П. П. ТИМОФЕЕВ

ЮРСКАЯ УГЛЕНОСНАЯ ФОРМАЦИЯ ЮЖНОЙ СИБИРИ И УСЛОВИЯ ЕЕ ОБРАЗОВАНИЯ

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

ORDER OF THE RED BANNER OF LABOUR
GEOLOGICAL INSTITUTE

P. P. TIMOFEEV

JURASSIC COAL MEASURES IN SOUTHERN SIBERIA AND CONDITIONS OF ITS FORMATION

Transactions, vol. 198

PUBLISHING OFFICE «NAUKA»
MOSCOW 1970

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

П. П. ТИМОФЕЕВ

ЮРСКАЯ УГЛЕНОСНАЯ ФОРМАЦИЯ ЮЖНОЙ СИБИРИ И УСЛОВИЯ ЕЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Труды, вып. 198

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1970

УДК 551.762 : 552.57

Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования. Тимофеев П. П. Труды Геологического института АН СССР, вып. 198, 1970 г.

Данная книга является второй частью монографического исследования, посвященного изучению юрской аллювиально-озерно-морской угленосной формации Ангаро-Чулымского мезозойского прогиба Южной Сибири. Первая часть «Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири» (Труды Геологического института АН СССР, вып. 197), вышла в 1969 г.

В этой книге изложено современное состояние учения о геологических формациях и основы методики формационного анализа угленосных отложений. Детально рассматривается 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. Приводится генетическая классификация гумусовых углей, рассматриваются типы торфонакопления и дается прогноз угленосности юрских отложений на территории Южной Сибири. Анализируются особенности возникновения Ангаро-Чулымского мезозойского прогиба, его соотношение с Вилюйским прогибом и излагается общий характер развития Южной Сибири в мезозое. В заключение приводится краткое содержание методико-теоретических и региональных проблем, рассмотренных при изучении юрской аллювиально-озерно-морской угленосной формации Ангаро-Чулымского мезозойского прогиба. Табл. 12. Библ. 224 назв. Иллюстраций 64.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

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

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР
Л. Н. Ботвинкина

Editorial Board:

Academician *A. V. Peive* (Editior-in-Chief),
K. I. Kuznetzova, Academician *V. V. Menner, P. P. Timofeew*

Responsible Editor

L. N. Botvinkina

2-9-3
1970 г. (I) — № 448

Посвящается памяти
дорогого учителя —
Юрия Аполлоновича
Жемчужникова

ПРЕДИСЛОВИЕ

В 1956—1960 гг. автор детально изучал геологию, литологию и генезис юрских отложений Иркутского и Канско-Ачинского угольных бассейнов, а также смежных территорий, которые все вместе занимают огромные пространства Южной Сибири. Собранные материалы послужили основой для написания монографии «Юрская угленосная формация Южной Сибири». В процессе издания монография была разделена на две книги, которые получили самостоятельные названия.

Первая книга — «Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири» (Труды Геологического института АН СССР, 1969, вып. 197) по содержанию может быть подразделена на две части. В первой приведен краткий обзор геологического изучения юрских угленосных отложений Южной Сибири, дан анализ основных черт рельефа и гидросети и изложена история их развития с целью выяснить дополнительные критерии для реконструкции палеогеографии юрского времени данной территории. Крупным разделом этой части книги является глава, посвященная рассмотрению общего геолого-тектонического строения Южной Сибири. В ней на основе детального литолого-фациального изучения и формационного анализа с учетом всех материалов по палеонтологии дано палеогеографическое обоснование особенностей развития юрской флоры на территории Южной Сибири и разработана новая корреляционная стратиграфическая схема юрских угленосных отложений Ангаро-Чулымского прогиба. В соответствии с этой схемой приведено относительно подробное описание разрезов юры по крупным регионам прогиба. Рассмотрен общий структурный план Южной Сибири и обосновано заложение Ангаро-Чулымского мезозойского прогиба в теле гетерогенной глыбово-складчатой платформенной области.

Во второй части этой книги приведены результаты собственно литолого-минералогического и фациального исследований. Она начинается с изложения методики литолого-фациального изучения осадочных обра-

зований. Далее рассмотрены литологическая и минералого-петрографическая характеристики пород, а также их терригенно-минералогические ассоциации. Показана приуроченность последних к определенным этапам накопления осадков угленосной формации и указаны наиболее вероятные их материнские породы. Основное место в этой части книги занимает детальная характеристика литогенетических типов, фаций и макрофаций аллювиальных, делювиально-пролювиальных, озерных и озерно-болотных, торфяных (гумусовые угли), сапропелевых (сапропелевые угли) и морских (эпиконтинентальный бассейн) отложений юрской аллювиально-озерно-морской угленосной формации Южной Сибири.

Вторая книга — «Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования» посвящена закономерностям строения и палеогеографии данной формации, а также истории возникновения и развития Ангаро-Чулымского мезозойского прогиба и его соотношению с Вилюйским прогибом. Здесь приводится генетическая классификация гумусовых углей, обосновывается выделение типов торфонакопления и дается прогноз возможной угленосности юрских отложений на территории Южной Сибири. Анализируется также современное состояние учения об осадочных геологических формациях и излагается методика формационного анализа угленосных отложений.

Все эти и связанные с ними другие вопросы являются предметом данной книги и рассматриваются в соответствующих главах.

