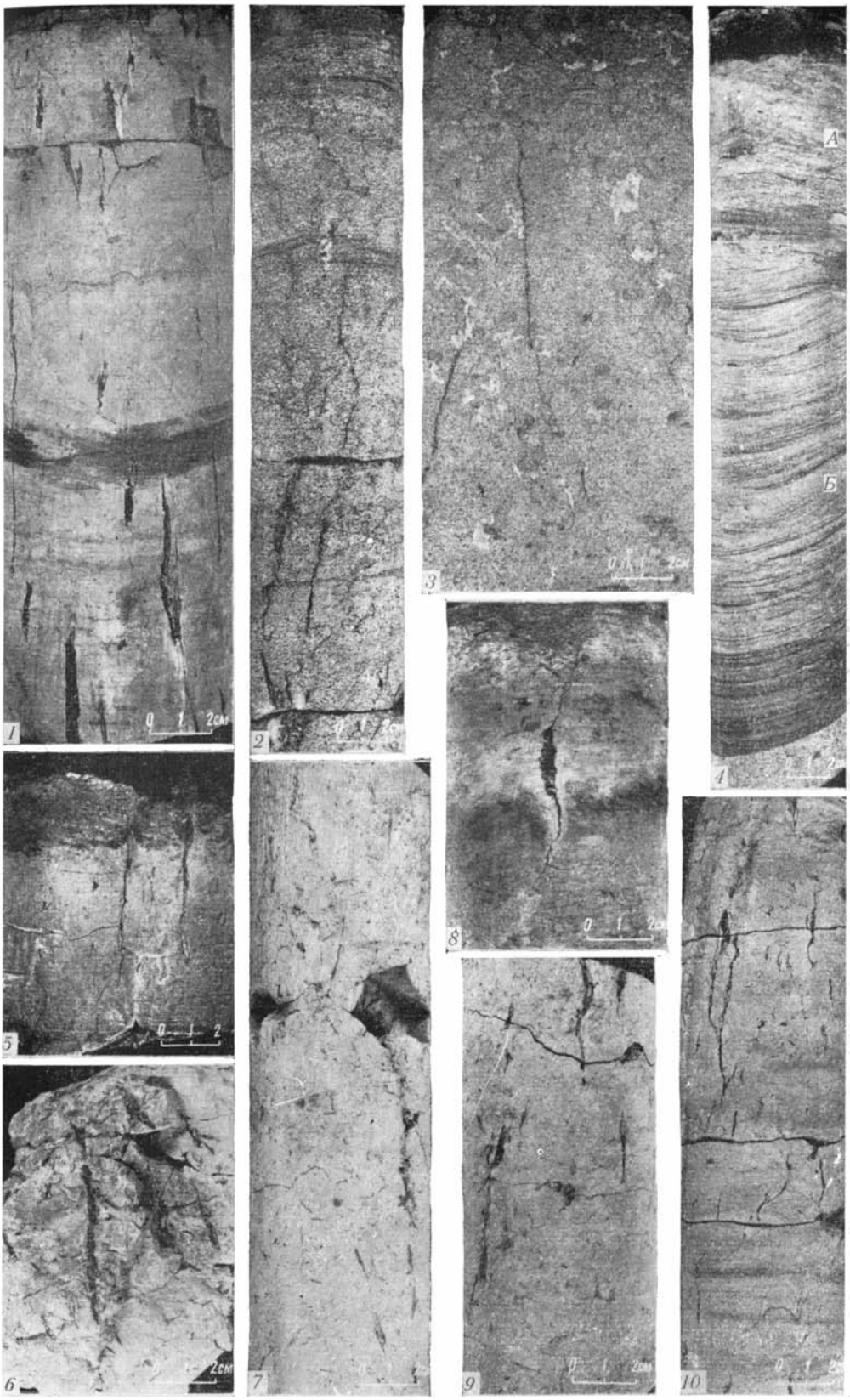
10



11



12


1
0 1 2см
2
3
0 1 2см
4
А
Б
5
0 1 2
6
2см
7
8
0 1 2см
9
0 1 2см
10



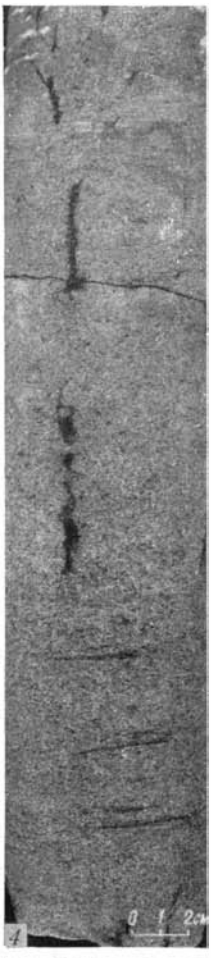
1



2



3



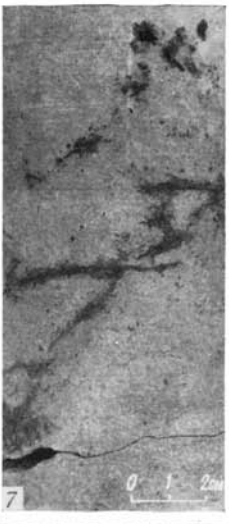
4



5



6



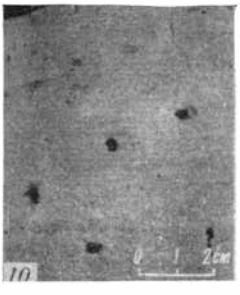
7



8



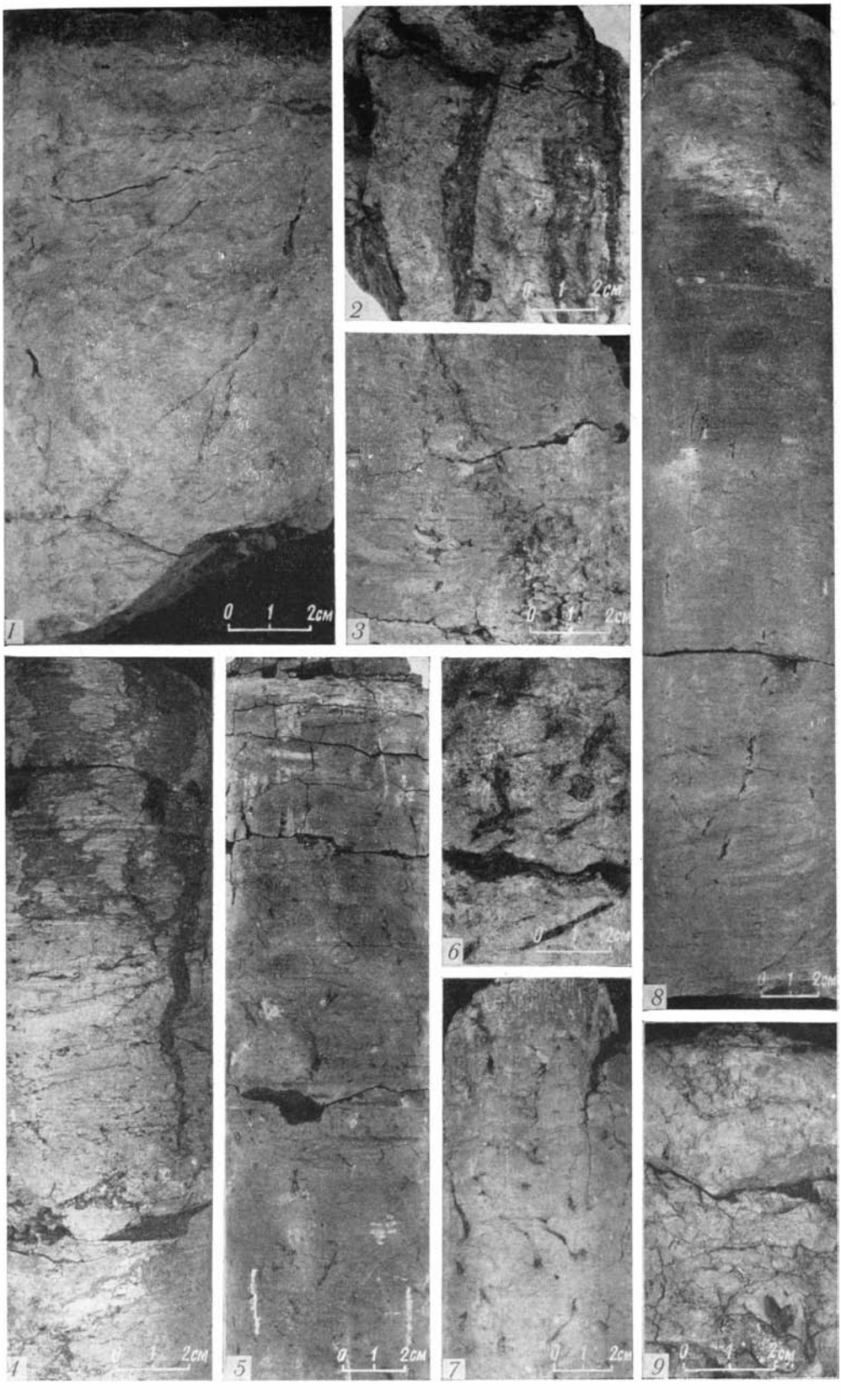
9



10



11


1
0 1 2см
2
0 1 2см
3
0 1 2см
4
0 1 2см
5
0 1 2см
6
0 1 2см
7
0 1 2см
8
0 1 2см
9
0 1 2см



1



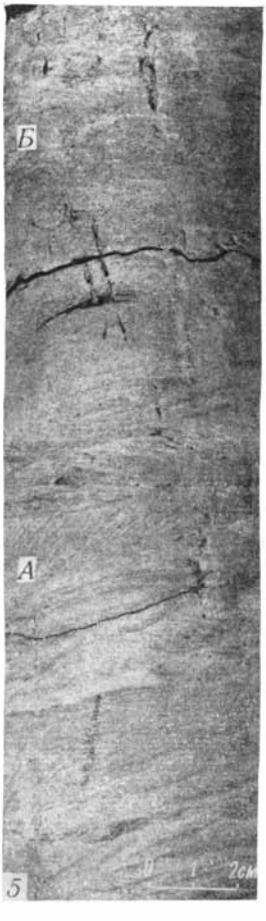
2



3



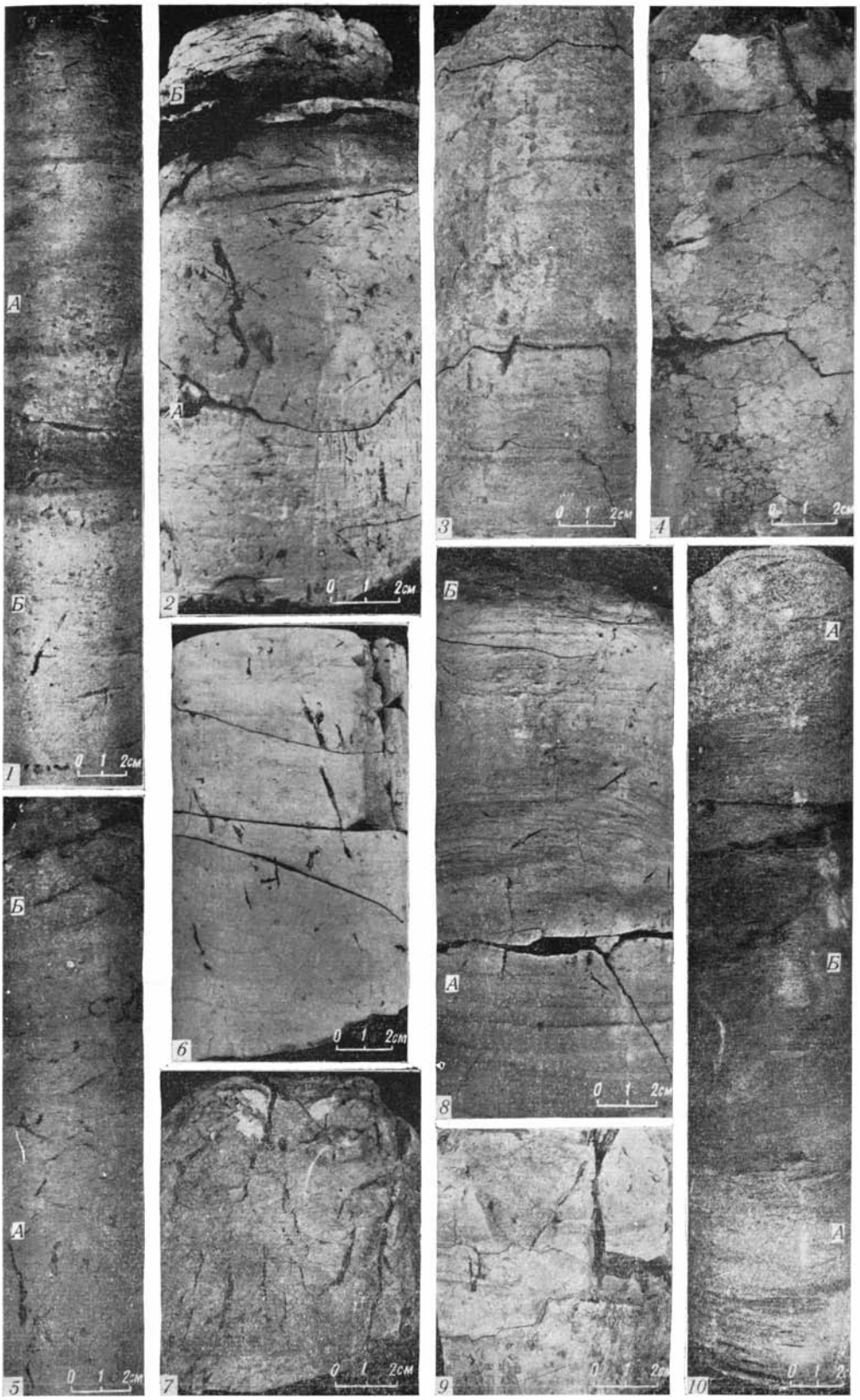
4

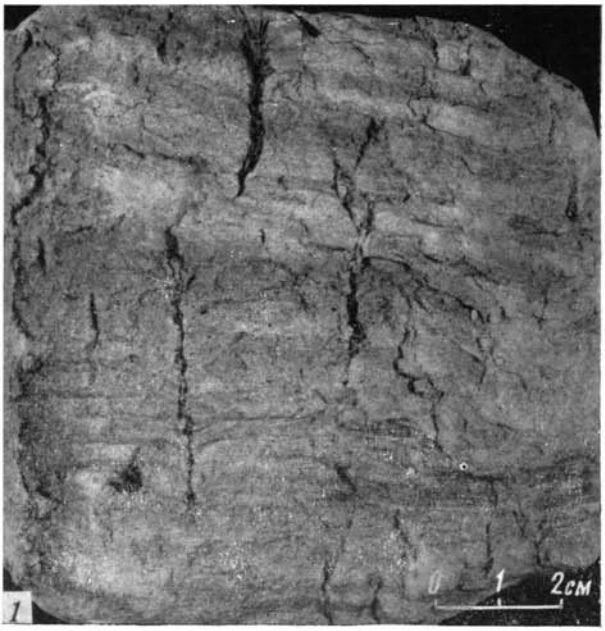


5



6


А
Б
1
0 1 2см
Б
А
2
0 1 2см
3
0 1 2см
4
0 1 2см
Б
6
0 1 2см
Б
А
5
0 1 2см
7
0 1 2см
Б
А
8
0 1 2см
9
0 1 2см
А
Б
А
10
0 1 2


0 1 2см
1


0 1 2см
2


0 1 2см
3


0 1 2см
4


0 1 2см
5


Б
А
0 1 2см
1

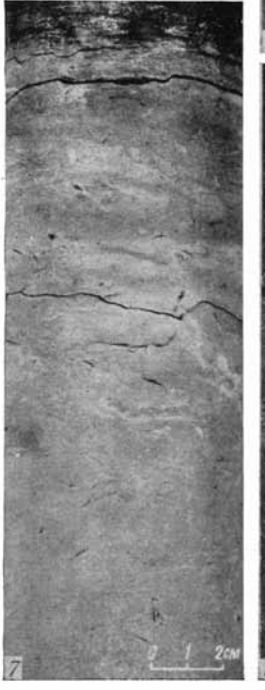

В
А
Б
0 1 2см
2


А
Б
0 1 2см
3

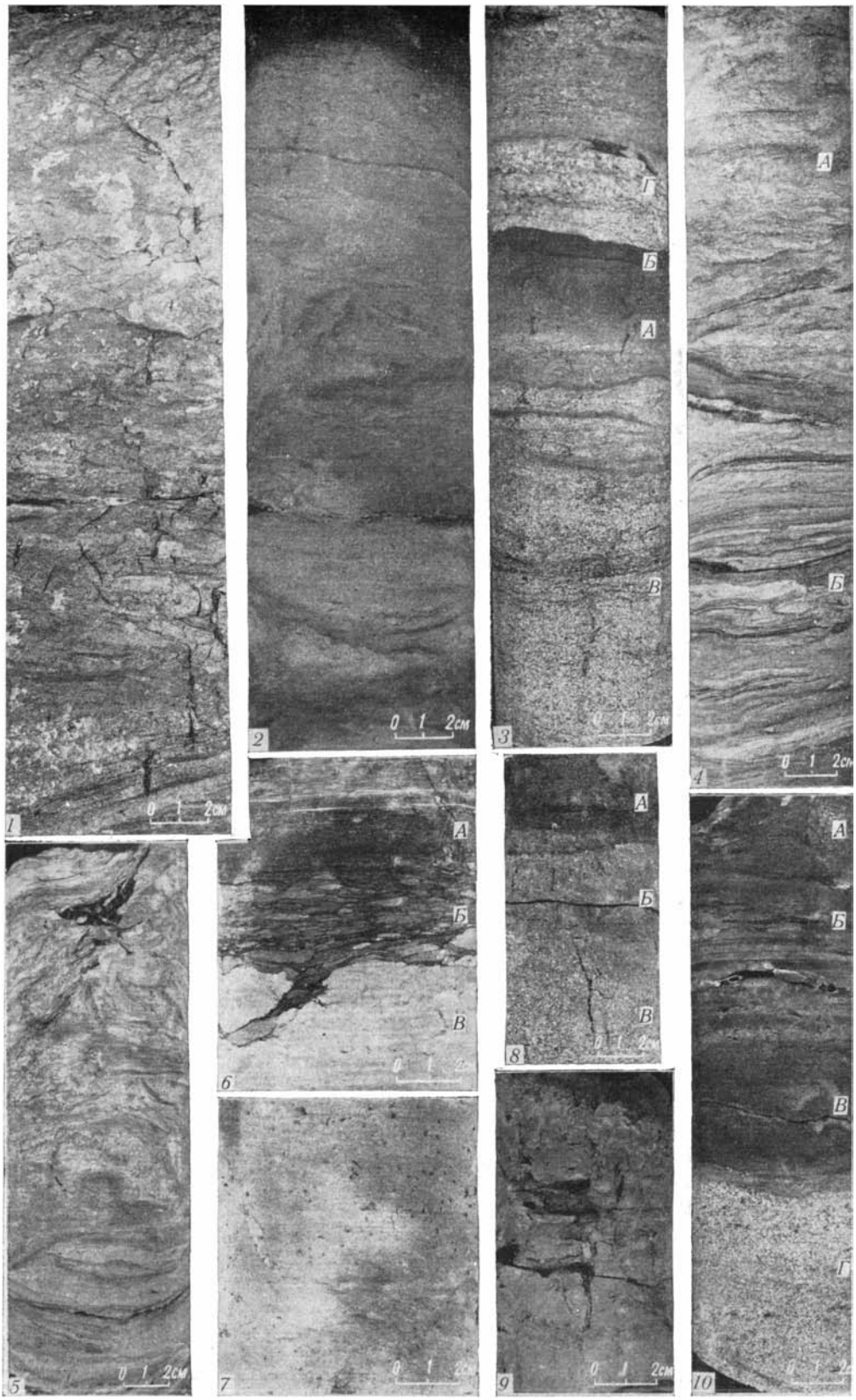

0 1 2см
4


0 1 2см
5


0 1 2см
6


0 1 2см
7


0 1 2см
8


1
0 1 2см
2
0 1 2см
3
Г
Б
А
В
0 1 2см
4
А
Б
0 1 2см
5
0 1 2см
6
А
Б
В
7
8
А
Б
В
9
0 1 2см
10
А
Б
В
Г