Примечание. Фиг. 2—5, 8—10, 12—25, 56—58 помещены в «Приложении» (см. отдельную папку)

Глава I

ОСНОВЫ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Из всего комплекса геологических осадочных формаций наиболее детально изучены угленосные отложения. Многое из того, что сделано в этой области, зародилось именно при исследовании угленосных отложений. Будучи широко распространенными, они не только известны с девона до наших дней, но и приурочены к самым разнообразным структурам земной коры. Поэтому наиболее полные классификации разработаны для угленосных формаций (Г. А. Иванов, Г. Ф. Крашенинников), чего еще нет в достаточной мере для формаций других типов. Немаловажное значение имело то, что в процессе изучения угленосных формаций зародились методы детального литолого-фациального анализа, которые в настоящее время с успехом применяются для познания отложений иной природы, с иным комплексом полезных ископаемых.

Тем не менее до сих пор еще нет единой методики формационного анализа всего комплекса осадочных образований вообще и угленосных в частности, хотя в этом направлении сделано очень много. Существующие аспекты этого учения (тектонический, седиментологический) носят в значительной мере односторонний характер, поскольку основное внимание в каждом из них обращено на те критерии, которые соответствуют цели исследования. Поэтому общая задача в этой области состоит в разработке единого учения о геологических осадочных формациях.

Автора с давних пор интересуют эти вопросы. На формировании его взглядов в какой-то мере сказалось влияние идей основоположников данного учения — Н. С. Шатского и Н. М. Страхова. Анализ их трудов, личные беседы и непосредственное, более чем 25-летнее детальное литолого-фациальное изучение угленосных отложений постепенно привели автора к убеждению, что совершенствовать отдельные аспекты этого метода с целью создания единого учения о геологических осадочных формациях следует через познание генезиса осадков; только таким путем можно выявить закономерности их строения и становления вещественного состава пород, отвечающие истинным внутренним связям. На этой основе у автора возникло несколько отличное от существующих представление о формационном анализе угленосных отложений, которое в кратком виде сформулировано в третьем разделе данной главы. Оно в целом представляет собой дальнейшее развитие некоторых идей Н. С. Шатского, Н. М. Страхова, Ю. А. Жемчужникова и других ученых, основанное на более систематизированном, с генетической точ-

ки зрения, обширном материале по угленосным отложениям. Ему предшествует раздел главы, в котором дается общая оценка вопроса о современном состоянии учения о геологических осадочных формациях.

К ВОПРОСУ О СОСТОЯНИИ УЧЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЯХ [1]

Формационный анализ угленосных отложений является составной частью учения о геологических осадочных формациях вообще. Истоки этого учения в СССР в самом зачаточном виде находим в работах 30—40-х годов нашего столетия — М. А. Усова (1933, 1936, 1945), Н. С. Шатского (1939, 1945), В. В. Белоусова (1938, 1939, 1944, 1948), Н. М. Страхова (1946, 1947, 1948), В. И. Попова (1937, 1940, 1947а, б, 1948а, б), А. В. Пейве (1948), Л. В. Пустовалова (1940) и некоторых других, хотя эти вопросы несколько ранее уже рассматривались А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским (Архангельский, 1923, 1932; Шатский, Вебер, 1931). В дальнейшем вопросами изучения осадочных образований как формаций занимались Н. С. Шатский (1954, 1955, 1960, 1965а, б, в; Шатский и др., 1951), В. В. Белоусов (1954), Н. М. Страхов (1965а, б; 1960—1962, 1963), В. И. Попов (1951, 1952, 1954, 1955), Н. П. Херасков (1951, 1952, 1963), В. Е. Хаин (1950, 1954, 1958; Ронов, Хаин, 1954, 1956а, б), Л. Л. Халфин (1948, 1955), Б. М. Келлер (1949, 1950, 1955), Г. П. Леонов (1953), Л. Б. Рухин (1952, 1953, 1955), М. К. Коровин (1955), Ю. А. Кузнецов (1955), И. В. Хворова (1953, 1960, 1961, 1963; Хворова, Ильинская 1963), Э. М. Сендерзон (1955), Н. Б. Вассоевич (1948, 1951), К. В. Никифорова (1960, Никифорова и др., 1965), В. П. Казаринов (1955, 1958а, б; Казаринов и др., 1964), Е. В. Шанцер (1966), а среди угольщиков — Ю. А. Жемчужников (1947, 1948а, в, 1951, 1953, 1955а, б), Г. А. Иванов (1938, 1939, 1946, 1955, 1957), П. В. Васильев (1950), Г. Ф. Крашенинников (1957), А. К. Матвеев (1947, 1960), А. В. Македонов (История угленакопления ..., 1965), а также автор данной монографии (Тимофеев, 1962, 1963а, б, 1964, 1967, 1969). Эти исследователи внесли много нового как в методику формационного анализа, так и в непосредственное изучение разнообразных по строению и составу осадочных формаций.

Учение о геологических формациях возникло не случайно. Оно является прямым следствием развития геологической науки в целом и в настоящее время представляет собой один из основных крупных ее обобщающих разделов, раскрывающий закономерности (палеотектонические, палеогеографические, палеоклиматические и литогенетические) формирования осадочных образований и размещения в них различных видов полезных ископаемых. Однако мы не можем пока утверждать, что такое учение уже создано с детально разработанной методикой исследования. Если обратиться к истории его зарождения и последующего развития, то можно увидеть, что этими вопросами занимались тектонисты и стратиграфы, с одной стороны, и литологи — с другой, т. е. с самого начала не было комплексного подхода к изучению осадочных образований. Каждым исследователем в основу выделения формаций были положены лишь ему наиболее известные (в силу своей специализации) особенности строения и состава отложений, что в конечном итоге приводило в значительной мере к одностороннему подходу при разработке методики формационного анализа, а следовательно, и выделению и типизации формаций. Так, у Н. С. Шатского основой для выделения

[1] Этот раздел не претендует на полноту изложения данного вопроса; здесь приводится лишь краткая принципиальная оценка современного состояния учения о геологических осадочных формациях.

формаций является фактор тектонический, а у Н. М. Страхова — седиментологический, т. е. тип и характер осадочного процесса, породившего те или иные породные ассоциации отложений — формаций. Однако Н. С. Шатский в какой-то мере не пренебрегает литологическими и климатическими особенностями накопления осадков, а Н. М. Страхов — положением формаций в структуре земной коры. В этом несомненно — основной недостаток указанных выше двух направлений. В силу ряда причин, присущих процессу становления любой новой отрасли знаний, вначале еще не было достаточной и объективной оценки всех возможных факторов, обусловливающих образование формаций. Отсутствие такой оценки было присуще не только данному учению. Вполне очевидно, что лишь при комплексном подходе все факторы могут быть в должной мере оценены и в силу их особенностей и значимости использованы при разработке учения о геологических формациях и его практического применения.

Анализом развития учения о геологических формациях занимались многие исследователи, и его можно найти в работах Н. С. Шатского, М. К. Коровина, Н. П. Хераскова, В. Е. Хаина, И. В. Хворовой, Е. В. Шанцера и некоторых других. Этому же вопросу была посвящена Всесоюзная конференция, состоявшаяся в 1953 г. в Новосибирске. Большой интерес на конференции вызвал доклад М. К. Коровина (1955) на тему «Учение о геологических формациях и его теоретическое и практическое значение», в котором освещалось состояние вопроса и намечались очередные задачи изучения формаций. М. К. Коровин, рассматривая работы по формационному анализу, делит их авторов на две неравные группы. Одна, относительно немногочисленная группа ученых, по его мнению, в процессе исследования формаций шла от *общего к частному*, т. е. ими «сначала была разработана теоретическая база в виде «геотектонической теории саморазвития материи Земли», а затем, исходя из нее и базируясь на ней, был взят отдельный, сравнительно небольшой этап развития и на нем построено учение о формациях и разработана методика выделения формаций» (Коровин, 1955, стр. 27). В этом, с точки зрения автора, кроется одна из основных методических ошибок некоторых сибирских геологов-литологов в разработке учения о геологических формациях, что, в частности, нашло отражение в исследованиях В. П. Казаринова и группы его сотрудников. Так называемый «литолого-формационный метод» В. П. Казаринова (Казаринов и др., 1964) декларирует одновозрастность и планетарное развитие осадочных серий в пределах различных структурно-фациальных зон Европейско-Азиатского и Американского континентов. «Осадочная толща, заключенная между двумя генетическими рядами формаций, сложенных наиболее зрелыми породами, и частично их включающая, названа нами осадочной серией. В тектоническом смысле осадочная серия соответствует времени от одного до другого минимума орогенной активности; в геоморфологическом смысле — от одного до другого максимума выравнивания; в геохимическом — от одного до другого максимума химического выветривания в областях денудации. Переходные зоны между осадочными сериями соответствуют, таким образом, смене режима седиментации. Поэтому эти зоны в большинстве случаев характеризуются сменой фаун и флор. Время, охватываемое осадочной серией, изменяется примерно в 12—15 млн. лет» (Казаринов и др., 1964, стр. 5). И далее: «Выделение осадочных серий проведено по многочисленным разрезам, достаточно хорошо стратиграфически изученным. Нижний палеозой расчленен на серии в пределах западной части Сибирской платформы и в Эстонской ССР; девон и нижний карбон — в межгорных впадинах Алтае-Саянской области, по западной окраине Сибирской платформы, в пределах центрального девонского поля. Пермские отложения расчлене-

ны в Кузбассе и Предверхоянском прогибе; мезозойские и кайнозойские отложения — в Западно-Сибирской низменности, Ленской и Вилюйской впадинах, Прикаспийской впадине и в ряде других районов. Во всех изученных нами стратиграфически сопоставимых разрезах возрастные границы осадочных серий одинаковы. Это позволяет сделать вывод об одновозрастности осадочных серий (здесь и ниже разрядка моя.— *П. Т.*) в пределах различных структурно-фациальных зон, часто весьма удаленных друг от друга. Следовательно, обусловившие формирование серий орогенные движения в пределах огромных площадей были одновременны. Предварительные данные о литологическом составе некоторых отложений Американской платформы и других регионов позволяют поставить вопрос о планетарной одновозрастности осадочных серий» (Казаринов и др., 1964, стр. 5—6). Исследование истории развития Евразии, не говоря уже о земной коре в целом, с несомненностью убеждает в обратном. Это очень хорошо отражено на тектонической карте Евразии. Один из основных выводов, вытекающих из анализа этой карты, гласит, что «изучение материалов Евразии приводит к убеждению об отсутствии не только общепланетарных фаз складчатости, но и общепланетарных эпох складчатости, представление о которых лежит в основе многих теоретических выводов литологов и астрогеологов» (Яншин, 1965, стр. 30). Эта карта еще раз подтверждает основополагающие выводы, которые многими исследователями ставились под сомнение.