1



2



3



4



7



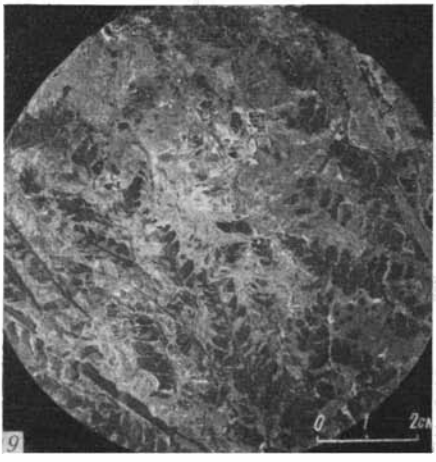
8



5



6



9


0 1 2см
1


0 1 2см
2

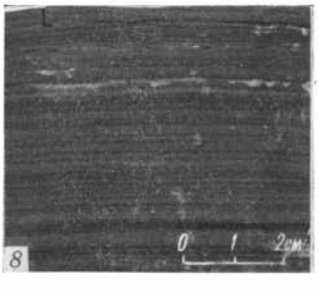

0 1 2см
3


0 1 2см
4

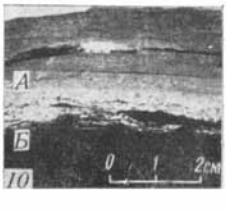

0 1 2см
5

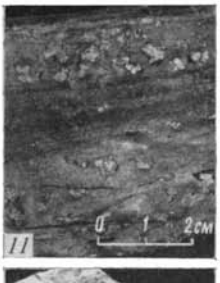

0 1 2см
6


0 1 2см
7


0 1 2см
8

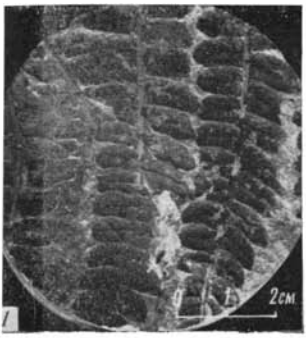

Б
А
0 1 2см
9


А
Б
0 1 2см
10


0 1 2см
11


12

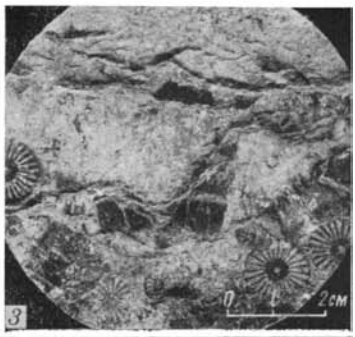

0 1 2см
13



1



2



3



4



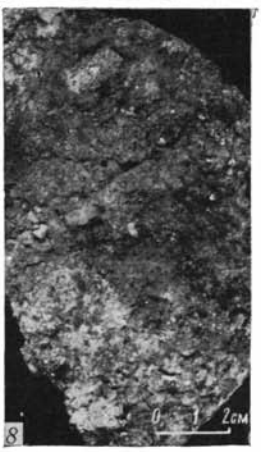
5



6



7



8



9



10



11

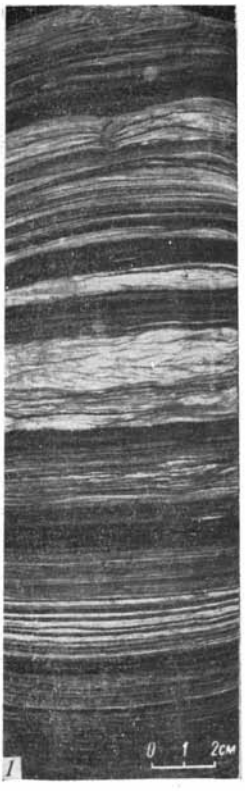

12



13



14

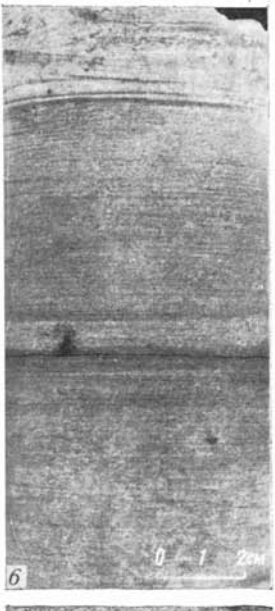

0 1 2см
1

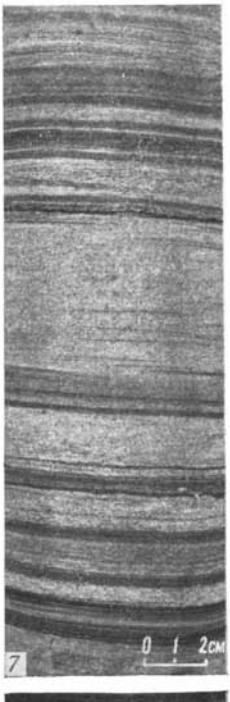

0 1 2см
2


0 1 2см
3


0 1 2см
4

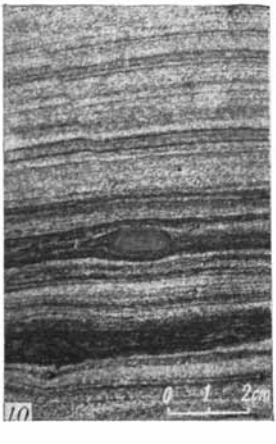

0 1 2см
5

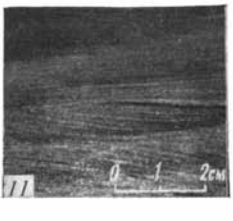

0 1 2см
6


0 1 2см
7


8

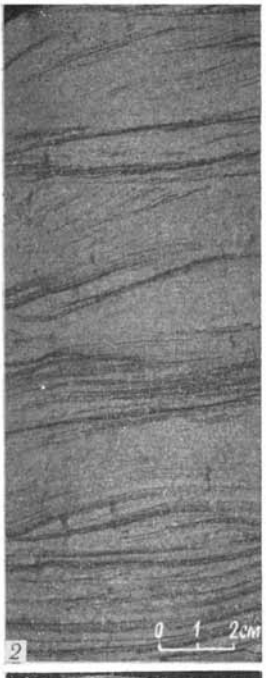

0 1 2см
9

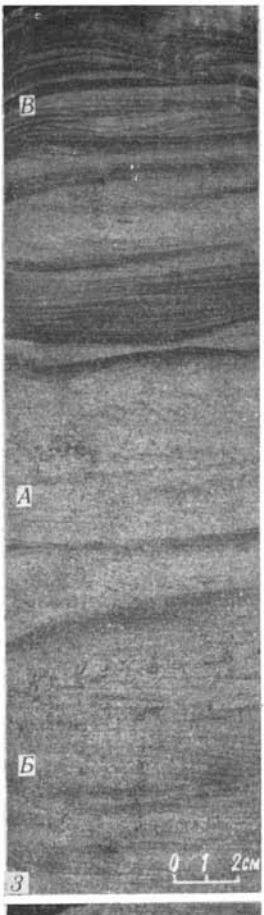

0 1 2см
10


0 1 2см
11


0 1 2см
12


0 1 2см
1


0 1 2см
2


В
А
Б
0 1 2см
3


0 1 2
4


0 1 2см
5


0 1 2см
6


0 1 2см
7


0 1 2
8



1



2



3



4



5



6



7



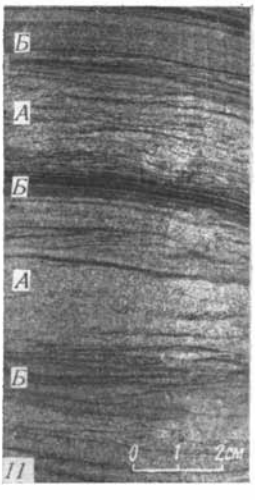
8



9



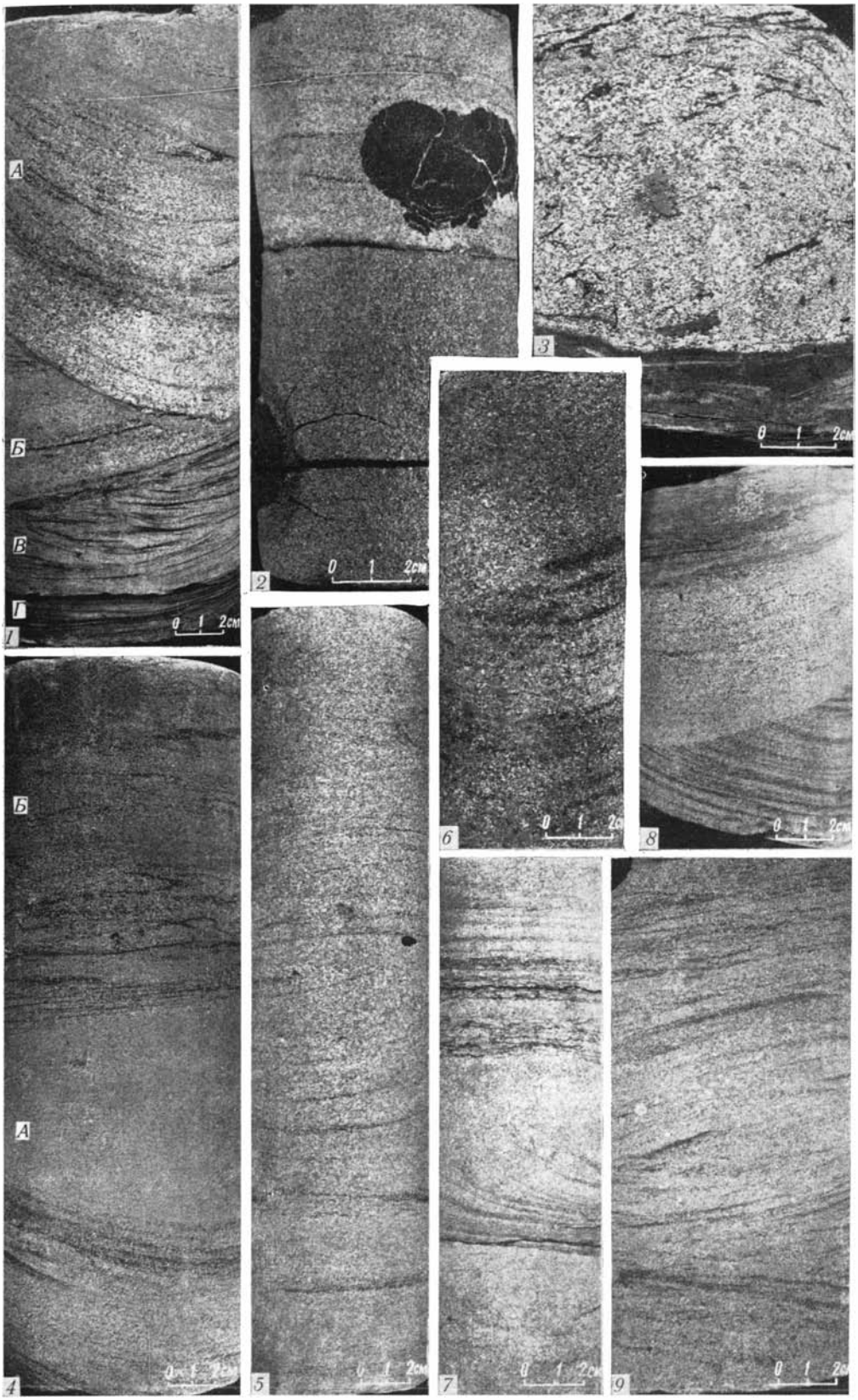
10

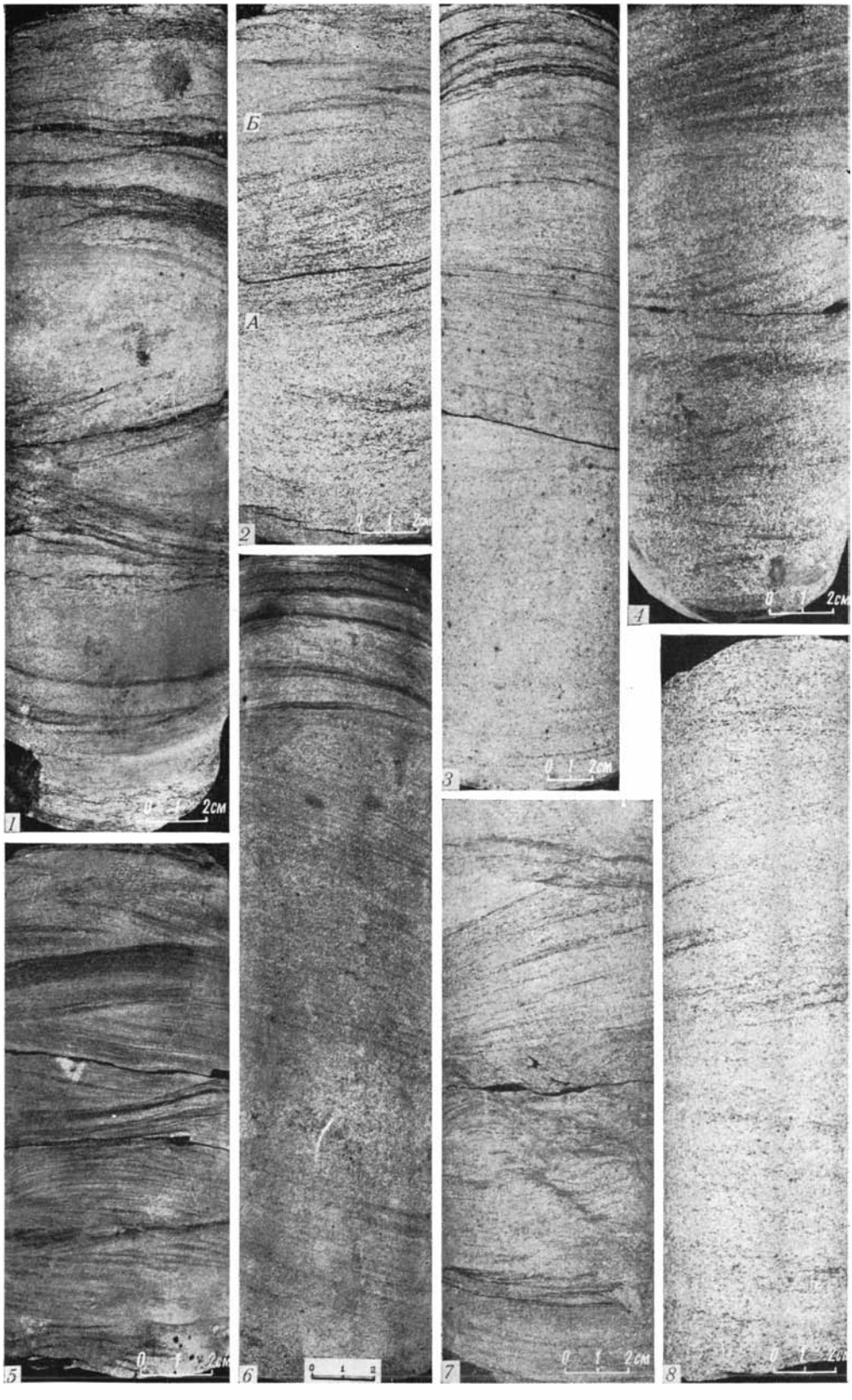


11



12


А
Б
В
Г
0 1 2см
1
0 1 2см
2
3
0 1 2см
Б
А
4
0 1 2см
5
0 1 2см
6
0 1 2см
8
0 1 2см
7
0 1 2см
9
0 1 2см


Б
А
0 1 2см


0 1 2см
1


0 1 2см
2


0 1 2см
3

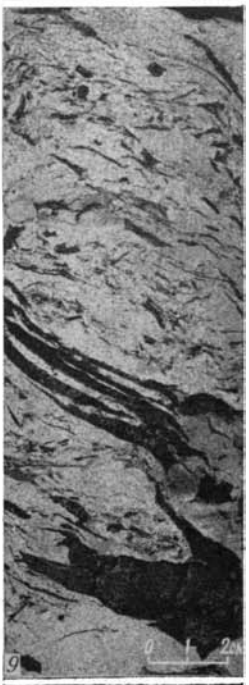

0 1 2см
4

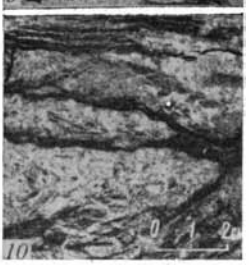

0 1 2см
5

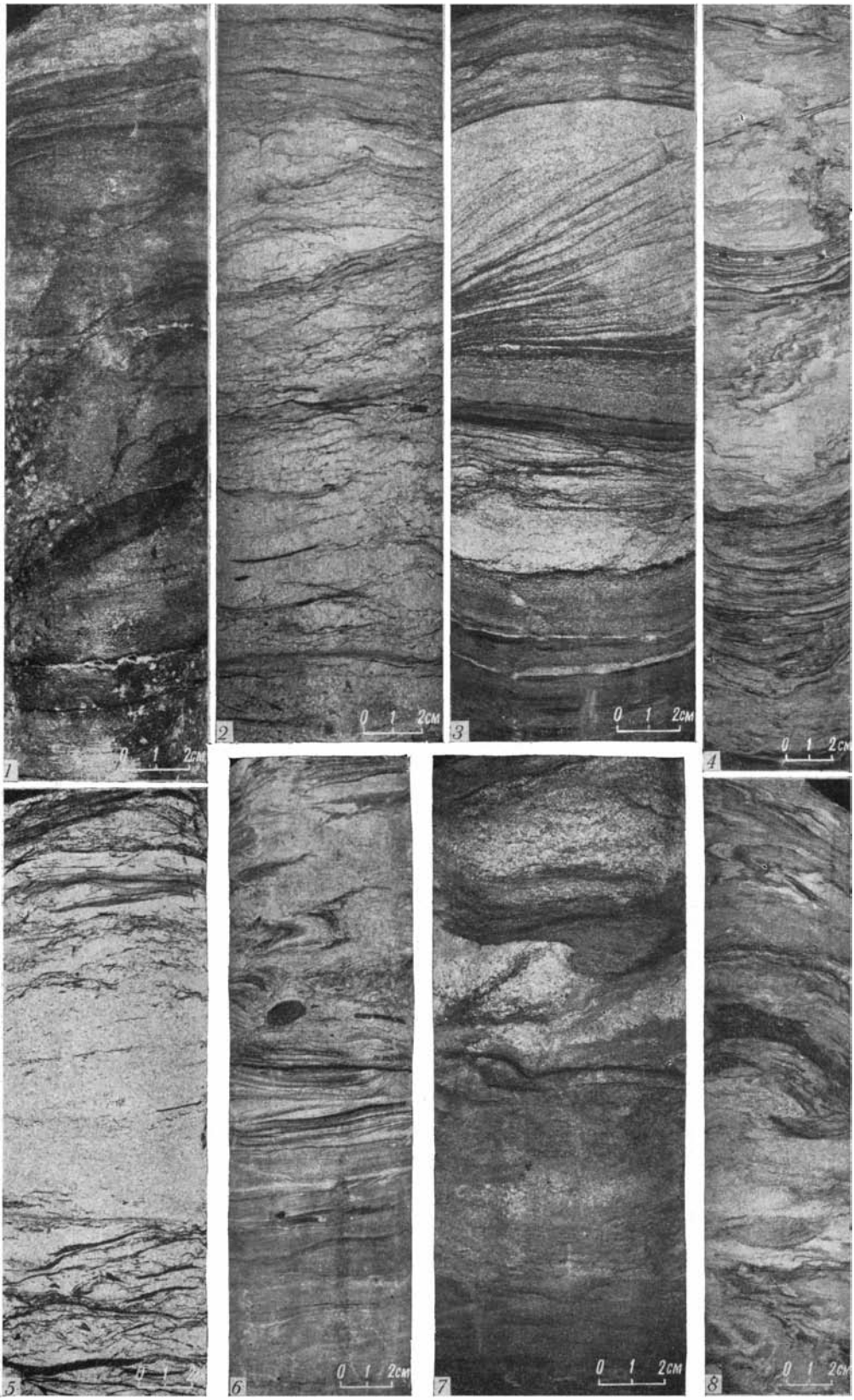

0 1 2см
6

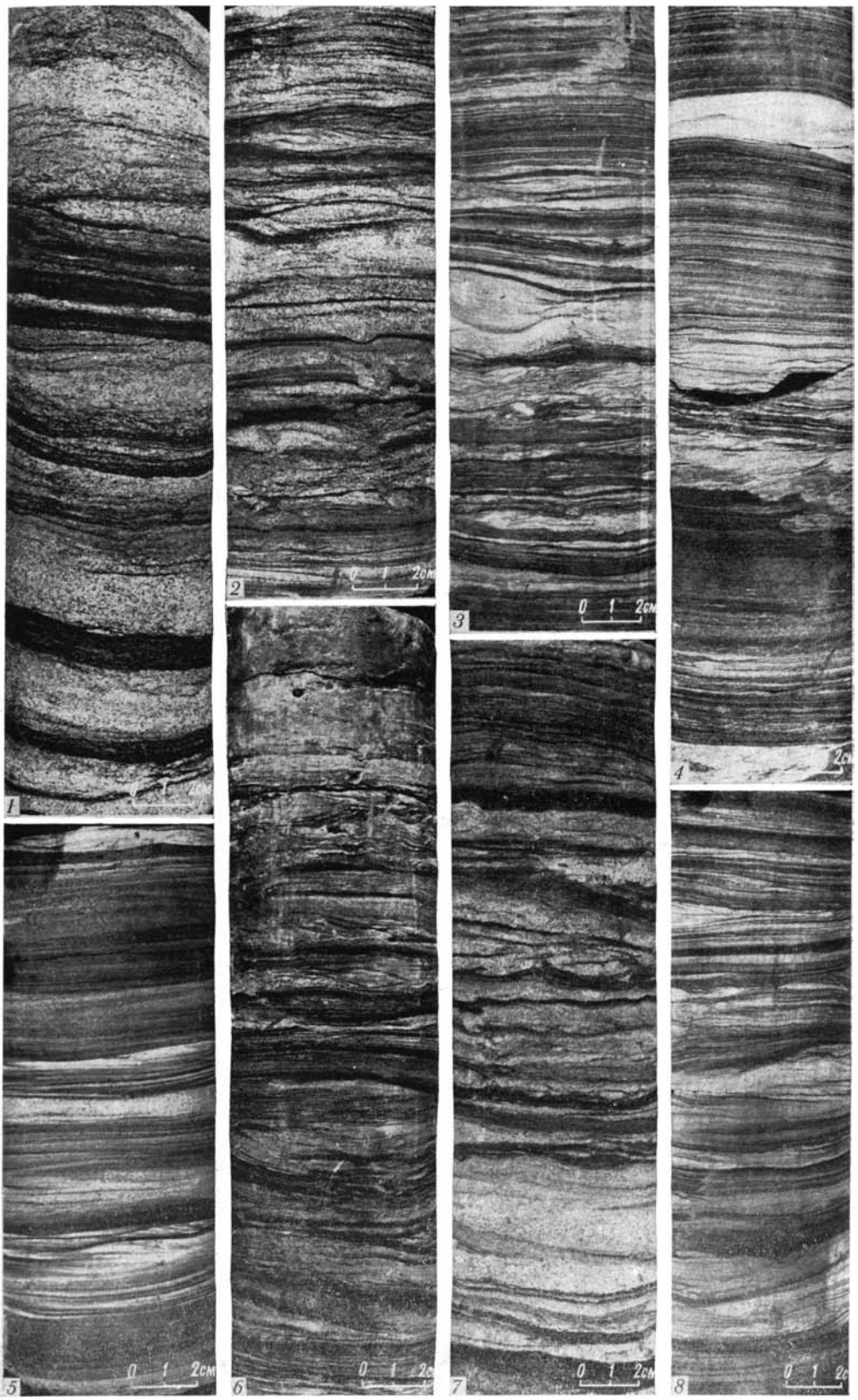

0 1 2см
7


0 1 2см
8


0 1 2см
9


0 1 2см
10

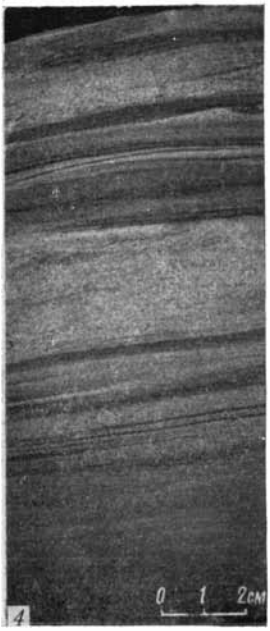

1
0 1 2см
2
0 1 2см
3
0 1 2см
4
0 1 2см
5
0 1 2см
6
0 1 2см
7
0 1 2см
8
0 1 2см


1
2
0 1 2см
3
0 1 2см
4
5
0 1 2см
6
0 1 2см
7
0 1 2см
8


0 1 2см
1

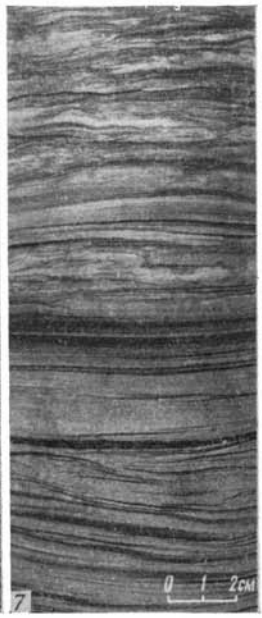

0 1 2см
2

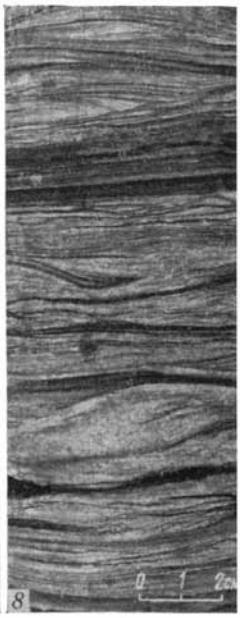

0 1 2см
3

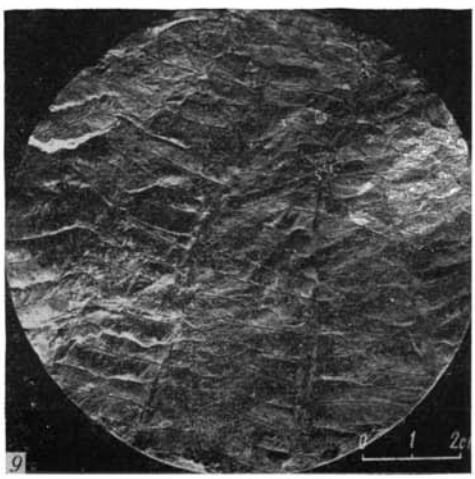

0 1 2см
4

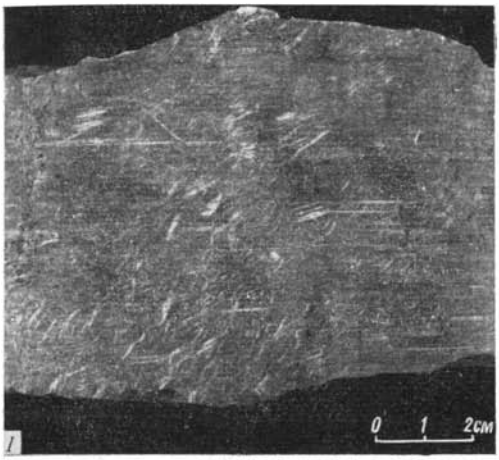

0 1 2см
5


6


0 1 2см
7


8


9



1



2



3



4



5



6



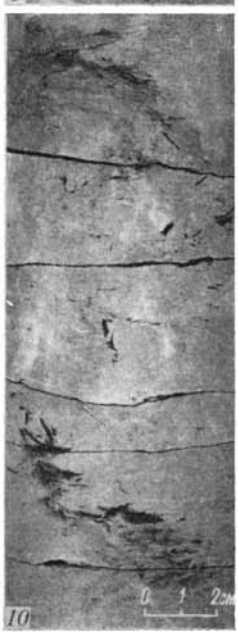
7



8



9



10



11


0 1 2см
1


0 1 2см
2


0 1 2см
3


0 1 2см
4


0 1 2см
5


0 1 2см
6


0 1 2см
7


0 1 2см
8


0 1 2см
9


0 1 2см
10


0 1 2см
1

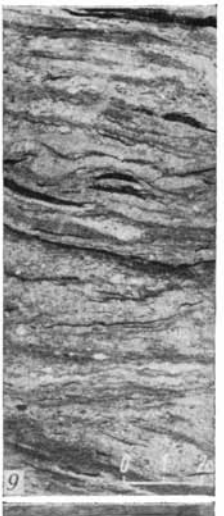

0 1 2см
2


0 1 2см
3


4


0 1 2см
5


0 1 2см
7

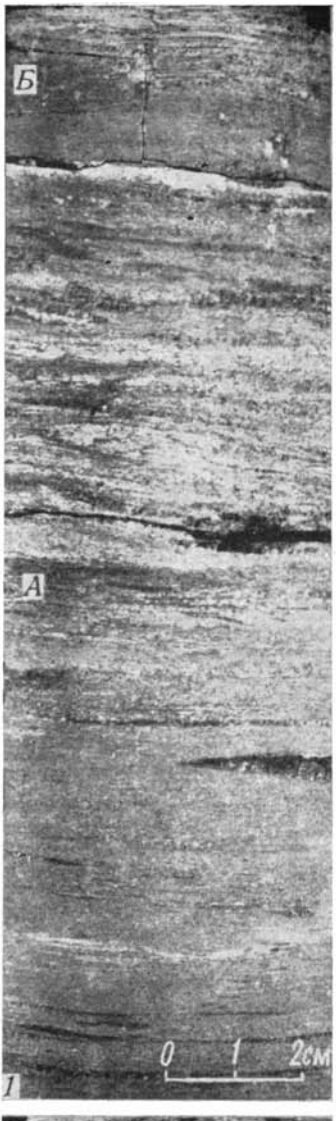

9


0 1 2см
6


8

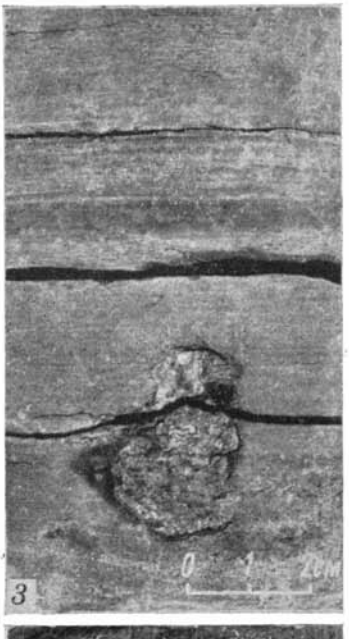

10


11


Б
А
0 1 2см
1


0 1 2см
2


0 1 2см
4

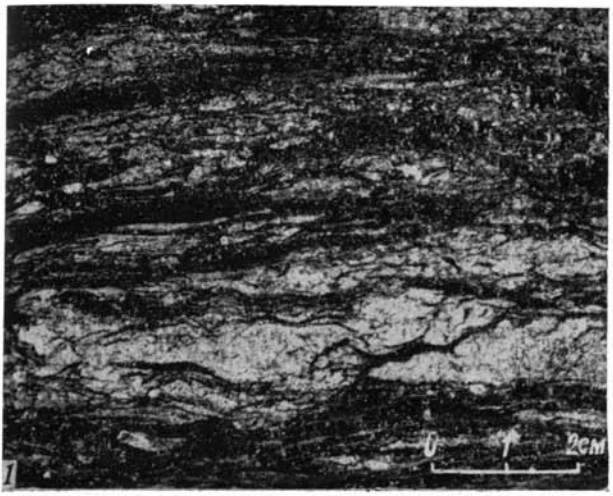

0 1 2см
3

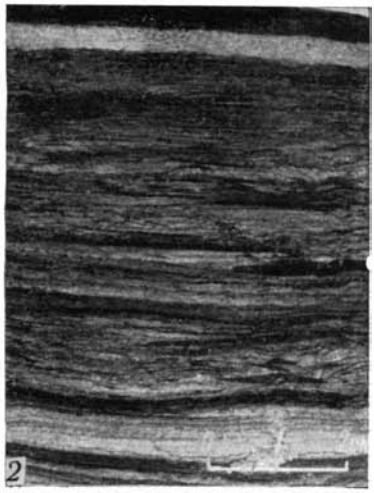

1 2см
5


Б
А
0 1 2см
6


0 1 2см
7


А
Б
А
0 1 2см
8

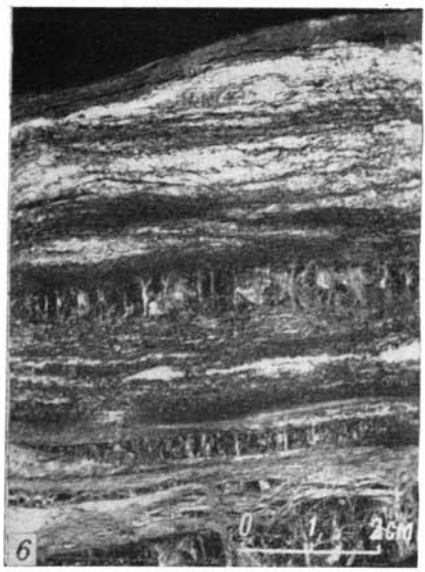

0 1 2см
1

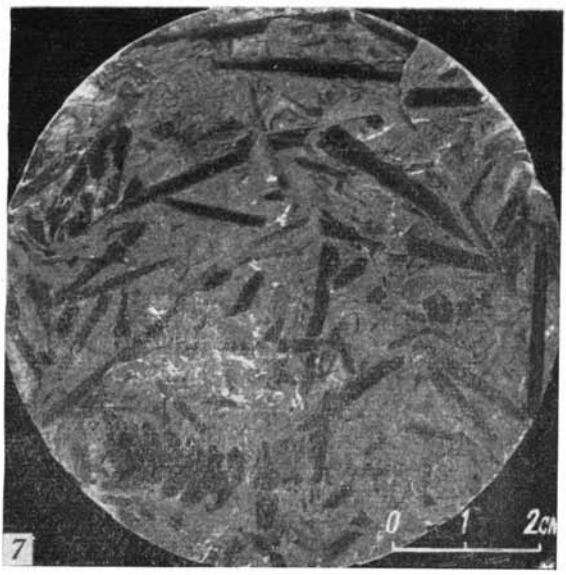

2

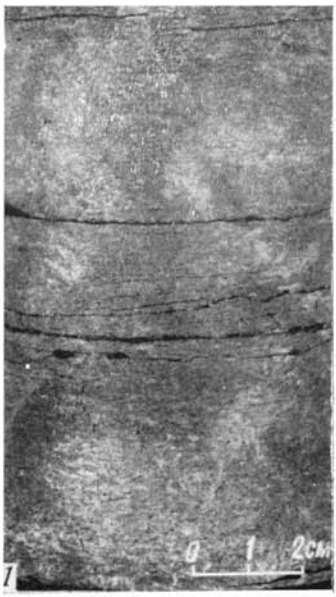

0 1 2см
3


0 1 2см
4


0 1
5

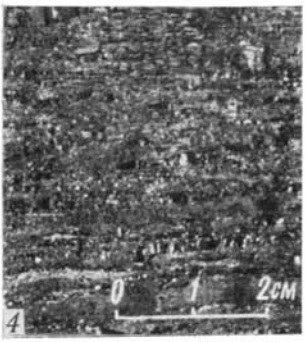

0 1 2см
6


0 1 2см
7

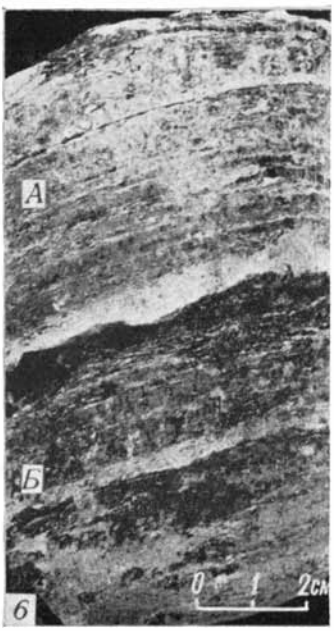

0 1 2см
1


А
Б
2

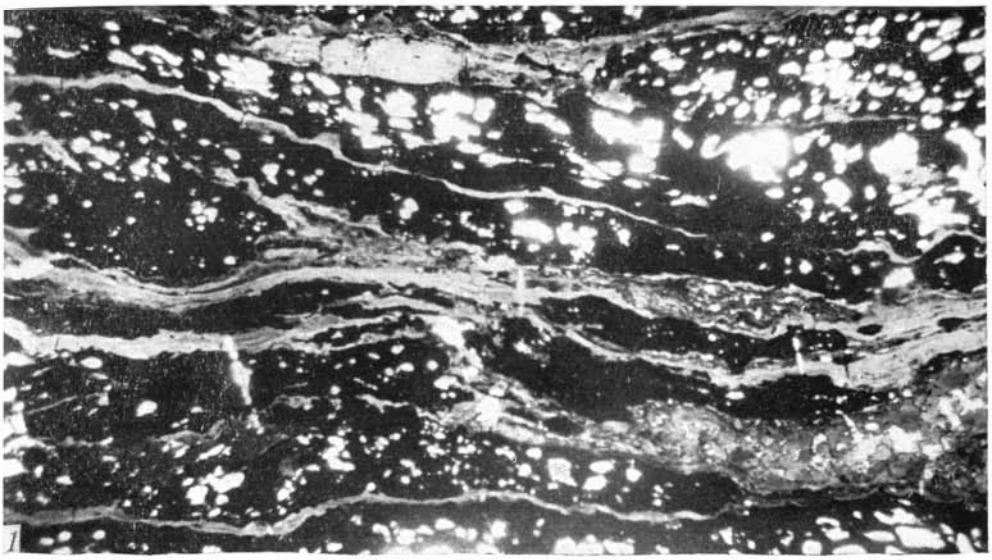

0 1 2см
3

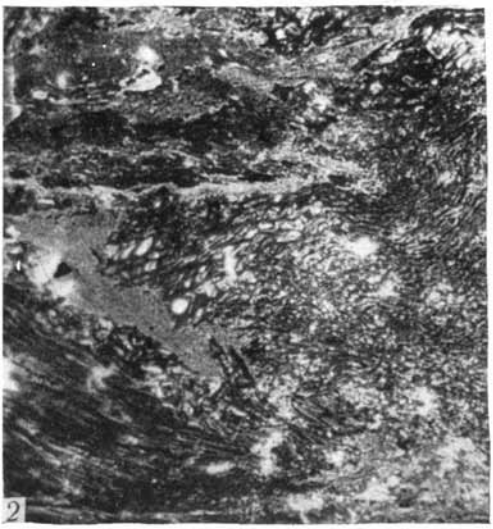

0 1 2см
4


0 1 2см
5

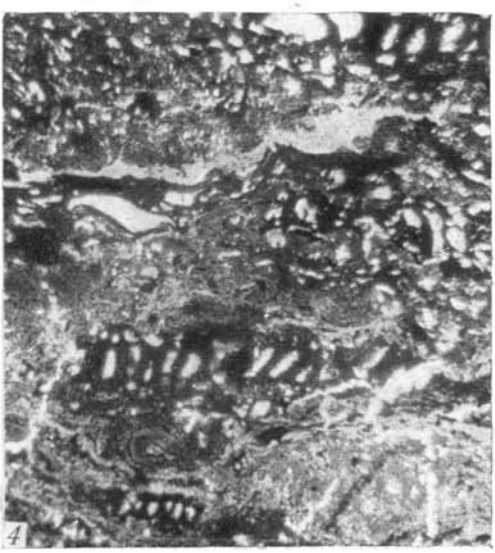

А
Б
0 1 2см
6

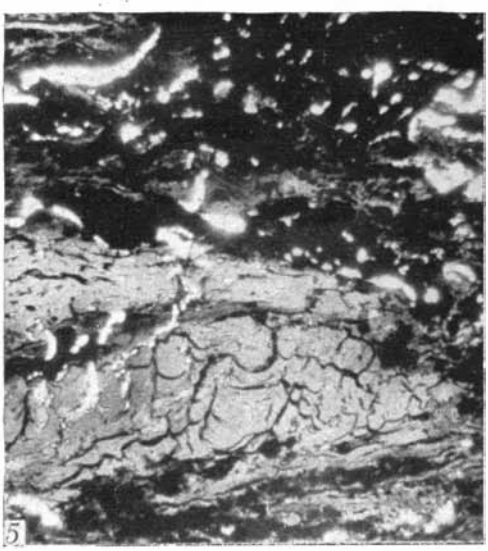

0 1 2см
7

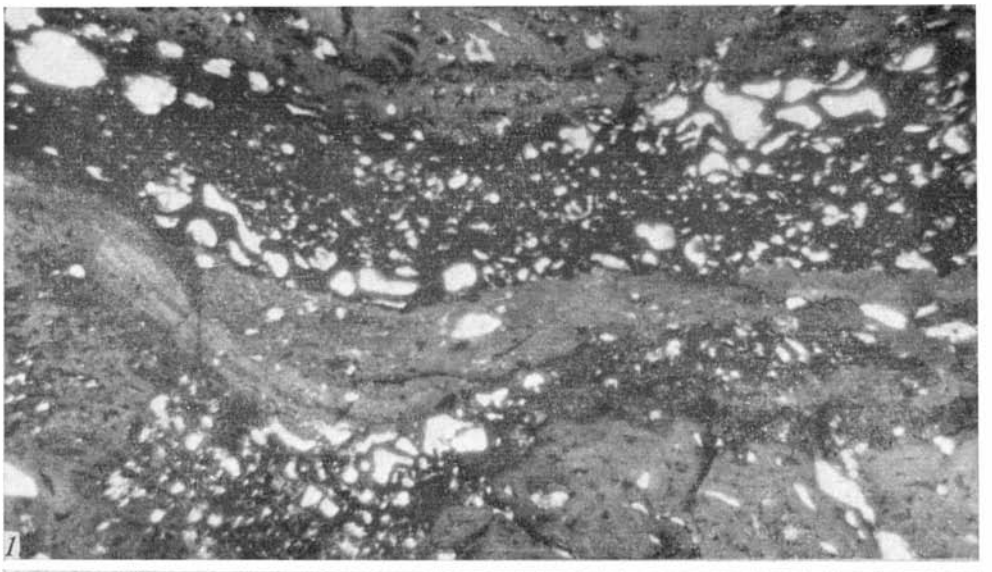

1


2


3


4

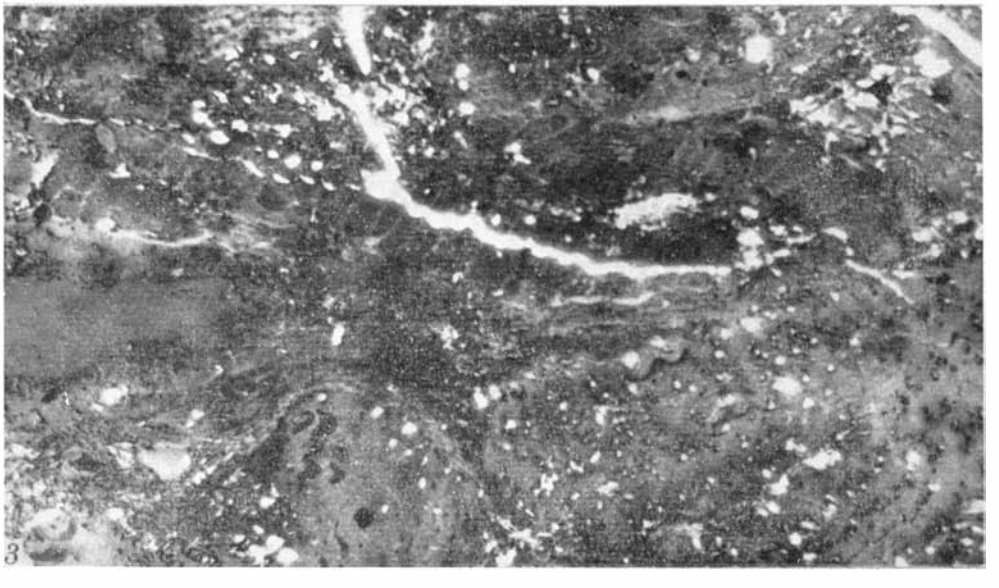

5



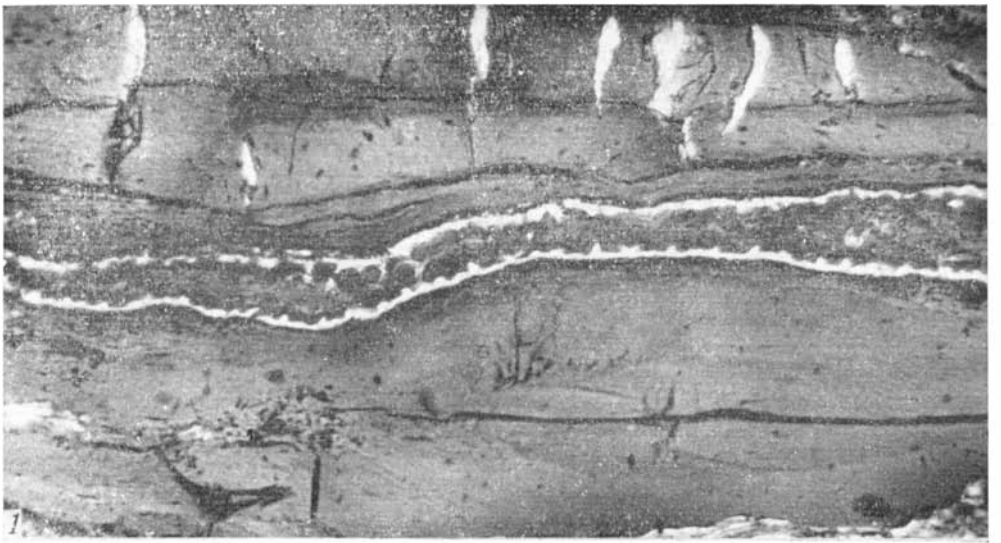
1

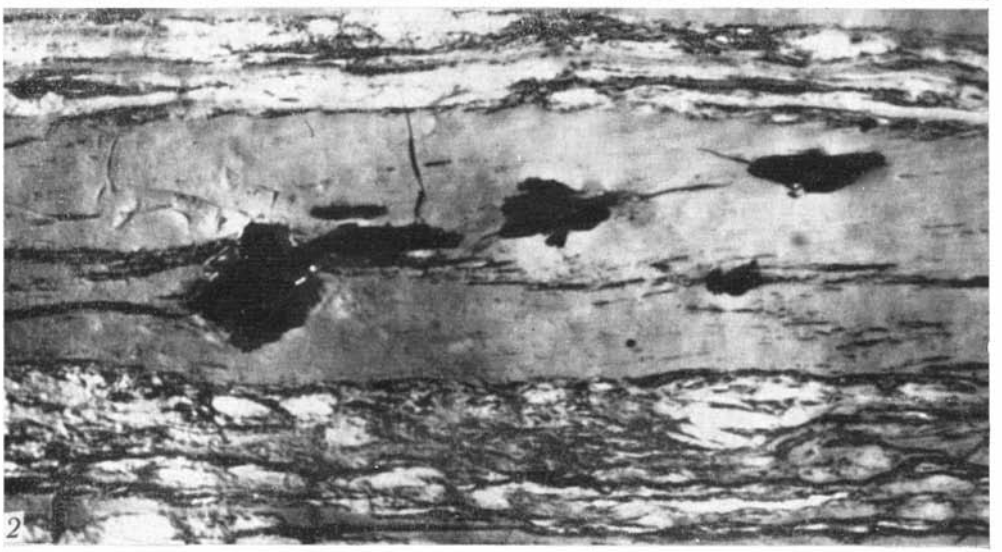


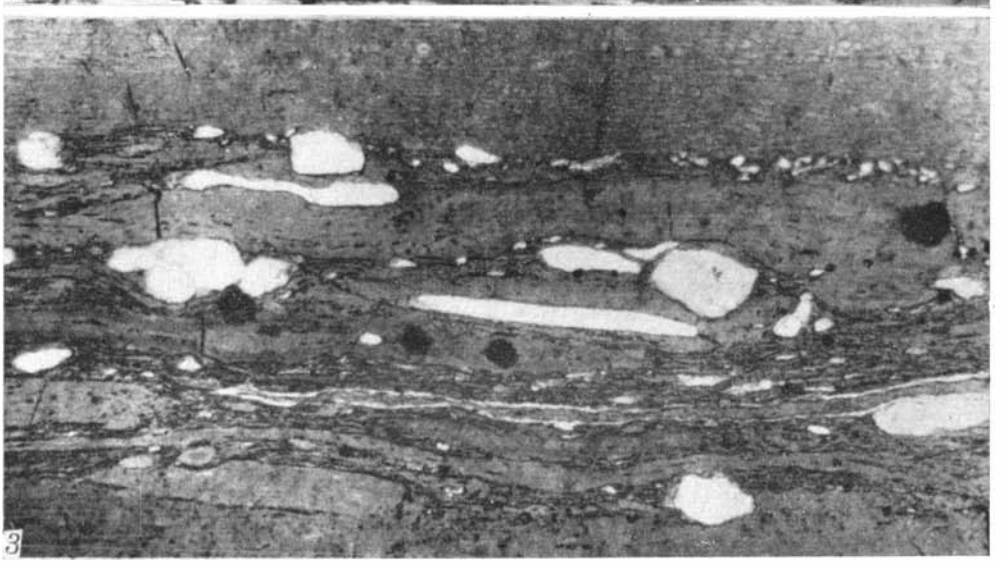
2

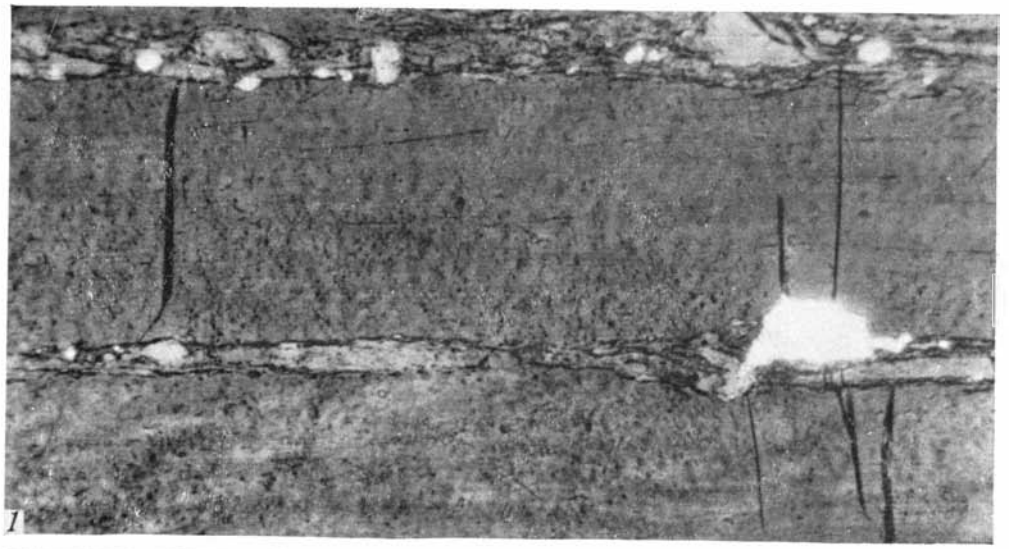


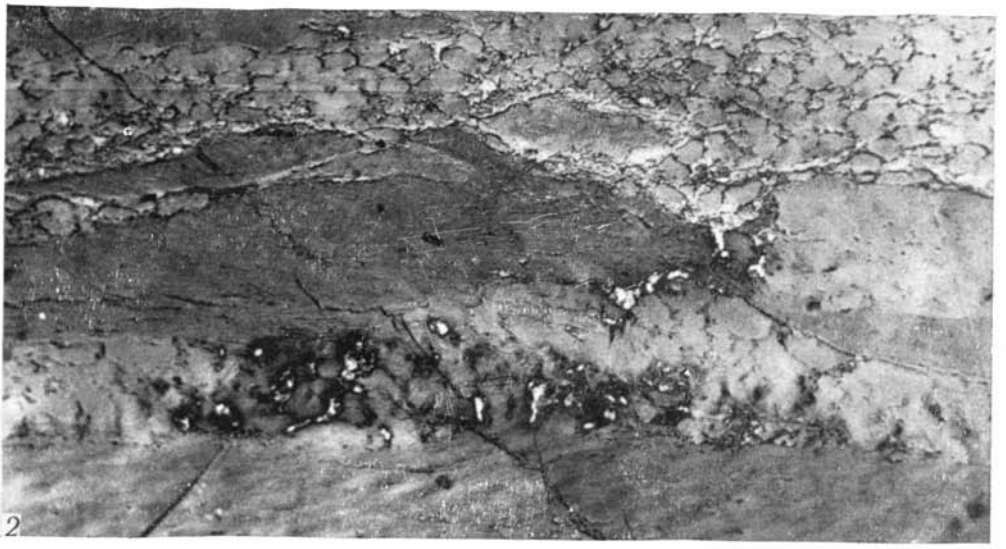
3

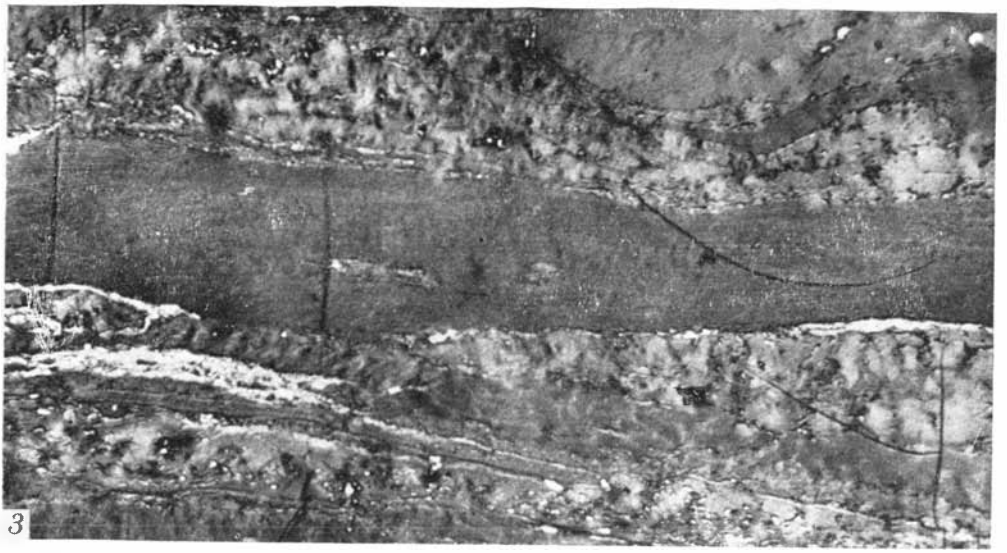

1


2


3

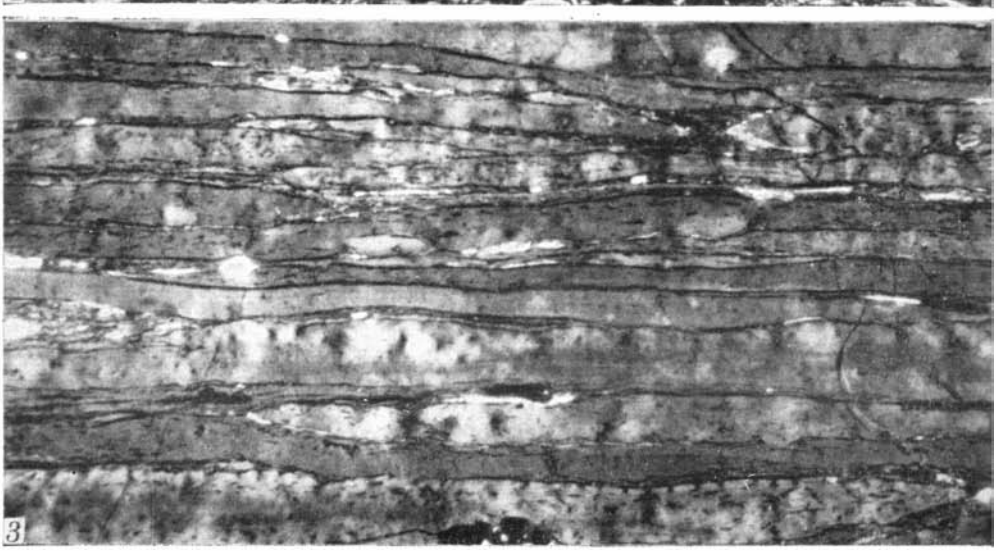