Вторая, более крупная группа ученых, по убеждению М. К. Коровина, свои исследования при разработке учения о геологических формациях проводила в диаметрально противоположном направлении, т. е. они шли от *частного к общему*. «И московские, и ташкентские, и бакинские ученые на протяжении многих лет занимались изучением отдельных комплексов осадков Европейской части СССР, Средней Азии, Кавказа, выделяли в них, анализировали и оформляли ряд формаций, и на основе полученного при этом обширного материала только в самое последнее время дали несколько обобщающих работ цикла «Учение о геологических формациях». К последним относятся ряд работ В. И. Попова, а также новые работы Н. С. Шатского, В. В. Белоусова, В. Е. Хаина, А. В. Пейве, Л. Б. Рухина, Н. П. Хераскова и др.» (Коровин, 1955, стр. 27). Именно среди второй группы геологов зародились основы учения о геологических формациях, основоположниками которого являются Н. С. Шатский (тектоническое направление) и Н. М. Страхов (седиментологическое направление). Только на основе непосредственного изучения природных ассоциаций отложений, отражающих многообразие естественных процессов в неодинаковых структурных, палеогеографических и палеоклиматических зонах земной коры, можно подойти к разработке методики и выделению разнообразных формаций, а затем дать их генетическую классификацию.

И. В. Хворова (1963) с несколько иных позиций подходит к проблеме изучения формаций. Она выделяет три направления: литолого-тектоническое (Н. С. Шатский, Н. П. Херасков и др.), палеогеографо-тектоническое (В. В. Белоусов, В. Е. Хаин и др.) и седиментационное (Н. М. Страхов и др.), которые вполне правомерны. Не исключено, что могут быть отмечены и некоторые другие направления в изучении и выделении формаций. Так, в какой-то мере можно говорить о фациально-стратиграфическом направлении, выразителями которого являются Л. Л. Халфин и некоторые другие исследователи. «Формация, — по Л. Л. Халфину,— естественная единица локальной стратиграфии, представляющая собой индивидуальный комплекс отложений, все члены которого связаны непрерывной последовательностью образования, кото-

рый в целом меняется по простиранию в узких фациальных рамках и который верхней и нижней границами имеет перерывы в седиментации» (Халфин, 1948, стр. 7).

Вполне очевидно, что если идти по этому пути, то в итоге может быть выделено столько «направлений» в изучении осадочных формаций, сколько исследователей занималось или занимается данным вопросом. Однако вряд ли это может быть оправдано. К этой проблеме следует подходить с более общих позиций, которые позволят оценить существо и принципиальность методики изучения геологических осадочных формаций.

Автор считает более правильным выделение не трех, как это делает И. В. Хворова (1963), а всего лишь двух направлений, двух аспектов в подходе к проблеме формаций, которые по существу не исключают, а дополняют друг друга.

Основоположником и виднейшим представителем первого — тектонического — направления является Н. С. Шатский. Суть этого направления заключается в том, что «в основе формационного анализа лежит изучение парагенеза пород и породных ассоциаций, их петрографического состава, строения, латеральных и временных взаимосвязей, установление закономерностей сочетания этих ассоциаций и их распределения в осадочном покрове земной коры. Большое внимание при этом уделяется сравнительному изучению формаций, их повторяемости и эволюции. Фациальный анализ (палеогеографический) при формационном исследовании не игнорируется, но ему отводится подсобная роль» (Хворова, 1963, стр. 291, 292). Н. С. Шатский осадочными формациями называет «естественные комплексы сообществ или ассоциаций горных пород, составляющие члены которых, т. е. слои, пачки, породы, свиты, отложения парагенетически связаны друг с другом как в вертикальном, так и в латеральных направлениях» (Шатский, 1965б, стр. 175). «Формации — самые крупные таксономические единицы осадочной оболочки. Они представляют собой естественные сложные сообщества, членами которых являются различные по типу и происхождению осадочные породы и отложения. Особенности этих сообществ связаны с особенностями развития крупных тектонических структур (здесь и ниже разрядка моя.— *П. Т.*) земной коры, поэтому в систематике формаций основные подразделения различаются по тектоническому принципу (платформенные, геосинклинальные формации и т. д.)» (Шатский, 1960, стр. 4).

Второе, седиментологическое, направление заложено работами Н. М. Страхова, который считает, что «формационный анализ должен являться продолжением и углублением обычного фациального анализа (разрядка моя.—*П. Т.*), его, так сказать, высшей ступенью, соответственно более трудной задаче, перед ним поставленной,— выявлению естественных сообществ пород» (Страхов, 1956б, стр. 59). По его мнению, формации могут образовываться лишь из тех пород, которые возникают в одном и том же длительно существовавшем ландшафте, т. е. в одинаковых конкретных условиях климата, рельефа, тектонического режима, географической среды (суша, море, переходные между ними области и т. д.). Поэтому, утверждает Н. М. Страхов, задача фациального анализа состоит в том, чтобы отобрать и объединить в разрезах такие совокупности пород, все члены которых несут на себе отпечаток одного и того же ландшафта, одной и той же конкретной физико-географической обстановки и в этом смысле соответствуют друг другу. «Только после проведения такого сравнительно-фациального анализа пород можно говорить о действительном установлении парагенезов пород или парагенетических комплексов их, отвечающих понятию «формация»» (Страхов,

1956б, стр. 59). Исходя из своих представлений, Н. М. Страхов считает, что «каждый парагенетический комплекс осадочных пород, развитый на более или менее значительных участках земной коры и обязанный своим возникновением длительному локальному развитию какой-либо модификации любого типа осадочного процесса, есть формация осадочных пород» (Страхов, 1956, стр. 57).

Если сравнить определения осадочных формаций, данные Н. С. Шатским и Н. М. Страховым, и основные положения метода исследования в их понимании, то можно отметить, что, с одной стороны, между ними различий нет, потому что «нет никаких оснований противопоставлять обе концепции как взаимно исключающие друг друга, ибо, как мы видели, они отражают разные аспекты научного исследования и имеют в виду разные цели» (Шанцер, 1966, стр. 31). С другой стороны, различия есть, потому что прежде всего налицо разный подход названных авторов к осадочным образованиям: в одном случае преобладает тектонический, а в другом — седиментологический; они полностью объясняются специализацией самих исследователей. В связи с этим и цели изучения ставились разные. «В зависимости от поставленной цели оказывается более правильным либо тот, либо другой подход, ибо оба они правильно отображают два реально существующих аспекта одного и того же явления» (Шанцер, 1966, стр. 35).

Различный подход у Н. С. Шатского и Н. М. Страхова к изучению осадочных образований, естественно, накладывает существенный отпечаток на методику формационного анализа. Несомненно, что тектонические движения являются ведущим фактором во всех геологических процессах, и именно они в значительной мере обусловливают все их многообразие. К выяснению тектонических особенностей возникновения, развития и строения регионов, к анализу тектонических движений, порождающих палеогеографические, палеоклиматические черты накопления осадков различного вещественного состава, исследователи в каждом отдельном случае подходят только через изучение осадков, отложений, пород. Одни из них, однако, ограничиваются литологической характеристикой пород (песчаники, алевролиты, глины, угли и т. д.) и об их генезисе судят в основном по отсутствию или наличию фауны. Другие идут дальше, выделяют посредством детального литолого-фациального и минералогического анализов генетические типы отложений, устанавливают условия их накопления и выявляют черты преобразования органического и минерального вещества в процессе становления пород. Они оперируют как крупными, генетически связанными комплексами пород, так и отдельными их составляющими (аллювиальными, дельтовыми, озерными и другими песчаниками, лагунными, морскими, озерными, пойменными алевролитами и глинами и т. п.), которые позволяют восстановить детали строения и развития регионов с момента зарождения структур до их современного состояния.

Литология без выяснения генезиса отложений дает возможность говорить только о парагенезисе пород. Однако парагенез пород мало и не всегда помогает в выяснении палеоструктурных особенностей строения того или иного региона. Если же определен генезис отложений, то исходным моментом формационного анализа является установление комплексов и парагенезов литогенетических (генетических) типов отложений и их фаций. Следовательно, во всех случаях по мере возможности нужно начинать с генезиса осадков и от него посредством синтеза идти к выделению формаций. Поэтому, с точки зрения автора, прав Н. М. Страхов, который считает формацию не исходным, начальным пунктом и объектом, а конечным результатом и целью исследования. Н. С. Шатский же идет противоположным путем; он по парагенезам пород выделяет формации, а затем в общих чертах восстанавливает

условия их образования. Это, очевидно, давало основание Н. С. Шатскому соглашаться с Н. М. Страховым, который утверждал, что выделенные Н. С. Шатским эмпирически формации на самом деле являются не формациями, а свитами, толщами, легко распознаваемыми геологами. Однако нельзя согласиться с Н. М. Страховым (1956б) в том, что все члены формации несут на себе отпечаток одного и того же ландшафта. Как тогда быть с угленосными формациями, особенно типично паралическими, представителем которых являются среднекарбоновые угленосные отложения Донбасса? Вряд ли кто может сомневаться, что это единая угленосная формация. Но там наблюдается неоднократная смена во времени и пространстве различных ландшафтов, сочетание которых породило полифациальную, но генетически единую аллювиально-морскую угленосную формацию.

Из краткого рассмотрения вопроса о состоянии учения о геологических формациях следует, что существуют два принципиально различных направления формационного анализа осадочных образований, а все остальные с теми или иными нюансами повторяют положения Н. С. Шатского и Н. М. Страхова. Это относится и к палеогеографо-тектоническому направлению, представителем которого является В. В. Белоусов. Оно очень близко примыкает к тектоническому направлению Н. С. Шатского и по существу мало отличается от него. Однако, как увидим ниже, определение В. В. Белоусовым (1954) осадочной формации как комплекса фаций осадочных толщ, соответствующего определенной стадии развития геотектонического цикла в определенной геотектонической зоне, по нашему мнению, ближе отражает сущность формационного анализа. В то же время оно полностью не решает как вопросов детального генезиса осадков, поскольку ограничивается в основном рассмотрением более общих категорий (суша, море и т. д.), так и характера развития тектонических структур.

Каждое из этих двух направлений — тектоническое и седиментологическое — не может претендовать на главенствующую роль, поскольку никак нельзя разрывать тектонический и седиментологический процессы и отдавать предпочтение (независимо от цели исследования) одному из них: они взаимно связаны и обусловливают друг друга. При прочих равных условиях они должны стать в соответствующей мере составной частью учения о геологических осадочных формациях. Речь здесь идет не о механическом их соединении воедино, а о творческом и всестороннем подходе к разработке метода формационного анализа, который учитывал бы главные факторы образования формаций — палеотектонику (тектонический режим), палеоклимат, палеогеографию и вещественный состав. Для этого в настоящее время есть все основания: накопился огромный фактический материал по различным осадочным образованиям и существуют методы детального литолого-фациального и минералогического изучения, результаты которого позволяют перейти к расшифровке причинных связей между осадконакоплением и тектоническим развитием структур земной коры.