1

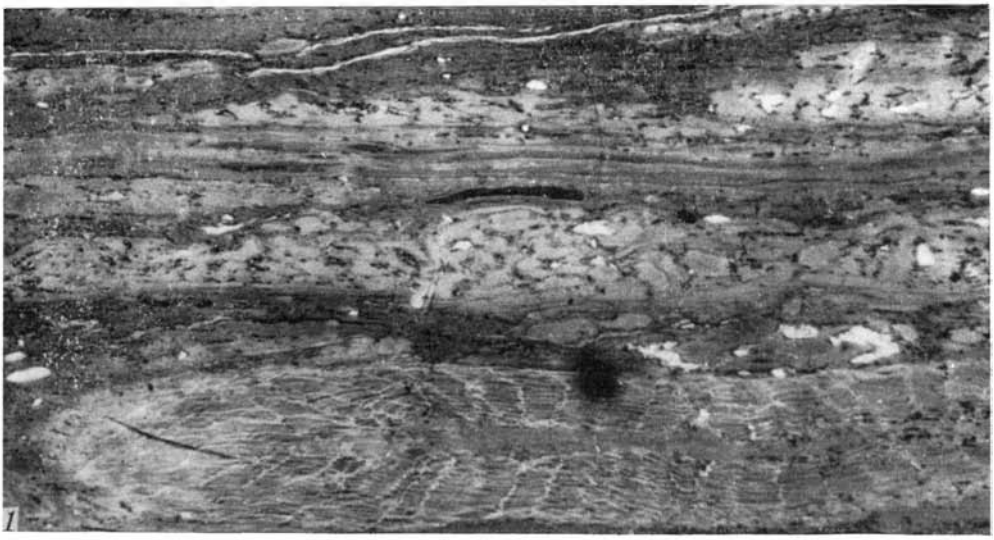

2


3

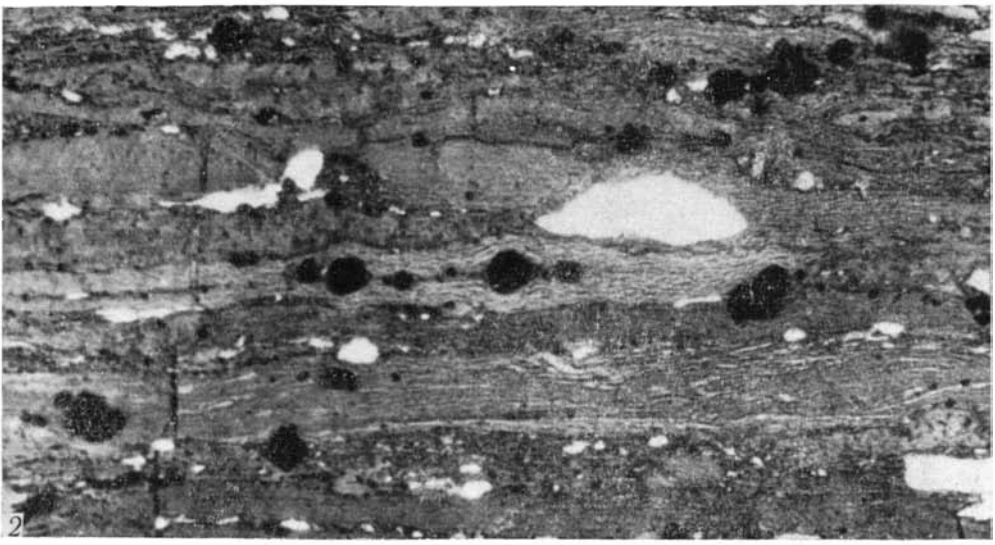

1


2

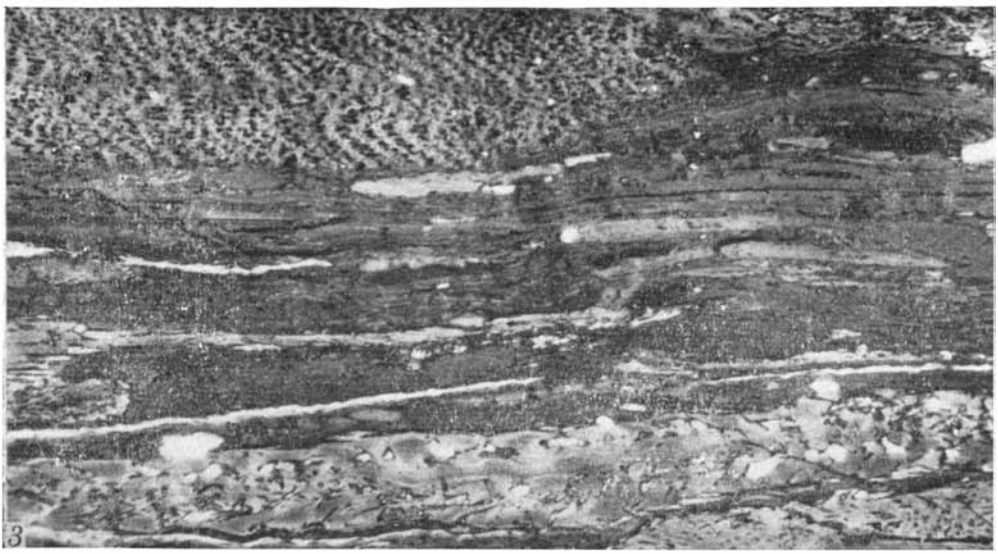

3



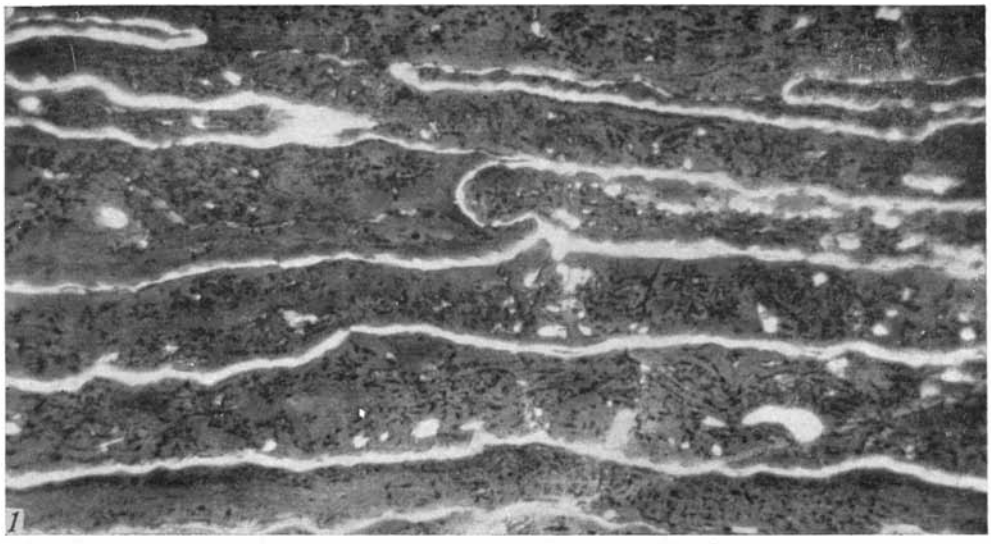
1



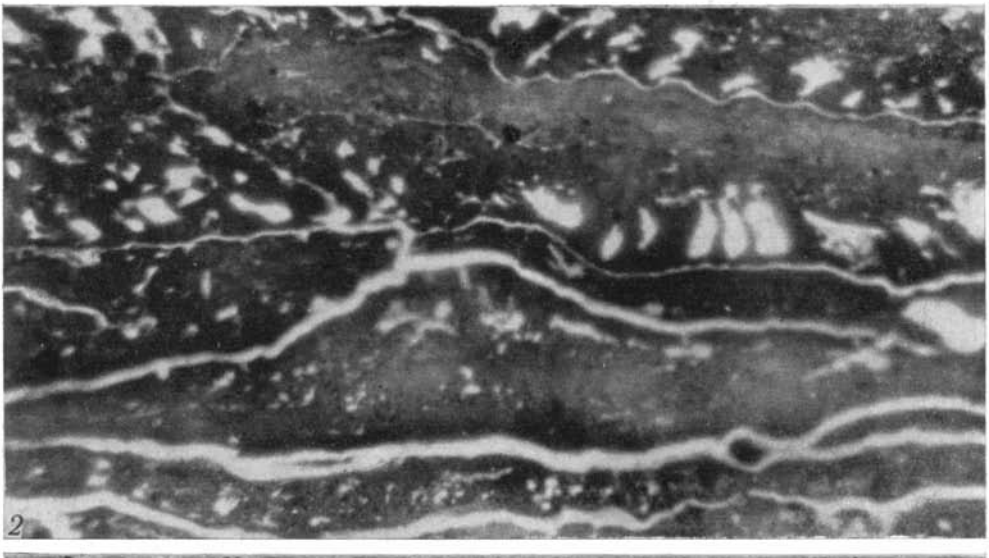
2



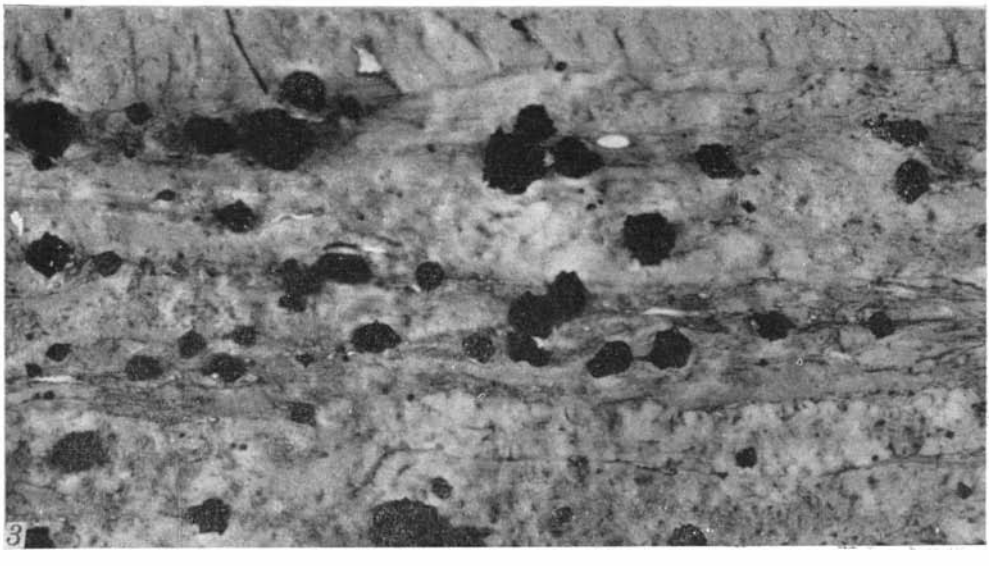
3



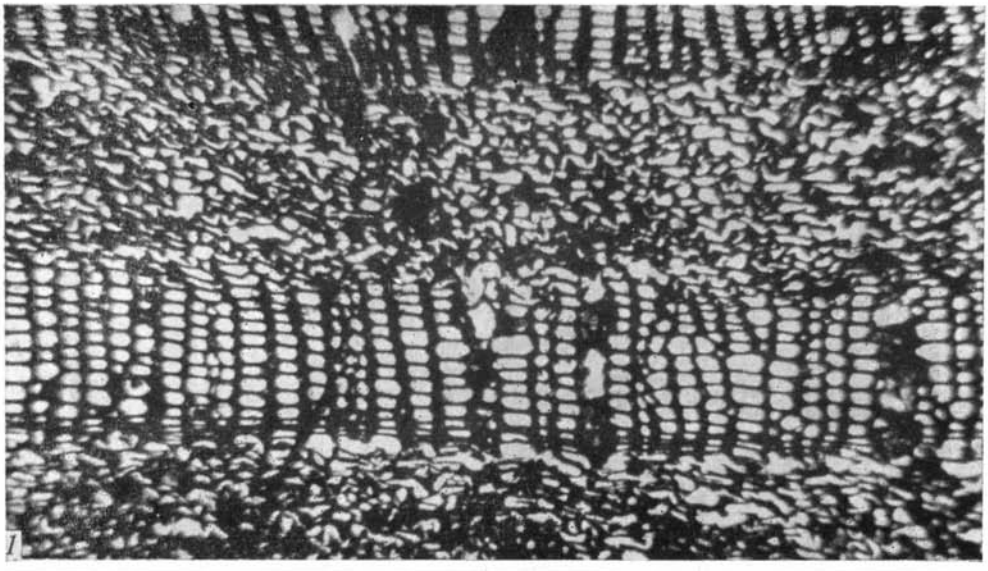
1



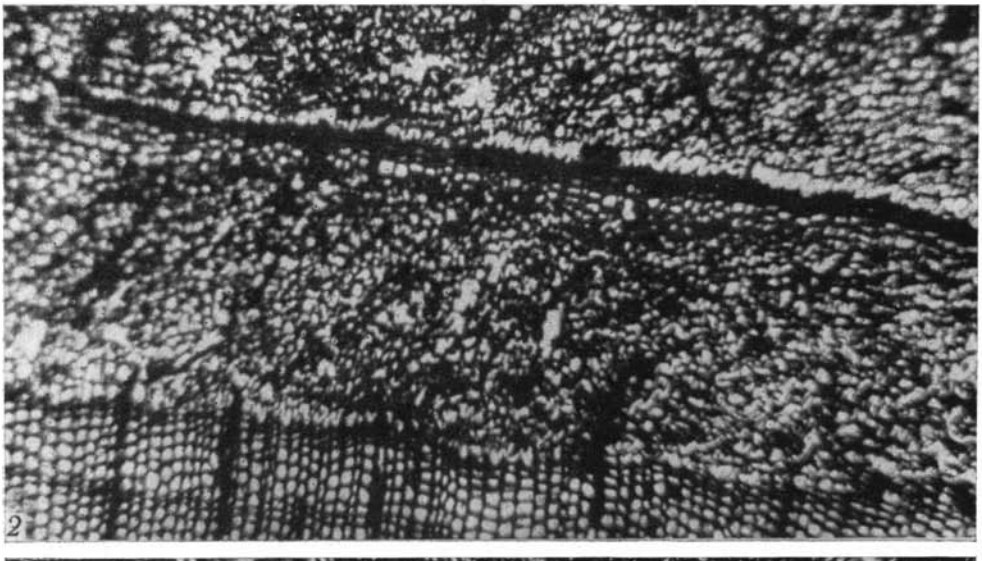
2



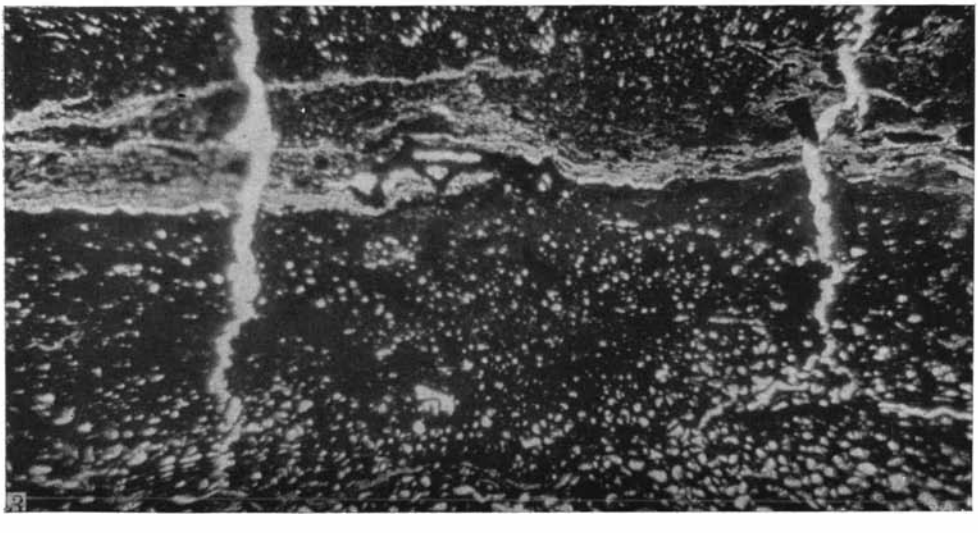
3



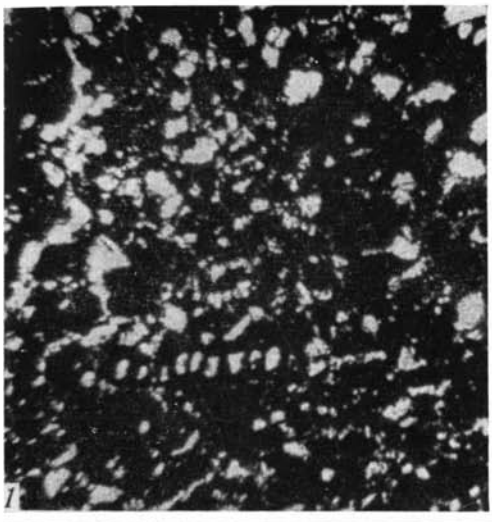
1



2



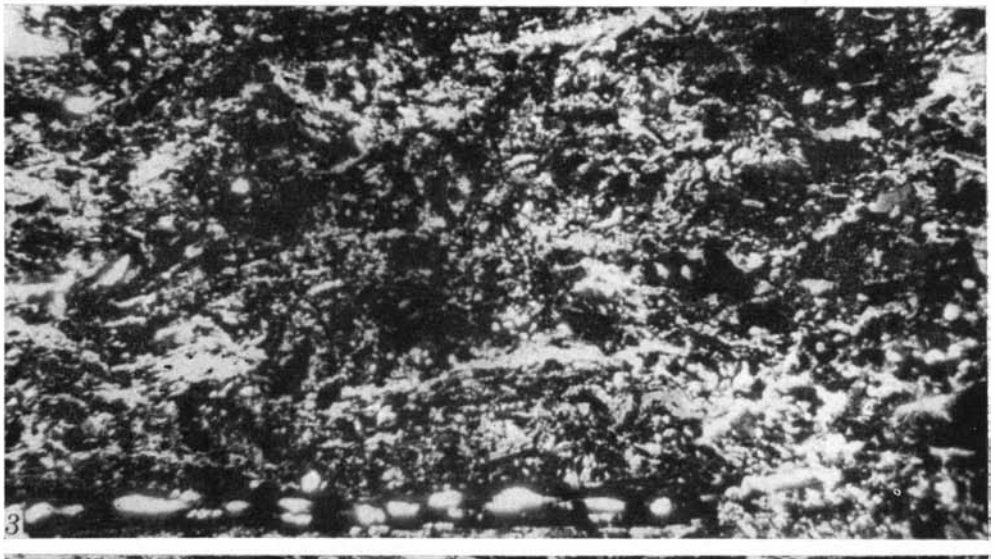
3



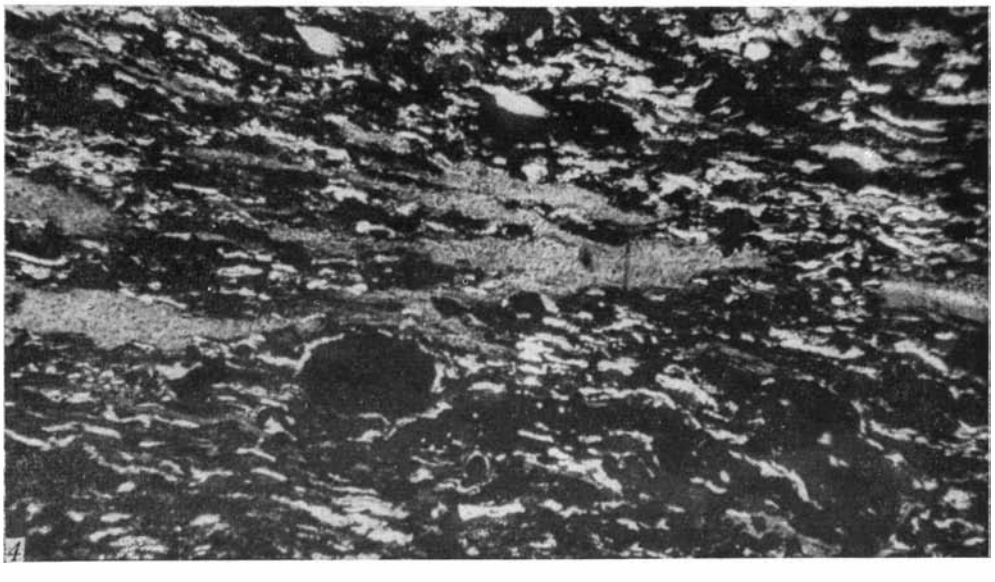
1



2



3



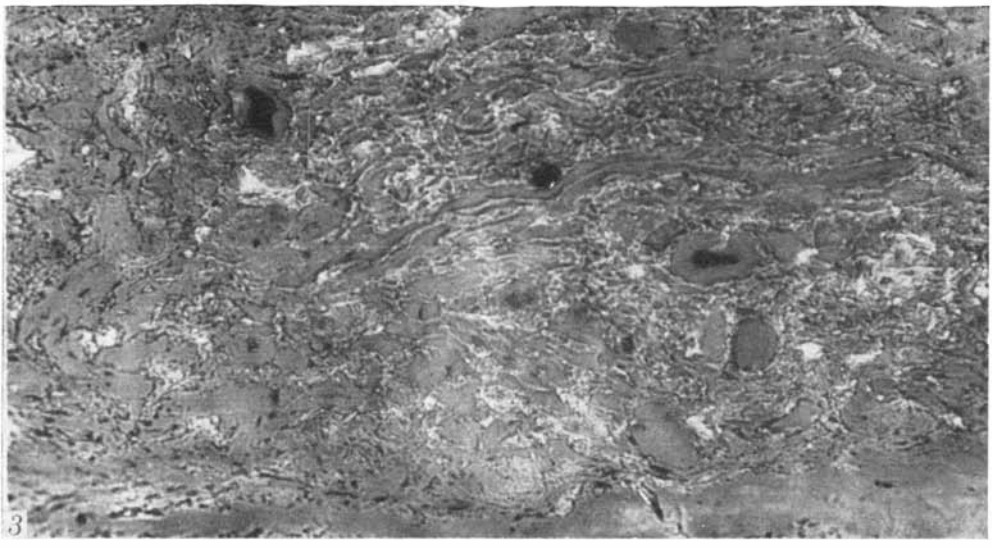
4



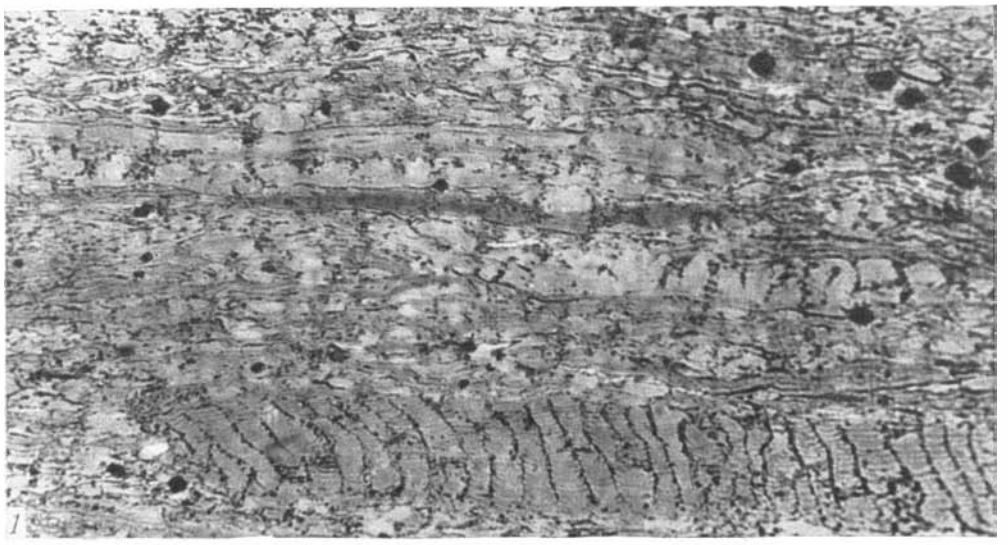
1

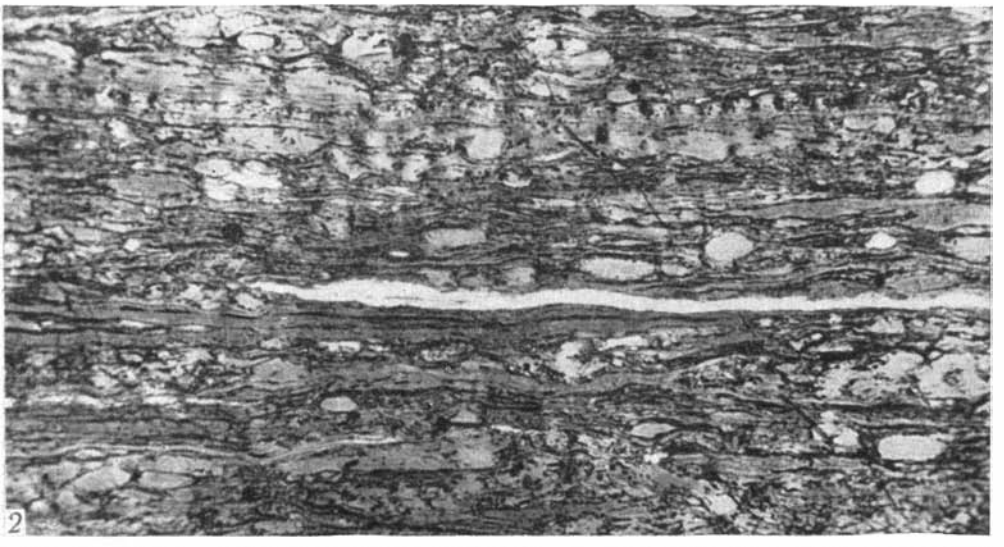


2



3

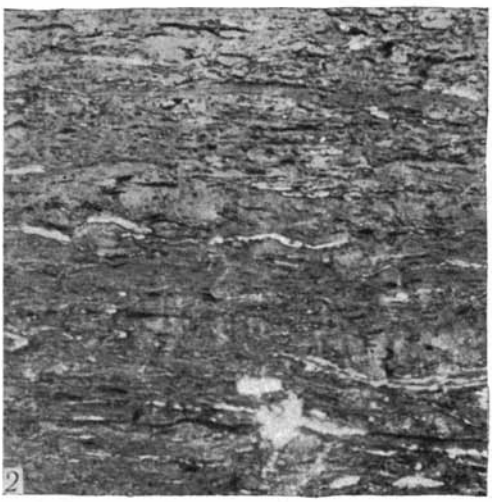

1

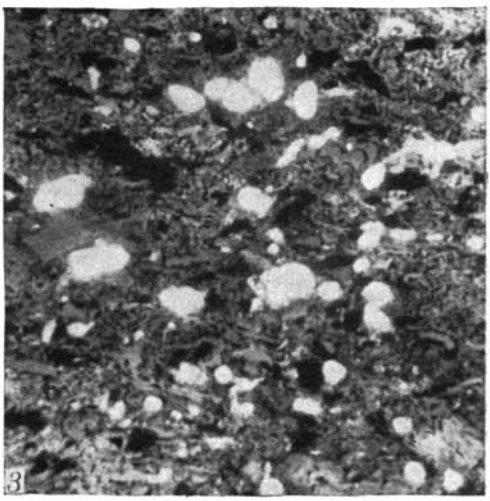

2


3

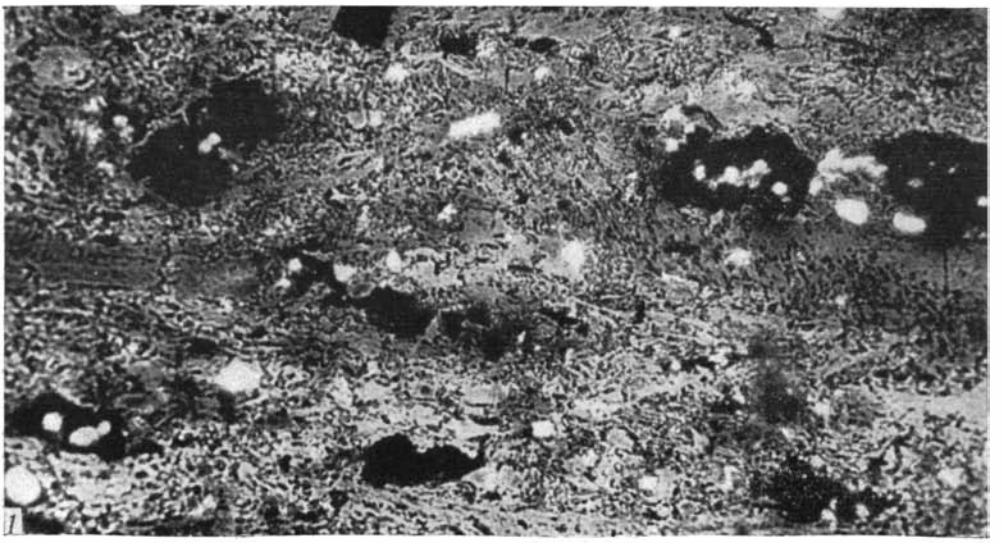

4

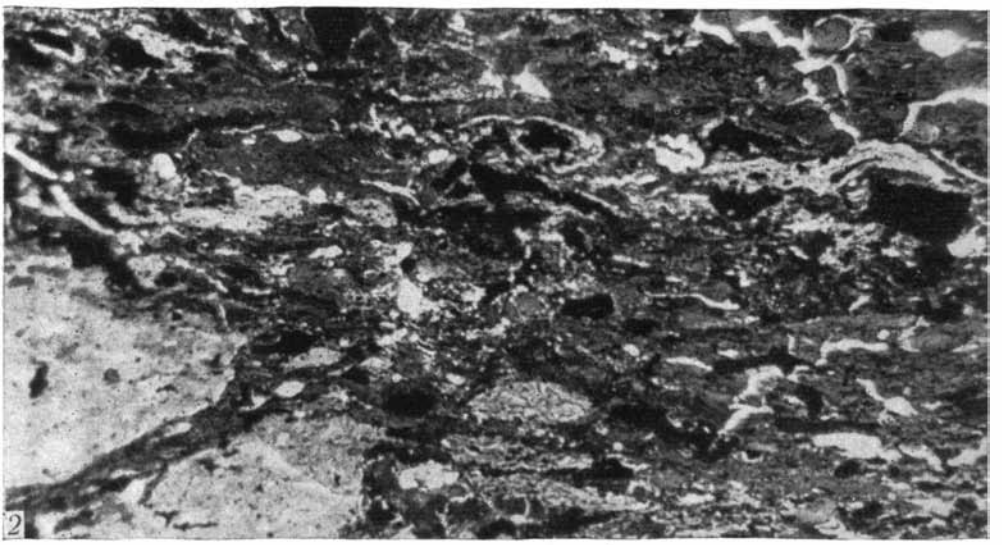

1


2

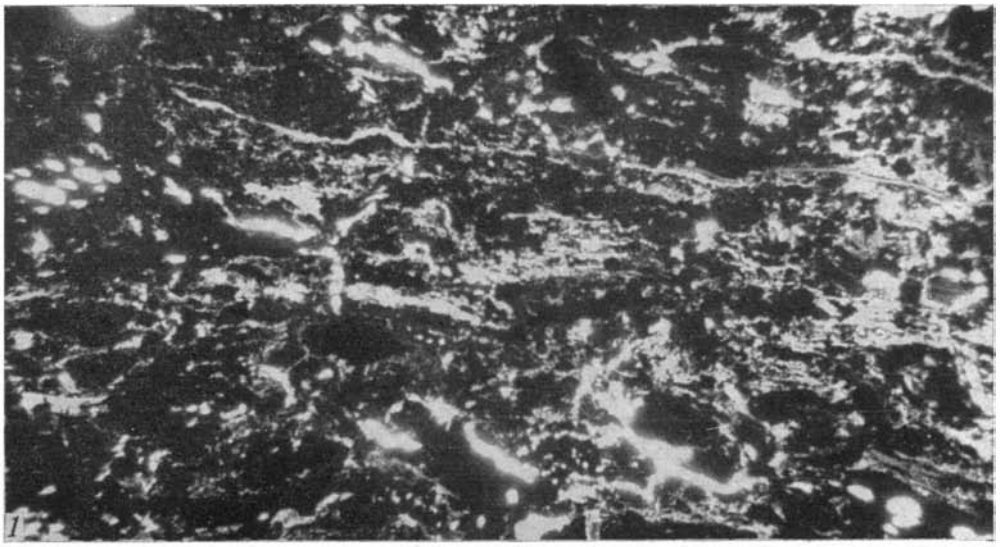

3


4

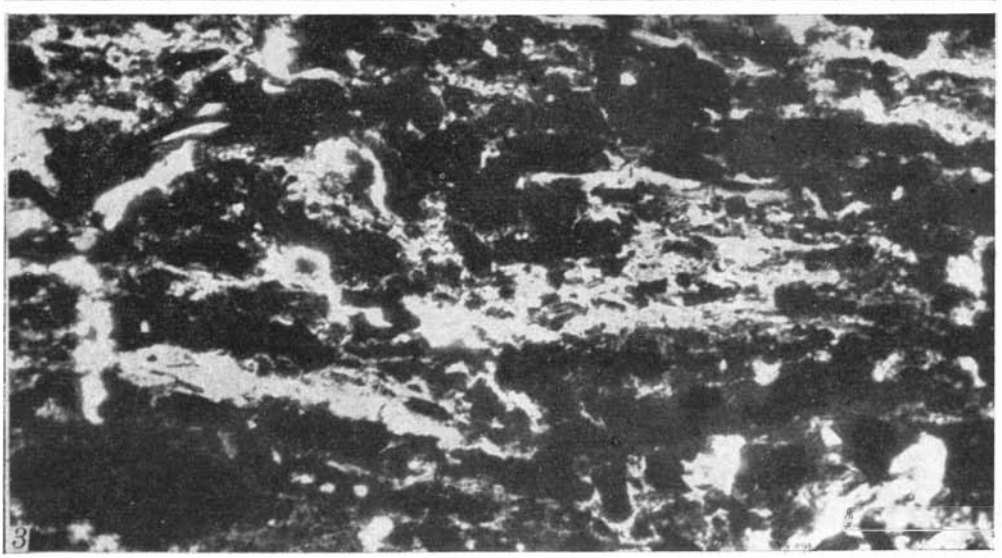

1

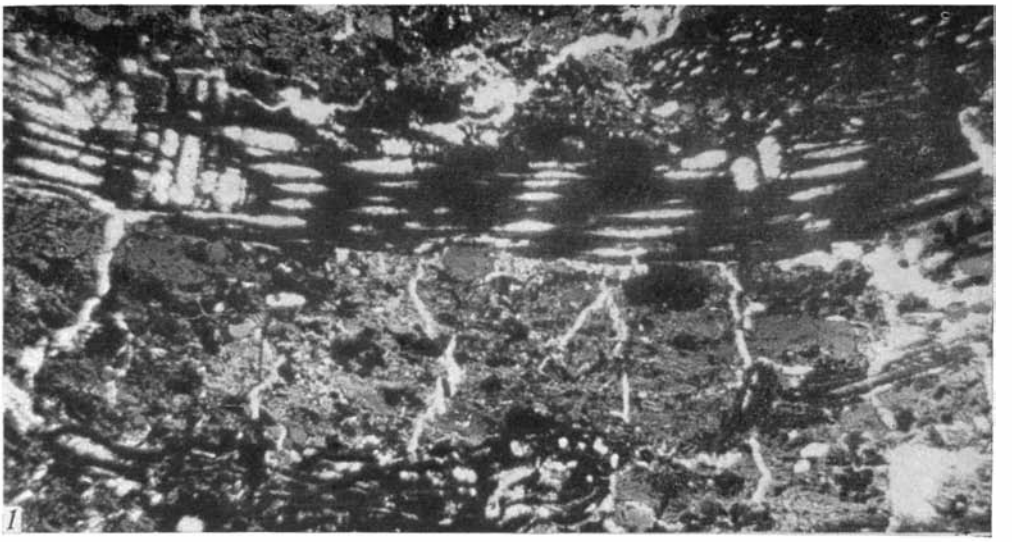

2


3

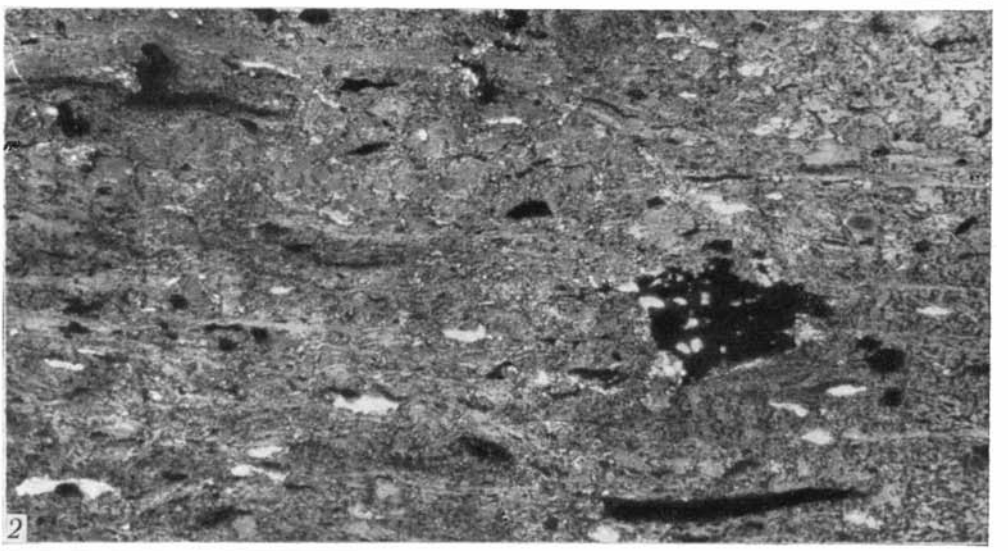

1


2

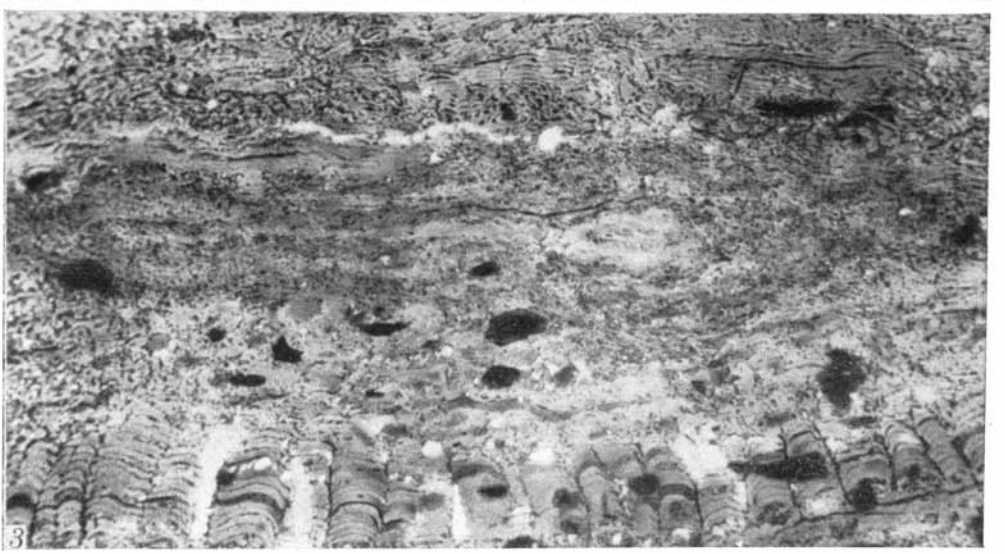

3



1



2



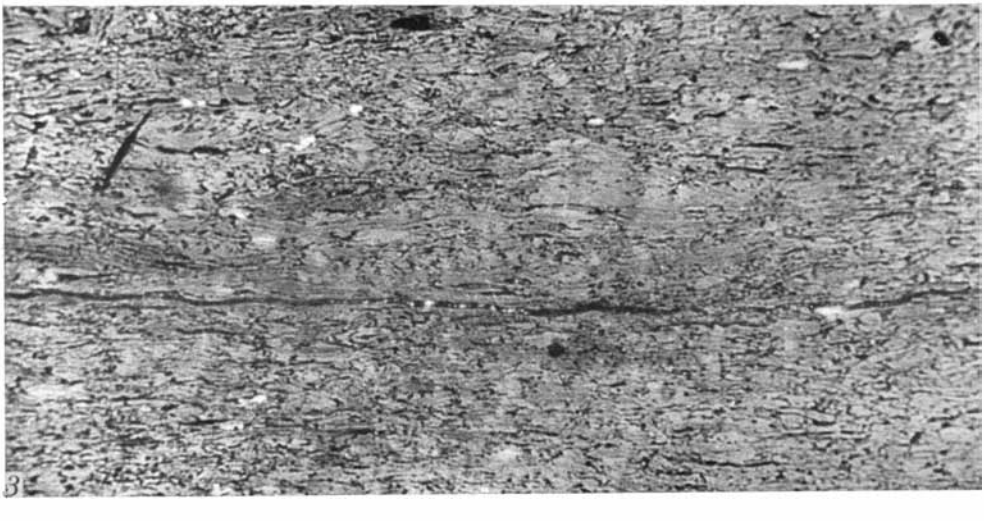
3



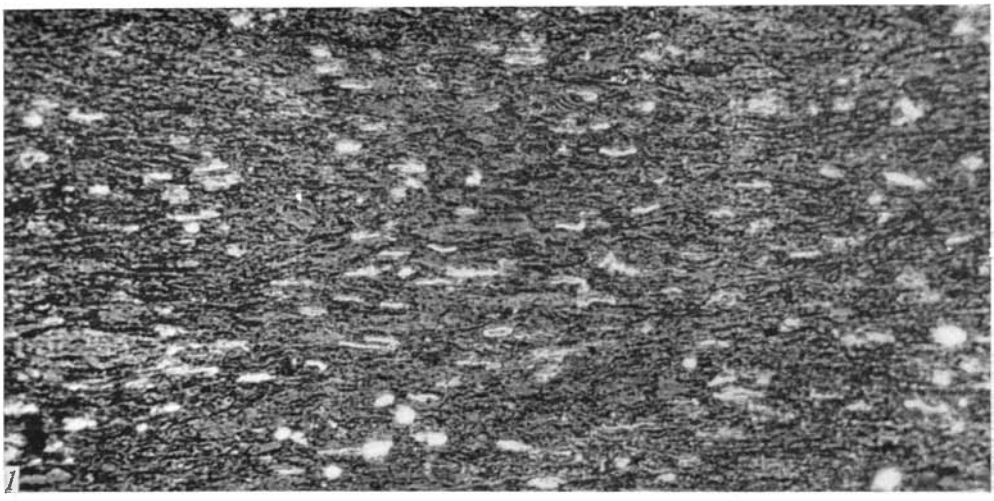
1



2



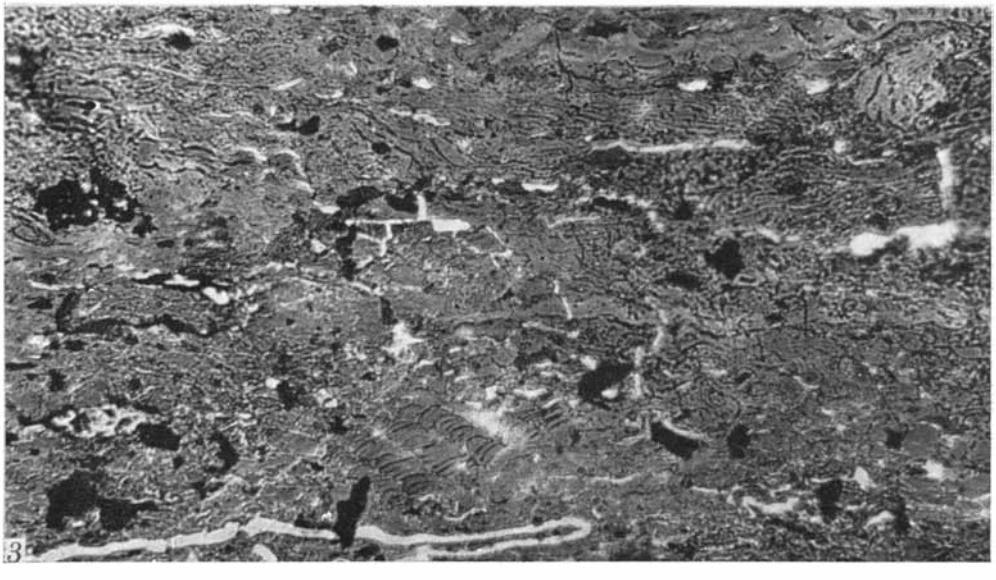
3



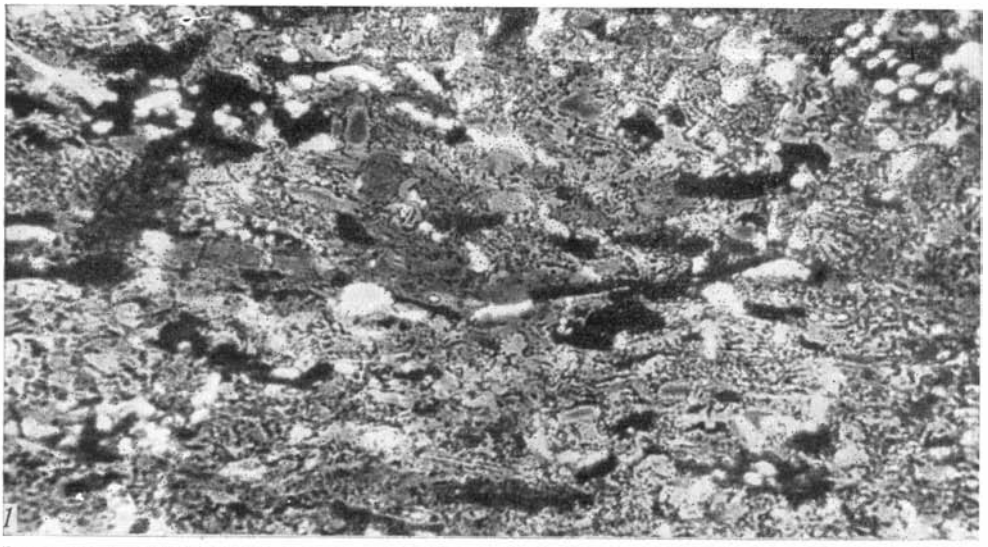
1



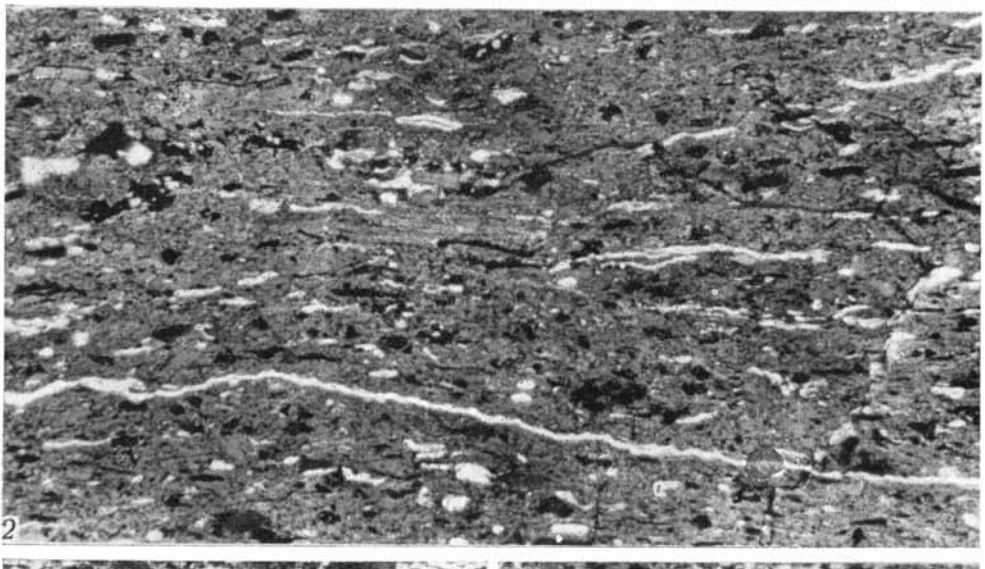
2



3



1



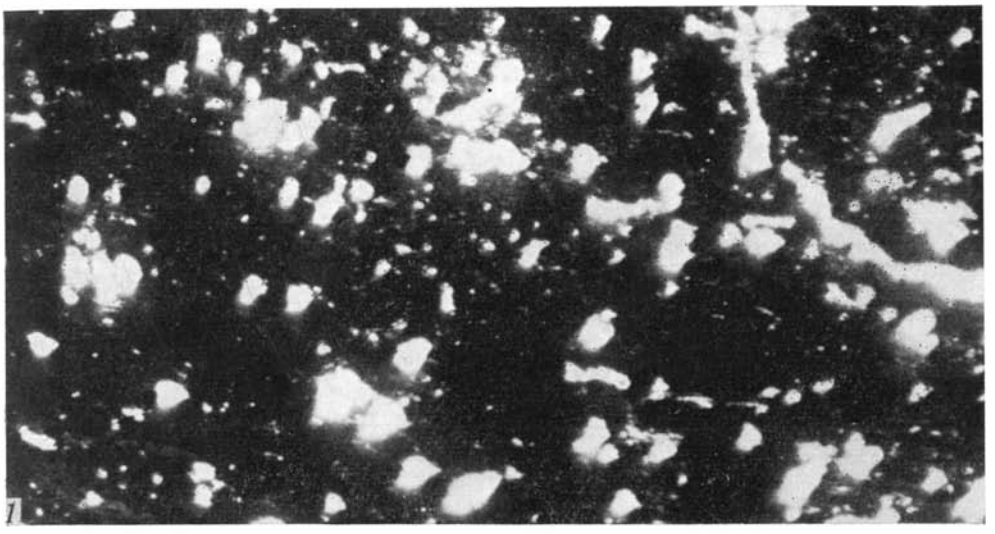
2



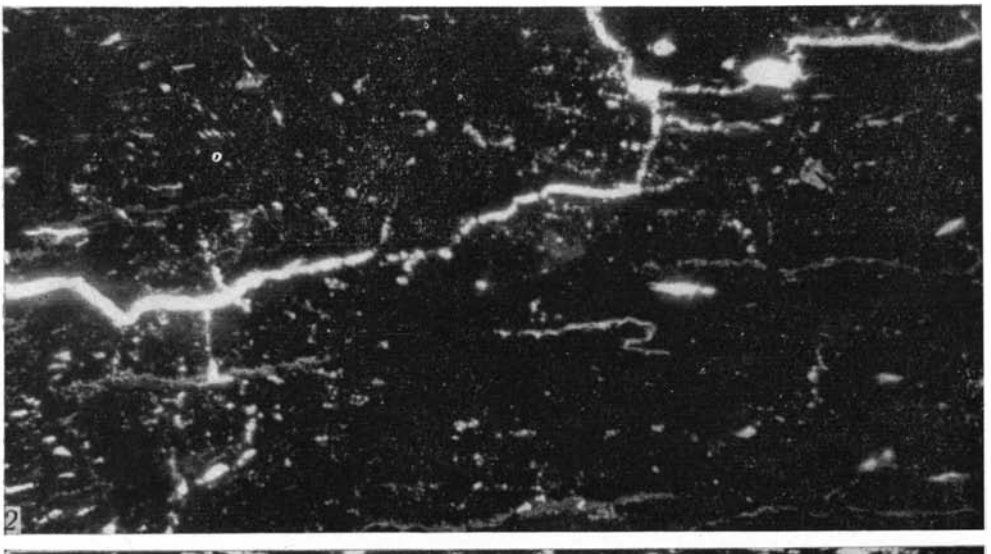
3



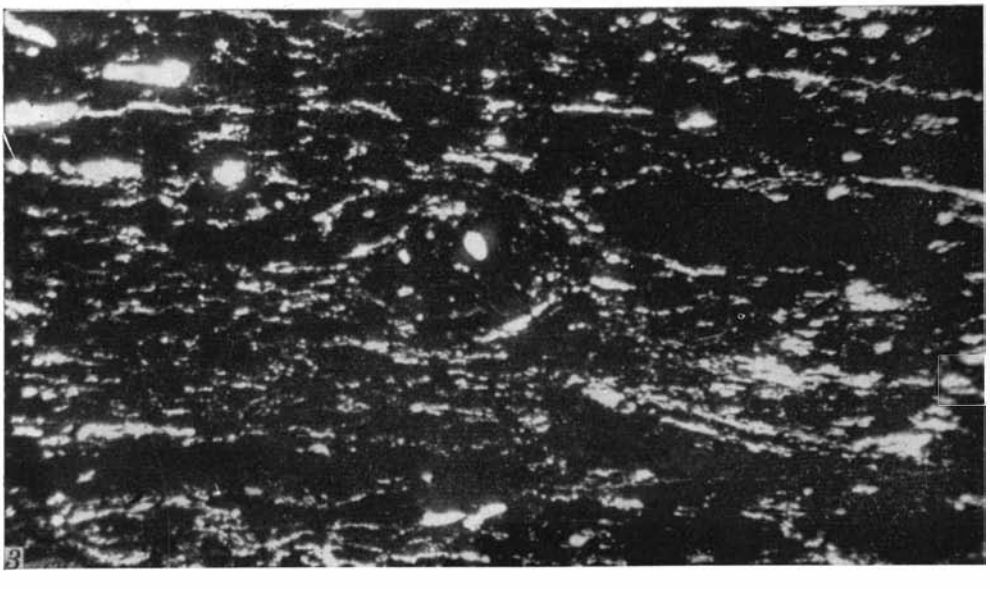
4



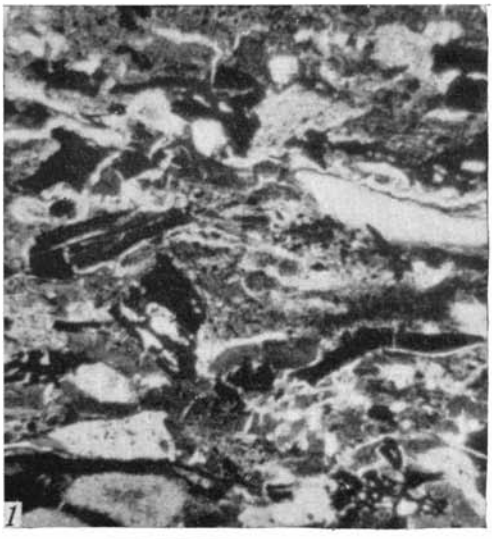
1



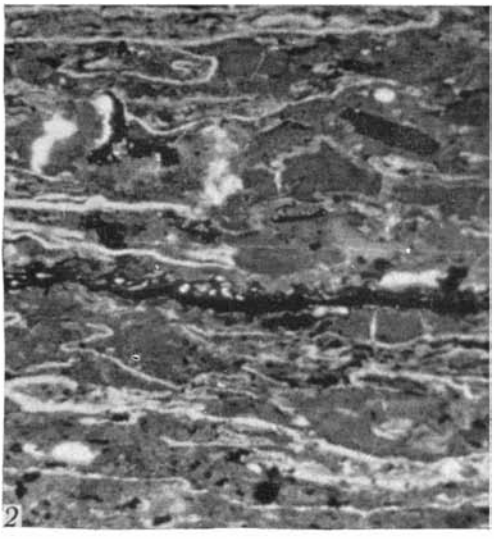
2



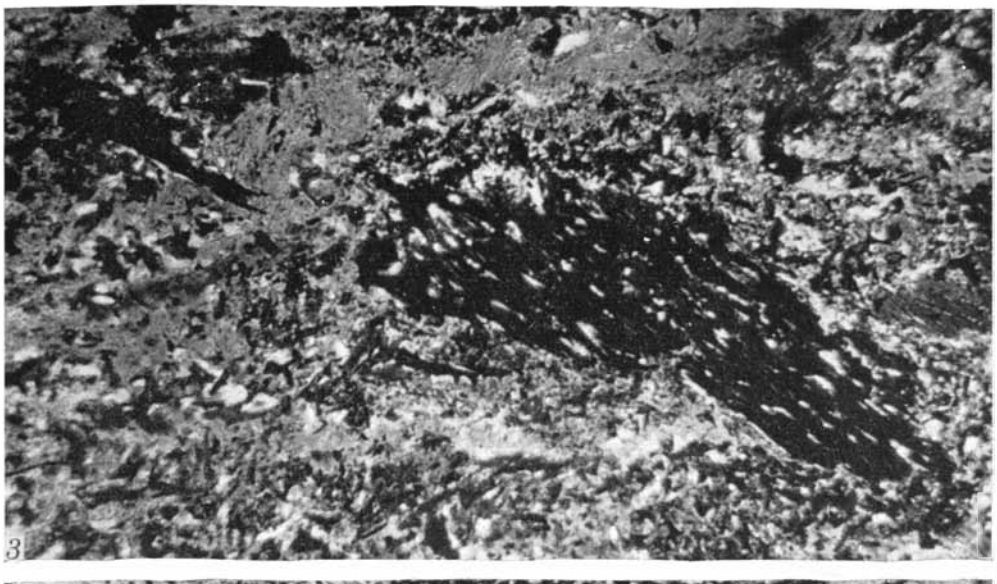
3



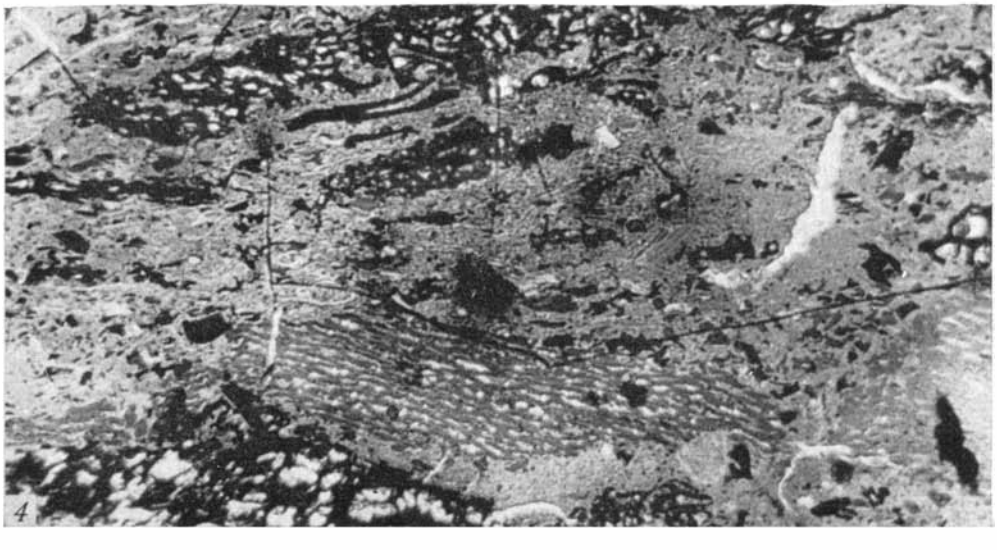
1



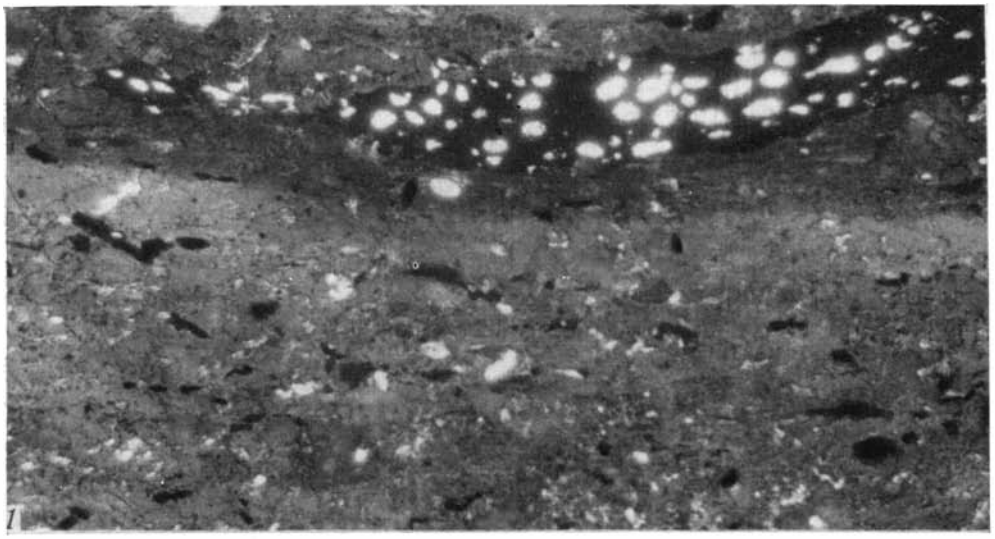
2



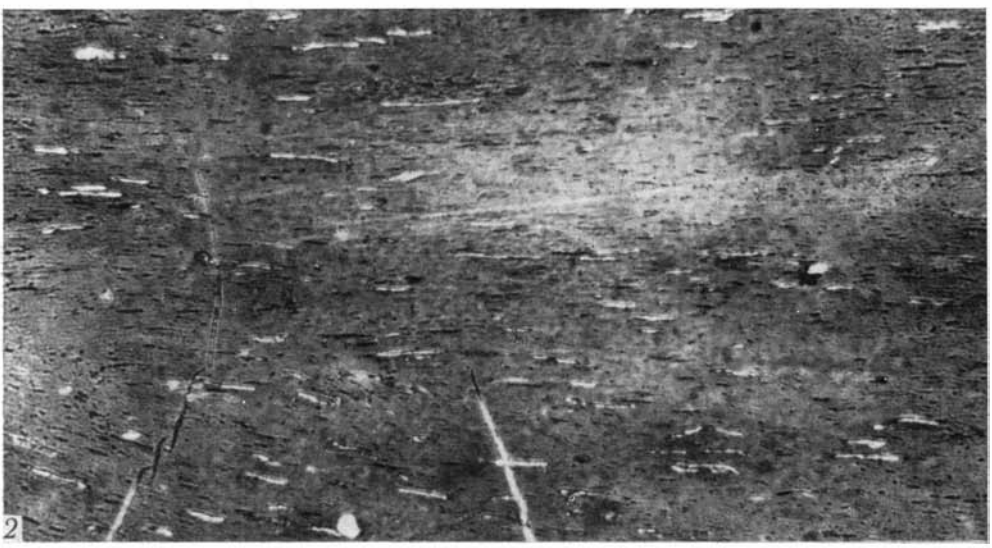
3



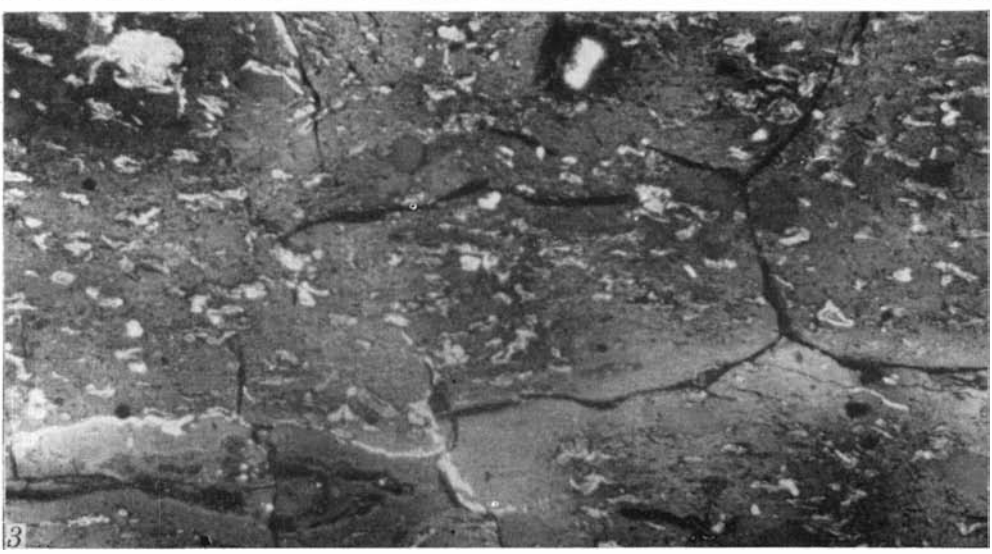
4



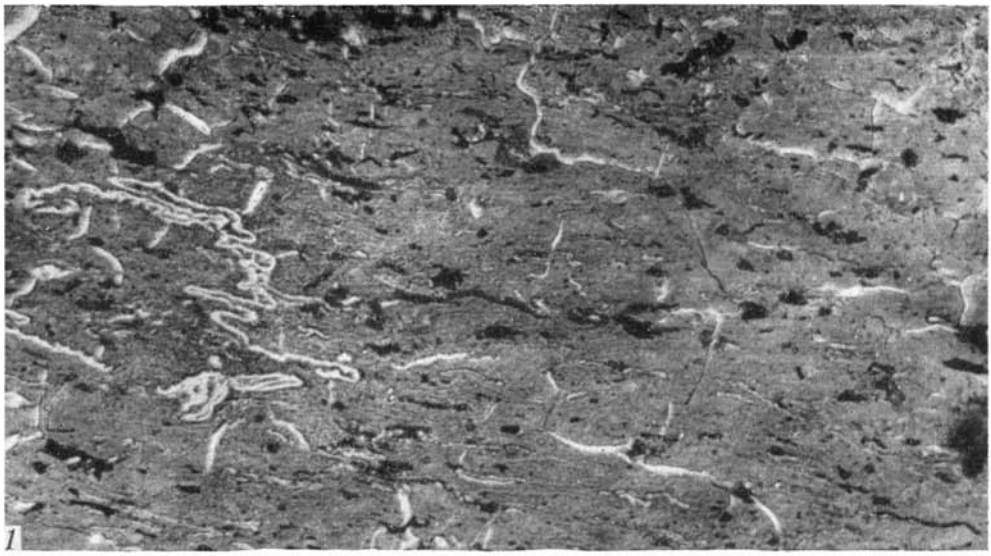
1



2



3



1



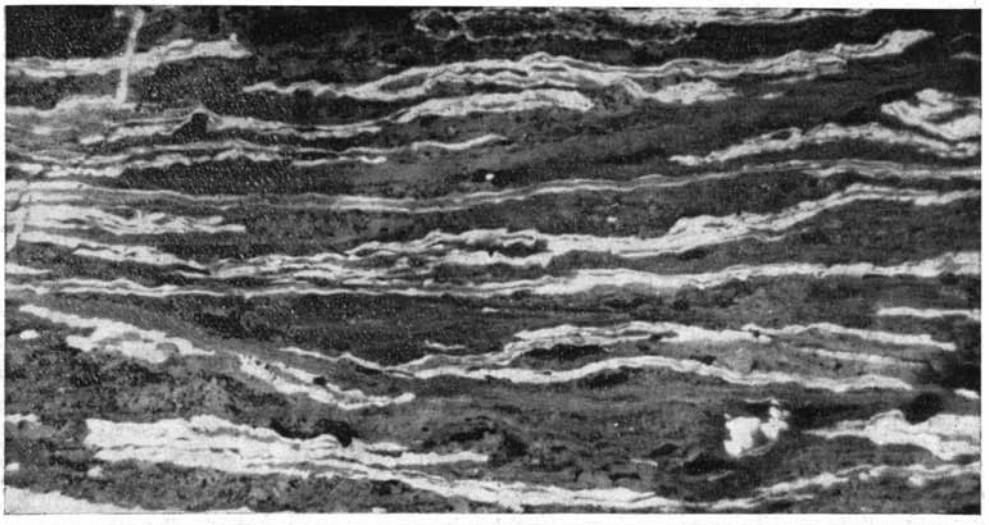
2

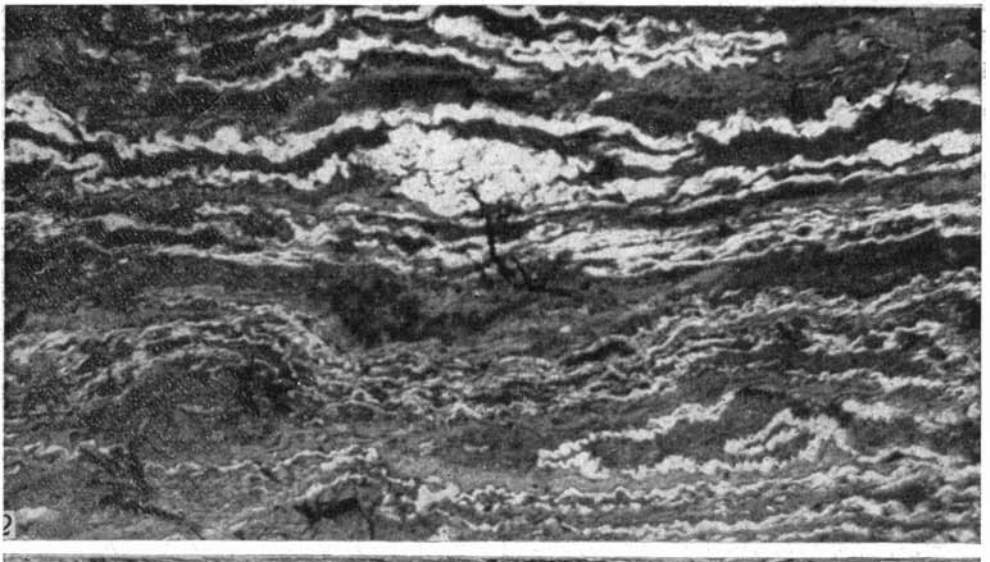


3



4





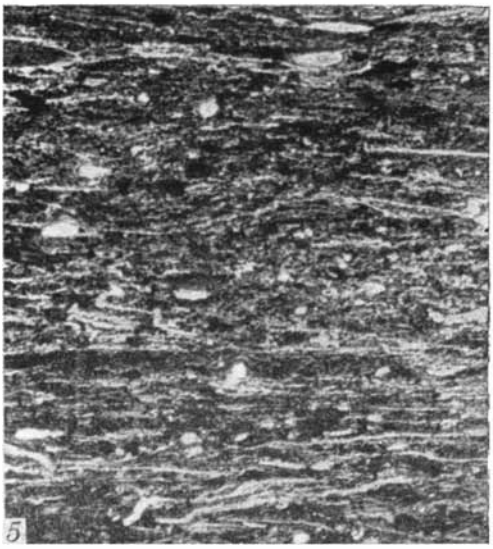


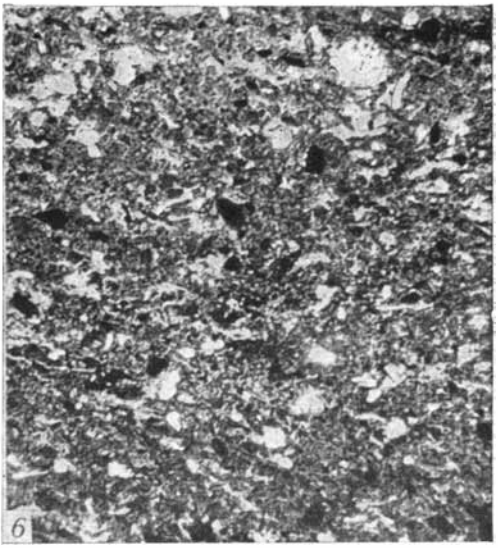

1

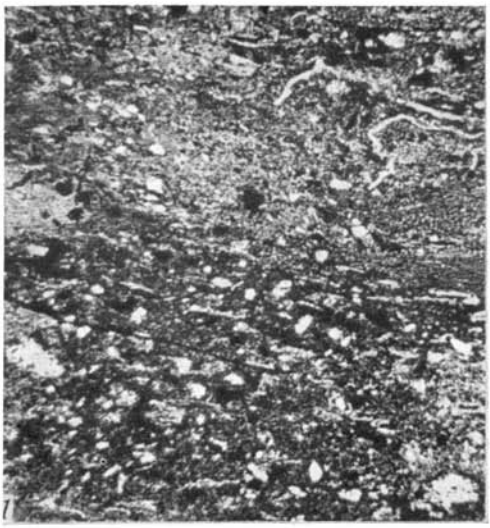

2


3


4


5

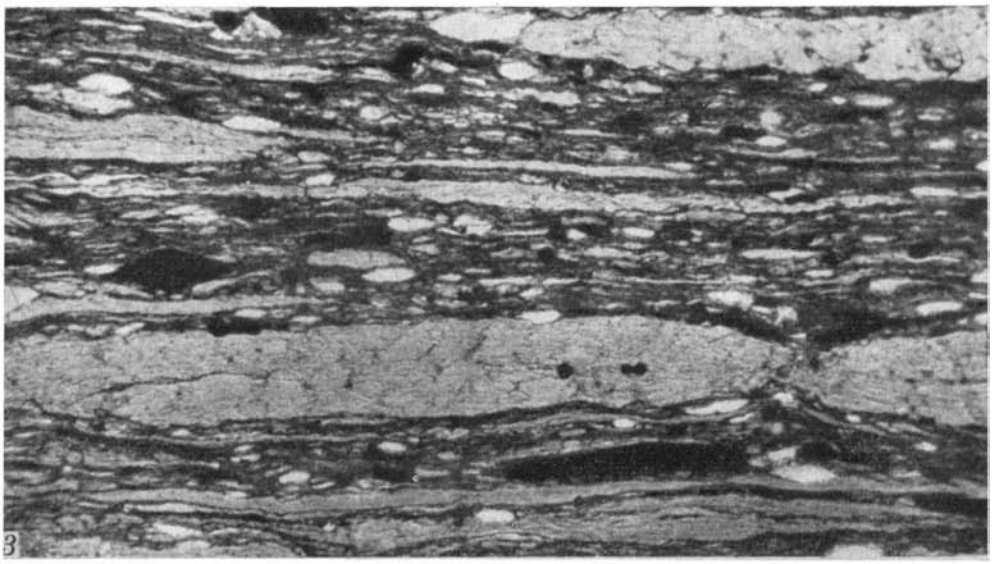

6



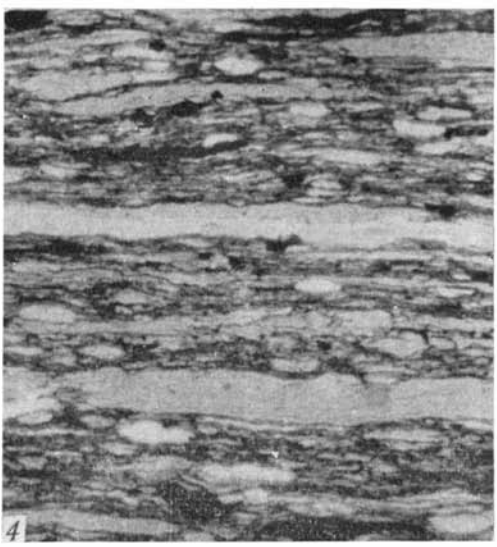
1