МЕТОДИЧЕСКИЕ ЗАМЕЧАНИЯ К ФОРМАЦИОННОМУ АНАЛИЗУ УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ[1]

Угленосные формации, как известно, представляют собой весьма специфические и характерные полифациальные образования. Выяснение особенностей их строения в вертикальном и латеральном направлениях является начальным этапом формационного анализа,

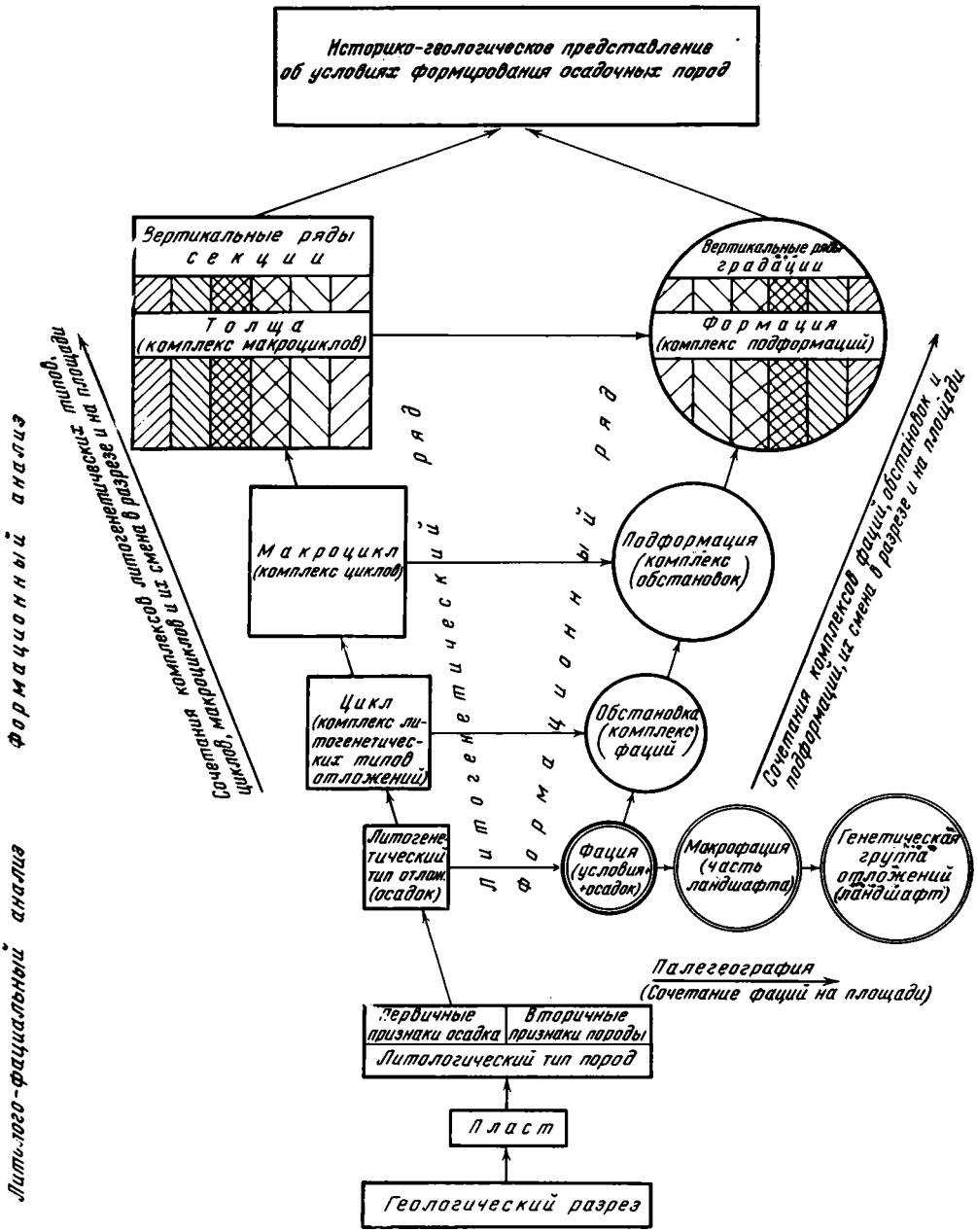
[1] Данный раздел не раскрывает полного содержания методики формационного анализа угленосных отложений, поскольку последнее в полном виде является предметом отдельного исследования и не входит в задачу данной монографии.

г. е. можно сказать, что он начинается там, где кончается детальное литолого-фациальное изучение угленосных отложений (фиг. 1). Угленосным отложениям, как и вообще всем осадочным образованиям, свойственны определенные закономерности осадко- и угленакопления, которые в различной мере более или менее хорошо запечатлеваются в строении их разреза, а также находят отражение и во внешнем облике.

При изучении угленосных отложений прежде всего бросается в глаза их цикличность, проявляющаяся не только в чередовании гранулометрических разностей пород, но, что самое главное, в чередовании литогенетических типов отложений. Цикличность с давних пор в том или ином виде фиксировалась учеными. Так, уже в начале второй четверти XIX в. она была отмечена Е. П. Ковалевским (1827, 1829) в угленосной толще Донбасса. Позже, в работах Н. А. Головкинского (1868), на примере анализа пермских отложений Камско-Волжского бассейна идеи ритмического осадконакопления получили дальнейшее развитие. После того как Ньюберри (Newberry, 1872) повторяющиеся отрезки изученного им разреза палеозоя и мезозоя Северной Америки назвал циклами отложений (cycles of deposition), представления о циклическом накоплении осадков завладели умами ученых. Циклы стали фиксироваться практически во всех осадочных образованиях, особенно в угленосных, где они лучше всего выражены. Эти идеи проникли во все области геологических знаний — не только в литологию, но и в тектонику, стратиграфию. Так, например, Ф. Н. Чернышев и Л. И. Лутугин (1897), основываясь на ритмической повторяемости различных типов пород, создали стратиграфическую схему расчленения карбона Донбасса.