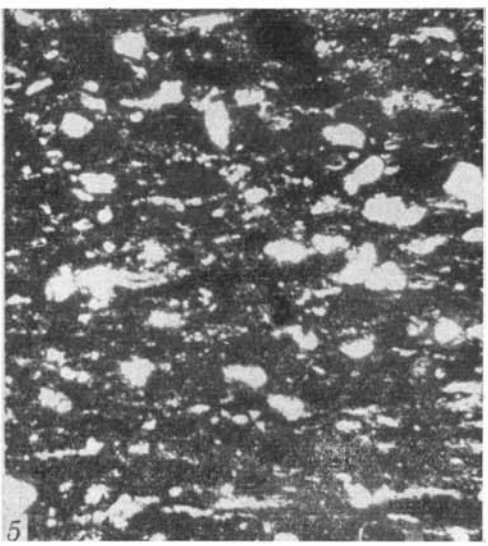
2



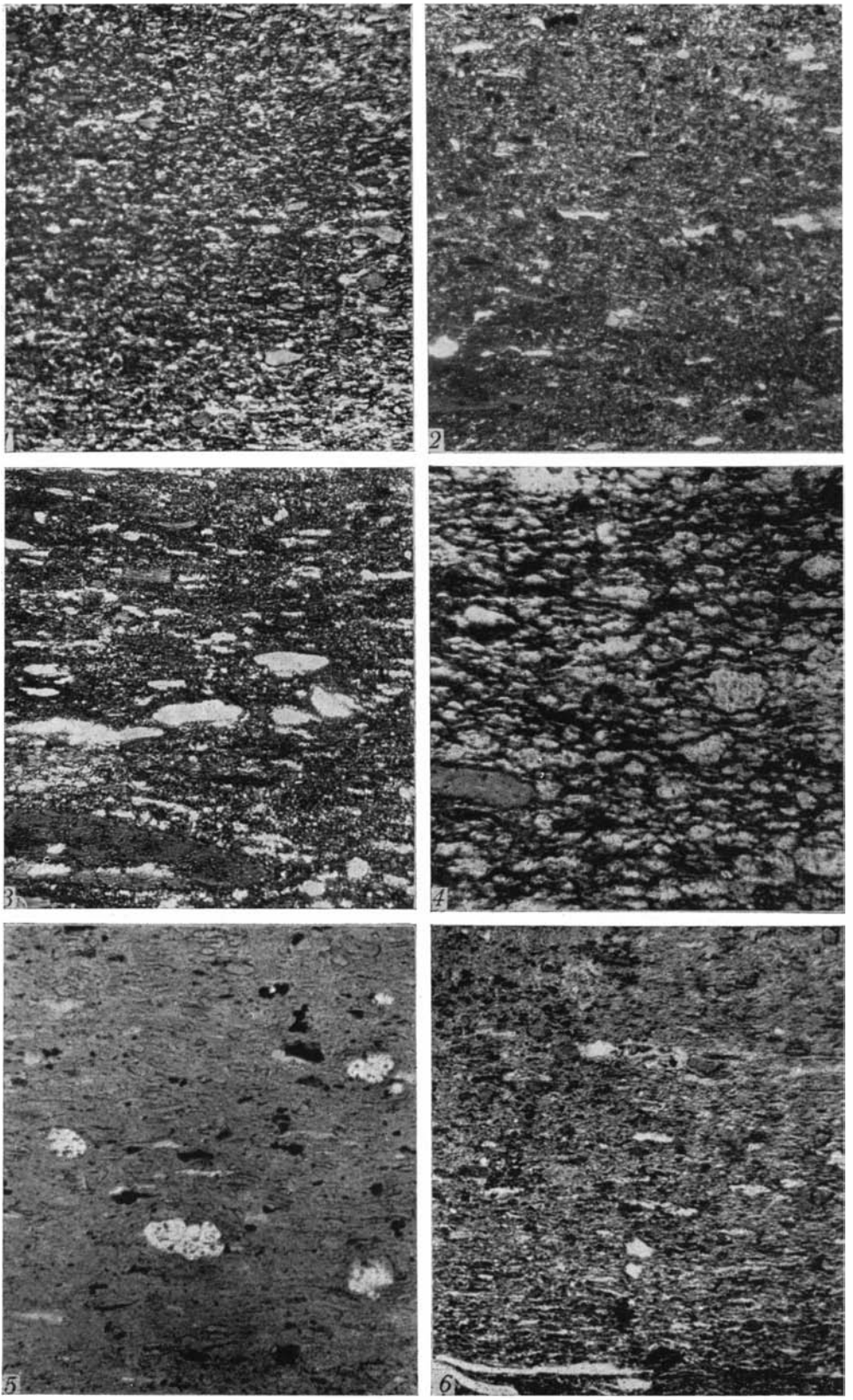
3

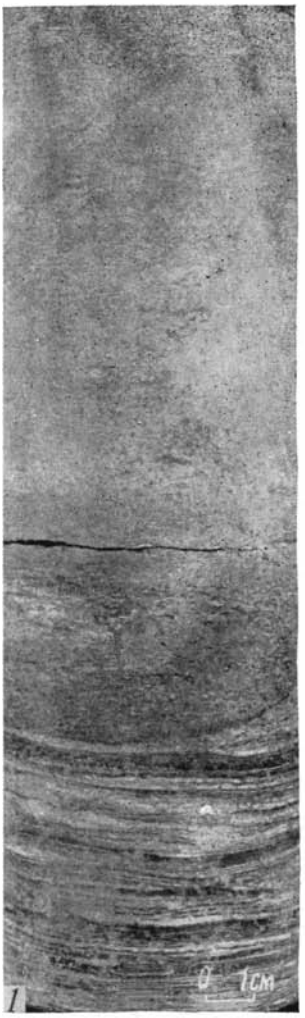


4

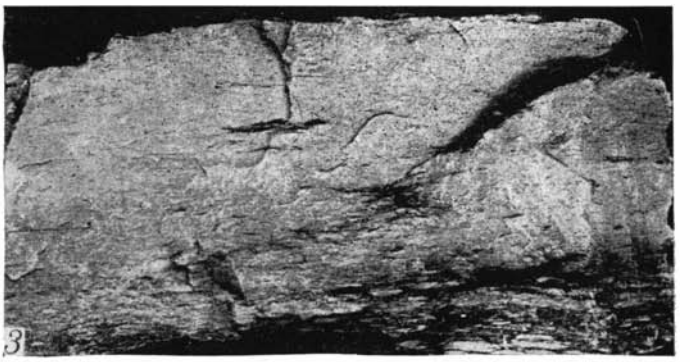


5


1
2
3
4
5
6

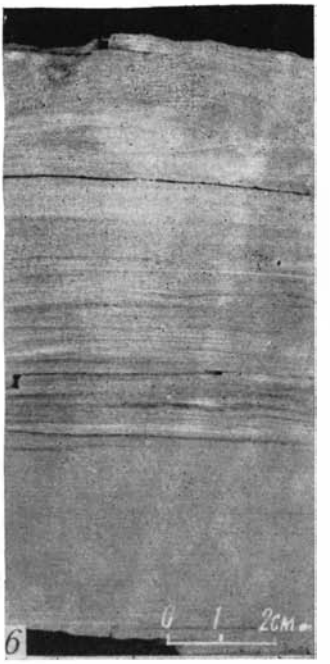

0 1см
1

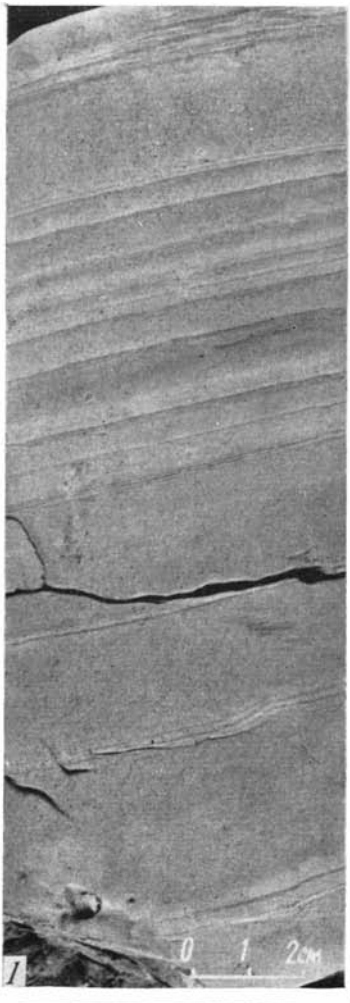

0 1 2см
2


3


a
0 1 2см
4


0 1 2см
5


0 1 2см
6

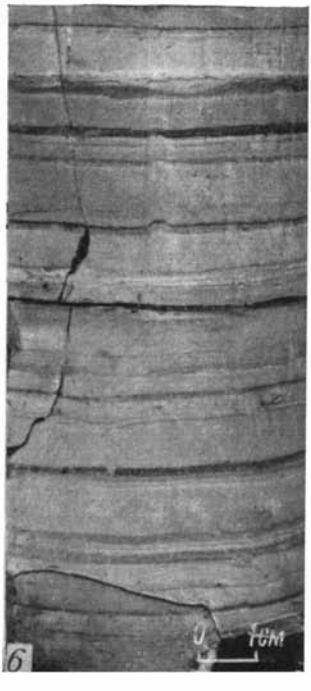

0 1 2см
1


0 1 2см
2

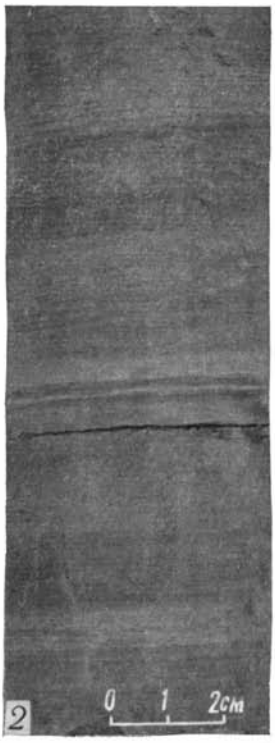

0 1 2см
3

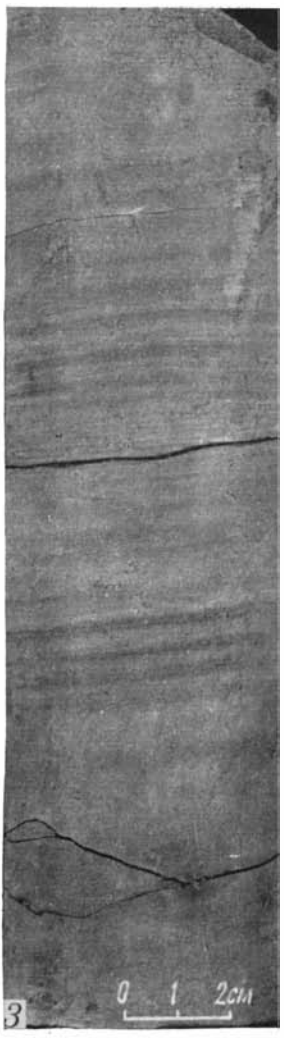

0 1см
4


0 1 2см
5

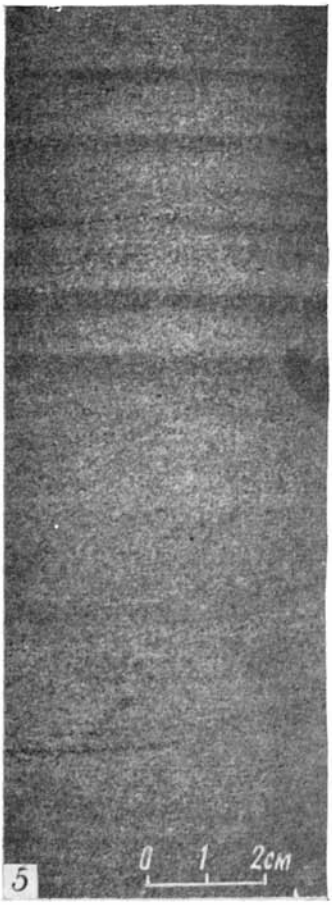

0 1см
6


1
1см


2
0 1 2см

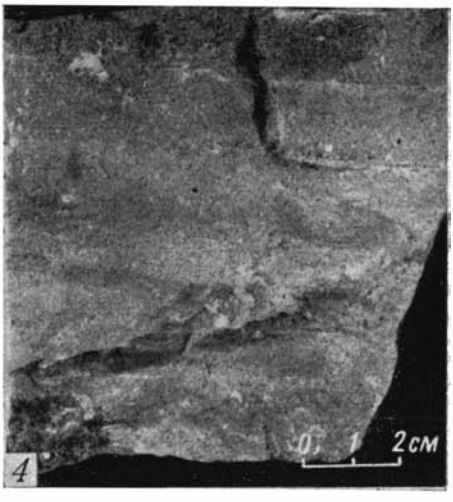

3
0 1 2см


4
0 1 2см

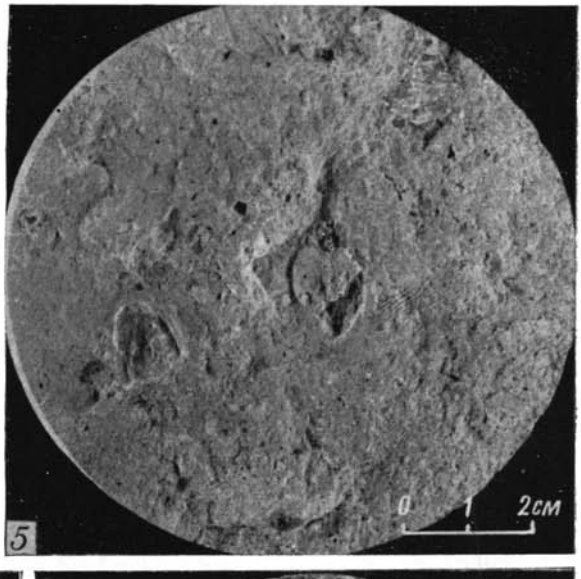

5
0 1 2см

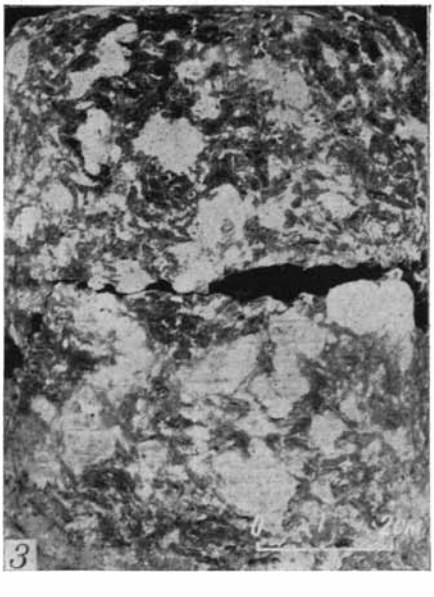

6
0 1 2см


0 1 2см
1


0 1 2см
4

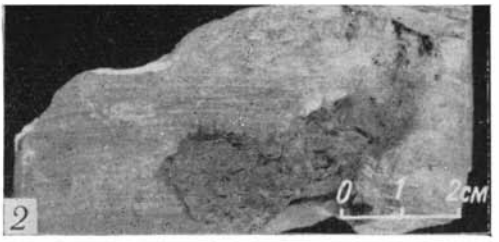

0 1 2см
2

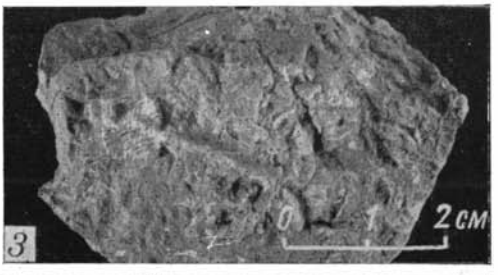

0 1 2см
5


3


0 1 2см
6


1
0 1 2см


2
0 1 2см


3
0 1 2см


4
0 1 2см


5
0 1 2см


6
0 1 2см

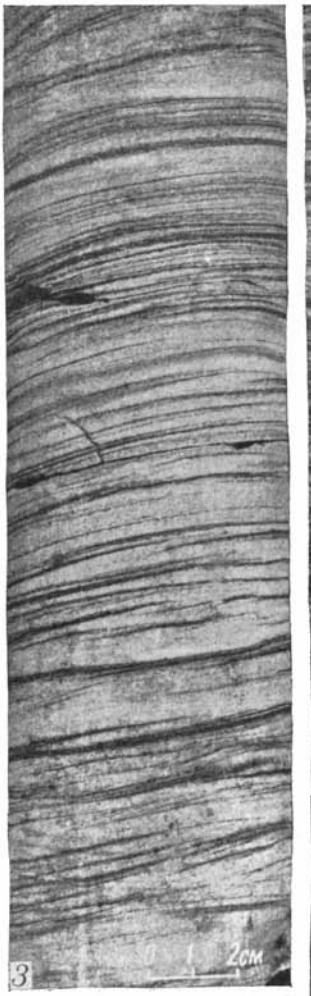

7
0 1 2см



1



2



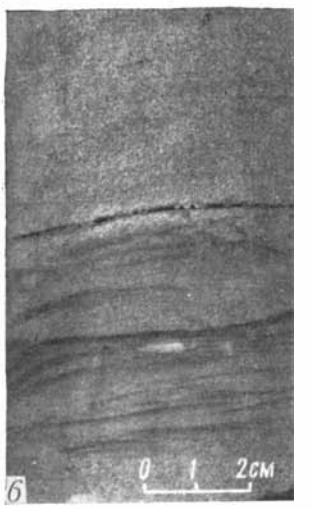
3



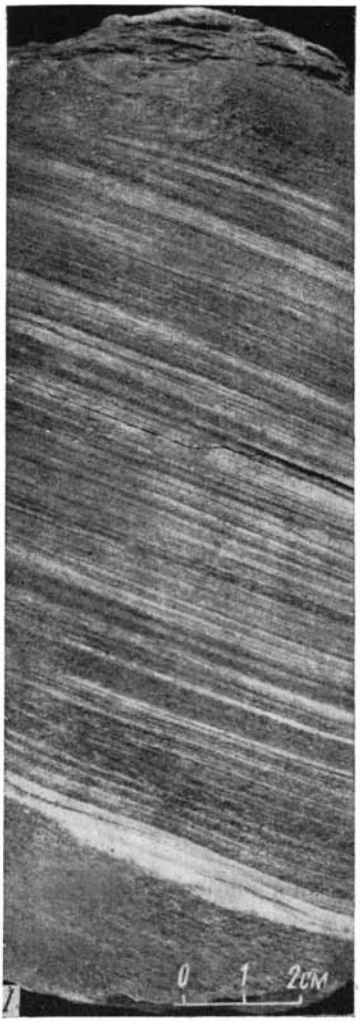
4



5



6



1



2



3



4



5



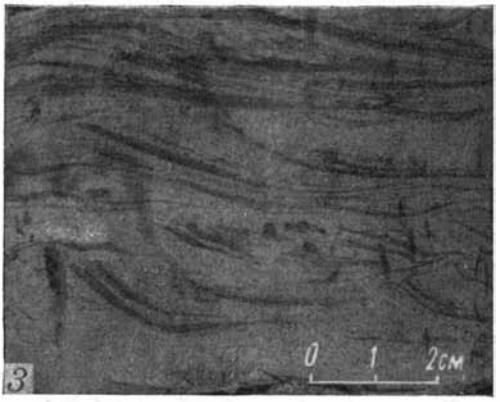
6



1



2



3



4



5



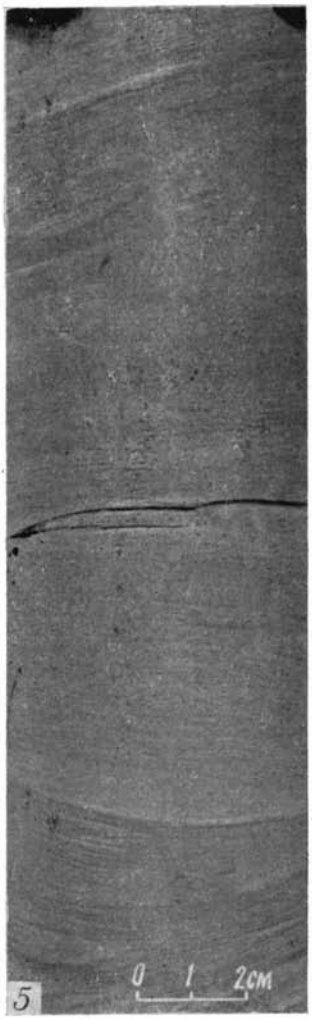
6


0 1 2см
1

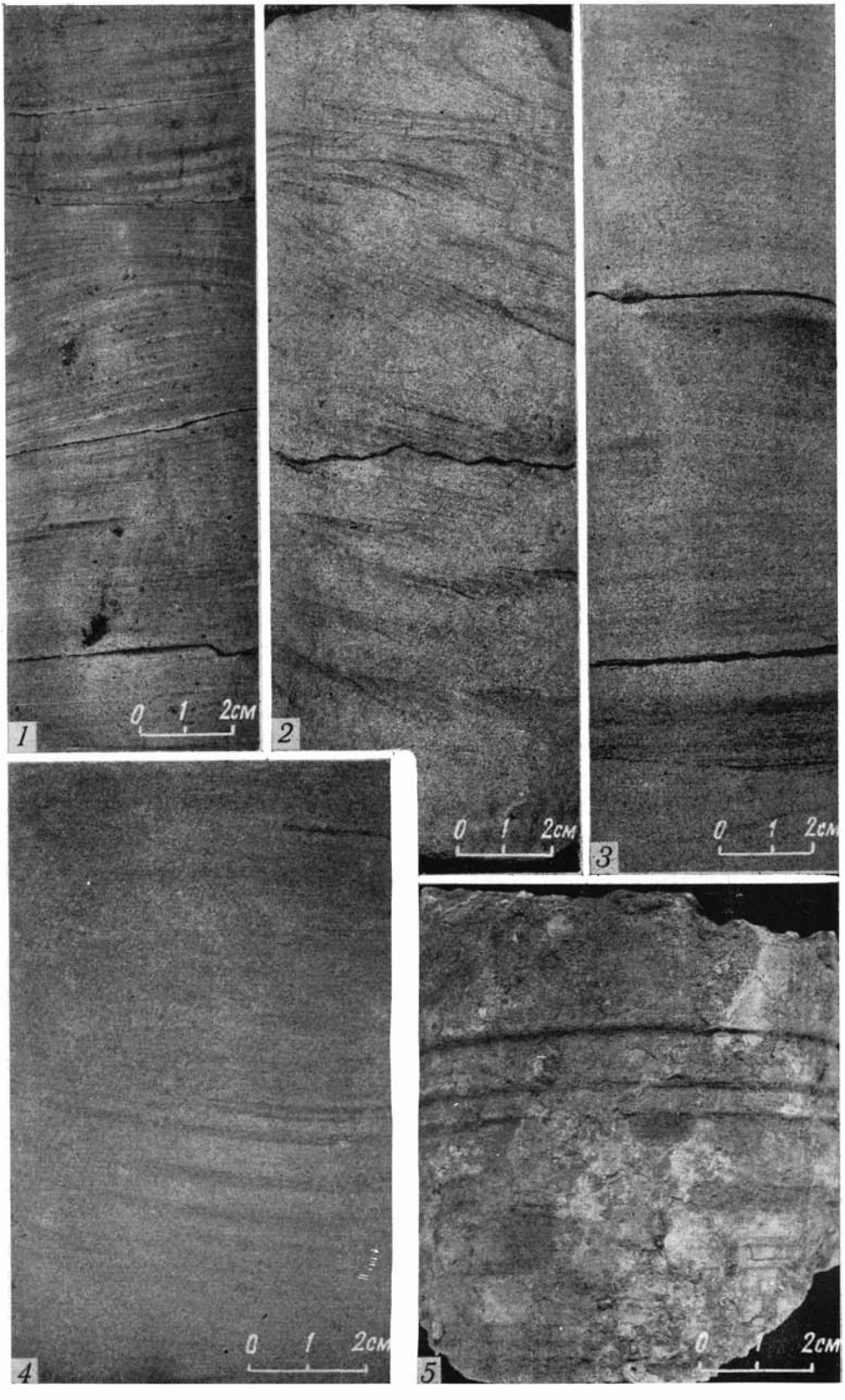

0 1 2см
2

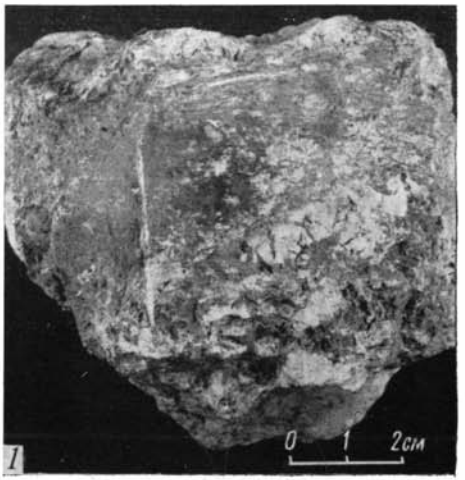

0 1 2см
3


0 1 2см
4


0 1 2см
5


0 1 2см
6


1
0 1 2см
2
0 1 2см
3
0 1 2см
4
0 1 2см
5
0 1 2см



1



4



2



5



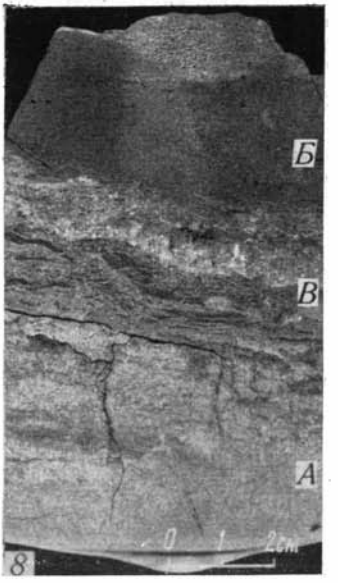
6



3

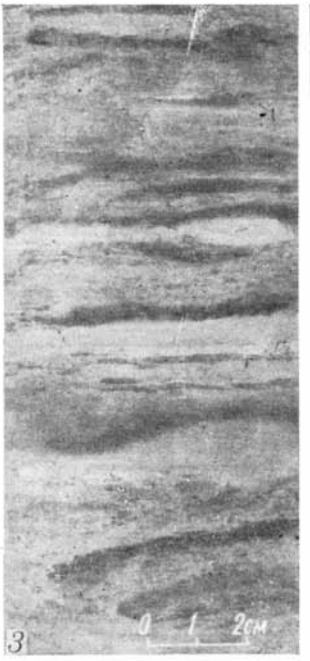


7



8


A
1
0


3
0 1 2см


4
0 1 2см


2
0 1 2см


6
0 2см


7


5
0 1 2см

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 5

Глава I. Краткий обзор геологического изучения юрских угленосных отложений Южной Сибири 11
Общие замечания 11
Краткая характеристика изученности юрских угленосных отложений . . 12
Заключение 33

Глава II. Основные черты рельефа и гидросети Южной Сибири и история их развития 35
Общие замечания 35
Орографическое районирование и краткая характеристика рельефа 36
Гидрография и древняя речная сеть 44
Общий план рельефа Южной Сибири 54
Основные черты развития рельефа Южной Сибири 56

Глава III. Основные черты геологического строения Южной Сибири . . . 60