В настоящее время, когда генетический аспект в работах геологов получил широкое развитие, циклическое строение в том или ином виде практически установлено во всех осадочных образованиях, и вряд ли можно теперь в этом сомневаться. Если осадочные формации действительно обладают такой яркой и своеобразной чертой строения — цикличностью, то, вне всякого сомнения, ее нельзя игнорировать и она должна быть использована при решении самых разнообразных вопросов. Как и литогенетические (генетические) типы отложений и их фации, циклы не являются целью изучения, а служат лишь методическим приемом для решения вопросов формирования осадков. Циклы — это не конечный результат анализа тех или иных отложений, а лишь промежуточный этап, который позволяет на их основе выявить ряд закономерностей более высшего порядка. Как уже ранее указывалось (Тимофеев, 1964), большинство геологов давно интересует не факт наличия цикличности, а совсем другая сторона этого вопроса: как цикличность проявляется в осадках различного генезиса, тектонического плана и возраста, какова связь между цикличностью и типами бассейнов седиментации, какова причина этого явления, какую роль играют тектоника, палеогеография и климат в этом процессе, какова взаимосвязь осадко- и угленакопления с цикличностью. Нас интересует, в какой мере и как явления цикличности можно использовать при выяснении частных и общих закономерностей формирования осадков, особенно тех, которые связаны с распределением кларковых и рудных концентраций различных элементов и некоторых типов полезных ископаемых.

Итак, что же такое цикл осадконакопления? Изучение разрезов угленосных отложений показывает, что они состоят из чередования в определенной, генетически обусловленной последовательности литогенетических (генетических) типов отложений, образующих закономерно построенные элементарные отрезки разреза, т. е. циклы. Под элементарным циклом осадконакопления автор понимает полифациальный комплекс отложений, состоящий из парагенетически связанных



Фиг. 1. Схема литолого-фациального и формационного изучения угленосных отложений

(местом и условиями образования) различных литогенетических (генетических) типов, закономерно сменяющих друг друга в определенной последовательности. Эти циклы могут иметь самое разнообразное строение, т. е. неодинаковый набор литогенетических (генетических) типов отложений, который определяется в каждом отдельном случае последовательной сменой палеогеографических и палеотектонических условий той или иной зоны седиментации. На этом, как увидим ниже, и основана генетическая типизация циклов.

Следовательно, элементарные циклы осадконакопления являются первично обобщенными литогенетическими (генетическими) единицами разреза угленосной толщи. В свою очередь они располагаются в разрезе не беспорядочно, а также чередуются, причем в той или иной, но всегда вполне определенной последовательности, отражая в каждом случае своеобразие направленности процесса осадко- и угленакопления. Подобного рода чередование элементарных циклов различных типов образует циклическое строение разрезов. «Цикличность есть не что иное, как повторяемость таких единиц, в которых чередование идет в закономерной последовательности. Однако она не означает абсолютной повторяемости и идентичности циклов. Напротив, такое понимание и обобщение действительности впервые дает средство для индивидуализации последующих циклов и выявления поступательного хода развития (разрядка моя.— *П. Т.*). Диалектическое понимание развития основано не на противоположении повторяемости и неповторяемости, а, напротив, на единстве их. В этом единстве повторяемости и неповторяемости, закономерности и поступательности, общего и частного — сущность развития природы вообще и геологического развития в частности» (Жемчужников, 1948б, стр. 343).

Каждый тип цикла, как уже упоминалось, состоит из определенного набора литогенетических (генетических) типов отложений, причем каждому из них или группе их соответствуют свои условия образования, т. е. каждый цикл отвечает комплексу парагенетически связанных фаций (условия + осадок). Под комплексом парагенетически связанных фаций, закономерно сменяющих друг друга в определенной последовательности и отвечающих тому или иному типу цикла, понимается обстановка осадконакопления. Название обстановок осадконакопления, как и соответствующих им циклов, дается по преобладающему и наиболее типичному для них набору фаций. Например, аллювиально-озерно-болотному циклу отвечает аллювиально-озерно-болотная обстановка осадконакопления, озерно-болотному циклу — озерно-болотная обстановка и т. д.

Из определения обстановки осадконакопления видно, что она, так же как и элементарный цикл, понимается в динамике развития и образуется в процессе смены фаций различных ландшафтов во времени. Этим самым обстановки осадконакопления принципиально отличаются от макрофаций и генетических групп отложений, которые представляют собой различные ландшафтные зоны или их части. Так, например, в пределах аллювиальной равнины можно наблюдать участки с неодинаковыми условиями накопления осадков, т. е. с различными фациями — русла, прирусловой части поймы и ее паводковых вод, внутренних частей поймы (старицы, вторичные водоемы). Кроме того, в речной долине может накапливаться как равнинный, так и горный аллювий, а также аллювий мелких и крупных протоков и притоков. В целом фации в каждый данный момент на площади составляют ландшафт речной долины, который может быть подразделен на ландшафт равнинной реки и ландшафт горной реки. Из озерных и озерно-болотных фаций формируется озерно-болотный ландшафт, из бо-

лотных фаций — болотный ландшафт и т. д., т. е. здесь наблюдается одновременное распространение тех или иных фаций в пределах какой-либо ландшафтной зоны, отвечающей генетической группе отложений.

Что же представляют собой обстановки осадконакопления и каким образом они формируются? Вернемся вновь к речной долине и проследим, каким образом на одном и том же участке происходят последовательное накопление осадков и соответствующая смена фаций. В процессе трансгрессии или под воздействием каких-либо других причин в одной из точек, например в приустьевой части речной долины, сперва накапливается русловый и пойменный аллювий, после чего верхние горизонты его заболачиваются (почва и подпочва), а затем появляются болота с торфяниками. Далее формируется комплекс вначале прибрежно-морских, потом более удаленных от побережья осадков, т. е. собственно морских, и при последующей регрессии опять, но уже в обратном порядке, образуются прибрежно-морские осадки. Верхние горизонты последних при выходе на дневную поверхность заболачиваются, и это отвечает началу нового цикла осадконакопления.