Введение 60
Стратиграфия 63
Тектоника 108

Глава IV. Литолого-фациальный анализ. Литологические типы пород, генетические группы, макрофации, фации и литогенетические типы отложений, принципы их выделения и характеристика основных генетических признаков . . . 134
Принципы выделения литологических типов пород, литогенетических типов отложений, фаций и макрофаций 134
Характеристика основных генетических признаков 136
Наименование и обозначение (индексация) макрофаций, фаций, литогенетических типов отложений и других генетических подразделений 146

Глава V. Минералого-петрографическая характеристика юрских пород и их терригенно-минеральные ассоциации 151
Общие замечания 151
Типы пород и их минералого-петрографическая характеристика 152
Терригенно-минеральные ассоциации крупнозернистых песчаников и мелкозернистых гравелитов и возможные их материнские породы 172
Заключение 195

Глава VI. Макрофации, фации и литогенетические типы аллювиальных (А) и делювиально-пролювиальных (Д + П) отложений 200
Общие замечания 200
Характеристика макрофаций, фаций и литогенетических типов аллювиальных отложений — А 203
Характеристика макрофаций, фаций и литогенетических типов делювиально-пролювиальных отложений — Д + П 231

Глава VII. Макрофации, фации и литогенетические типы озерных и озерно-болотных отложений (О) 243
Общие замечания 243
Характеристика макрофаций, фаций и литогенетических типов озерных и озерно-болотных отложений — О 247
Общие выводы 277

Глава VIII. Макрофации, фации и генетические типы отложений торфяных болот (Т) и сапропелевых озер (С) 283
Исходный материал углей и характер его превращения 283
Микрокомпоненты углей и их краткая характеристика 285
Характеристика генетических типов отложений торфяных болот — Т 294
Характеристика генетических типов отложений сапропелевых озер — С . . 317
Макрофации и фации отложений торфяных болот и сапропелевых озер . . . 322
Общие выводы 328

Глава IX. Макрофации, фации и литогенетические типы отложений эпиконтинентального морского бассейна (Б) 330
Общие замечания 330
Характеристика макрофаций, фаций и литогенетических типов отложений эпиконтинентального морского бассейна — Б 332
Гумидный тип осадконакопления 332
Гумидный тип осадконакопления с признаками аридизации климата . . 370
Общие выводы 380

Заключение 338

Литература 391
Объяснения к таблицам 412
Литологические типы пород (таблицы I—IX) 412
Макрофации, фации и литогенетические типы отложений (таблицы X—XCVI) 414

Таблицы I — XCVI 459

CONTENTS

Introduction 5

Chapter I. Brief review of geological researches on Jurassic coal measures in Southern Siberia 11
General notes 11
Brief characteristic of our knowledge of Jurassic coal-bearing deposits . . . 12
Conclusion 33

Chapter II. Fundamental features of relief and drainage system in Southern Siberia and the history of their development 35
General notes 35
Orographic regionalization and brief chara eristic of the relief 36
Hydrography and the old river drainage 44
General relief pattern of Southern Siberia 54
Fundamental features in the evolution o elief in Southern Siberia 56

Chapter III. Main features in the geological structure of Southern Siberia . . . 60
Introduction 60
Stratigraphy 63
Tectonics 108

Chapter IV. Lithological-facies analysis. Lithological types of rocks, genetic groups, macrofacies, facies and lithological types of deposits, principles of their subdivision and a characteristic of the main genetic features 134
Principles of distinguishing lithological rock types, lithogenetic types of deposits, facies and macrofacies 134
Characteristic of the main genetic features 136
Names and designations (indexing) of macrofacies, facies, lithogenetic types of deposits and other genetic subdivisions 146

Chapter V. Mineralogical and petrographic characteristic of Jurassic rocks and their terrigenous mineral assemblages 151
General notes 151
Rock types and their mineralogical and petrographic characteristic 152
Terrigenous-mineral assemblages of coarse-grained sandstones and fine-grained gravelites and their possible parental rocks 172
Conclusion 195

Chapter VI. Macrofacies, facies and lithogenetic types of alluvial (A) and deluvial-proluvial (Д + П) deposits 200
General notes 200
Characteristic of macrofacies, facies and lithogenetic types of alluvial deposits—A 203
Characteristic of macrofacies, facies and lithogenetic types of deluvial-proluvial deposits — Д + П 231

Chapter VII. Macrofacies, facies and lithogenetic types of lake and lake-bog deposits (O) 243
General notes 243
Characteristic of macrofacies, facies and lithogenetic types of lake and lake-bog deposits — O 247
Ceneral conclusions 277

Chapter VIII. Macrofacies, facies and genetic types of deposits in peat bogs (T) and sapropelic lakes (C) 283
Original material of coals and the nature of its transformation 283
Microcomponents of coals and their brief characteristic 285
Characteristic of genetic types of deposits in peat bogs — T 294
Characteristic of genetic types of deposits in sapropelic lakes — C 317
Macrofacies and facies of deposits in peat bogs and sapropelic lakes 322
General conclusions 328

Chapter IX. Macrofacies, facies and lithogenetic types of deposits of an epicontinental marine basin (Б) 330
General notes 330
Characteristic of macrofacies, facies and lithogenetic types of deposits of an epicontinental marine basin — Б 332
Humid type of sedimentation 332
Humid type of sedimentation with signs of aridization of the climate . . . 370
General conclusions 380

Conclusion 388

Bibliography 391
Text on plates 412
Lithological types of rocks (plates I IX) 412
Macrofacies, facies and lithogenetic types of deposits (plates X—XCVI) . . 414

Plates I — XCVI 459

Петр Петрович Тимофеев

Геология и фации
юрской угленосной формации Южной Сибири
(Труды ГИН, вып. 197)
Утверждено к печати Геологическим институтом АН СССР

Редактор издательства А. В. Астров
Художник *Ю. Н. Юрьев.* Технический редактор *В. Г. Лаут*

Сдано в набор 19/IX 1968 г. Подписано к печати 20/II 1969 г. Формат 70×103¹/₁₆ Печ. л. 35,0 + 6 вкл. Усл. печ. л. 52,31. Уч.-изд. л. 53,5. Бумага типографская № 2. Тираж 900 экз. Т-04106. Тип. зак. 1038. *Цена 3 р. 80 к.*

Издательство «Наука». Москва К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука». Москва Г-99, Шубинский пер., 10

ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
108 фиг. 20, подрисуночная подпись	9 св.	тихоокеанская	тихоокеанского
116—117 фиг. 24, подрисуночная подпись	2 сн.	Пыгдинская	Ныгдинская
129	10 сн.	Кетьская	Кемская
136	4 св.	прибрежно-бассейновых	прибрежно-морских
147	11 сн.	часто	застойных, часто
147	7—8 сн.	прибрежно-бассейновых	прибрежно-морских
148	5 сн.	прибрежно-бассейновых	прибрежно-морских
255	12 св.	(табл. XL, 6)	(табл. XXXIX, 7; XL, 6)
429	21 св.	аллювиальных	аллювиально-дельтовых
432	20 сн.	озер	озер преимущественно