Из приведенного выше примера следует, что в данном конкретном случае произошло формирование аллювиально-морской обстановки. Она возникла в процессе направленной и последовательной смены во времени отдельных фаций различных ландшафтов: сначала речной долины, затем озерно-болотного, болотного, прибрежно-морского, морского и вновь прибрежно-морского. Следовательно, если цикл является элементарной первично обобщенной литогенетической (генетической) единицей разреза, то обстановка осадконакопления — это элементарная первично обобщенная, но уже формационная единица разреза.

Идеи циклической седиментации оказали плодотворное влияние на развитие формационного анализа как метода изучения угленосных осадочных образований и в настоящее время должны являться его неотъемлемой составной частью. Изучение распределения элементарных циклов в разрезе и прослеживание их на площади показало, что различные типы циклов имеют неодинаковую протяженность, и их исчезновение или появление вновь указывает на соответствующие изменения палеогеографических и палеотектонических особенностей осадко- и угленакопления. Одни из них, такие, как озерно-болотные, пролювиально-озерно-болотные, делювиально-озерно-болотные и делювиально-пролювиальные, имеют порой весьма локальное распространение и скорее отражают отдельные и частные элементы палеогеографии, чем палеотектоники. Другие, как, например, аллювиально-озерно-болотные, аллювиально-прибрежно-морские, прибрежно-морские и морские, прослеживаются на значительные расстояния и соответствуют более крупным, региональным изменениям в осадконакоплении, зависящим уже в значительной мере от палеотектонического развития того или иного региона в целом.

Смена условий седиментации с направленным и периодическим изменением палеогеографии и палеотектоники в свою очередь приводит к определенным сочетаниям элементарных циклов осадконакопления, образующих значительно более крупные отрезки разреза угленосной толщи — макроциклы[1]. Так, например, разрез угленосной формации на юго-востоке Ангаро-Чулымского прогиба, в районе Иркутска, сложен тремя горизонтами (свитами), каждый из которых в нижней части представлен русловым и пойменным аллювием, а в верхней — че-

[1] В зависимости от цели исследования макроциклам может предшествовать выделение мезоциклов.

редованием в основном озерно-болотных циклов (верхняя часть третьего горизонта размыта). Каждый такой горизонт отделен от другого региональным эрозионным размывом, прослеживаемым не только в пределах Иркутского угольного бассейна, но и по всей площади Ангаро-Чулымского прогиба и отвечает макроциклу (Тимофеев, 1962, 1963а, б, 1967).

Следовательно, макроцикл осадконакопления — это еще более полифациальный, чем цикл, комплекс отложений, состоящий из парагенетически связанных элементарных циклов, закономерно и последовательно сменяющих друг друга в разрезе и на площади. Это еще более крупная и еще более обобщенная литогенетическая (генетическая) единица разреза угленосной толщи. Каждый макроцикл представляет собой, как правило, вполне определенный комплекс элементарных циклов, где любому из них, как известно, соответствует своя обстановка осадконакопления. Поэтому под комплексом парагенетически связанных обстановок осадконакопления, закономерно сменяющих друг друга в определенной последовательности, который отвечает тому или иному макроциклу, понимается подформация[1]. Название ей дается по преобладающему и наиболее типичному для нее набору обстановок осадконакопления (например, аллювиально-озерно-болотная и др.). Подформация по сравнению с обстановкой осадконакопления является более крупной формационной единицей разреза.

Если идти дальше по линии обобщения, то увидим, что из макроциклов слагается угленосная толща, а из подформаций составляется угленосная формация. Формация — это естественный парагенетически связанный (местом и условиями образования) крупный комплекс фаций, приуроченный к определенной палеотектонической структуре (или ее части) и соответствующий определенной стадии геотектонического развития. Угленосные толщи и соответствующие им угленосные формации — суть крупные геологические тела. Однако формации — не просто отложения (какими являются толщи), а отложения определенного генетического облика, раскрывающего причинные связи не только их внутреннего строения и природы вещественного состава, но и соотношения со смежными формациями. Формации — это такие геологические тела, которые приурочены к определенным палеотектоническим структурам и характеризуют последовательно сменяющиеся этапы и особенности их геологического развития. Все вместе это дает вполне четкое и весьма конкретное определение положения формаций в земной коре с временными и пространственными параметрами.

Угленосные формации, как уже упоминалось, состоят из подформаций, каждая из которых отражает крупные этапы времени образования формаций на всей площади их распространения и может иметь стратиграфическое значение. Однако, если проследить строение какой-либо формации в различных структурных зонах того или иного региона, то можно установить, что их разрезы неодинаковы, и они постепенно изменяются в латеральных направлениях. В результате этого крайние разрезы одной и той же формации могут быть настолько резко различны, что их нельзя точно сопоставить друг с другом. Поэтому формации могут быть подразделены на вертикальные ряды, которые следует называть формационными рядами, или градациями. Этот термин введен в науку И. В. Хворовой (1963) и, с нашей точки зрения, является вполне удачным. Под градацией подразумевается

[1] Как макроциклам может предшествовать выделение мезоциклов, так и подформациям — выделение субподформаций.

часть формации, которая характеризуется определенным строением разреза в зависимости от развития соответствующей части региона (структуры) в течение всего времени его существования. Сопоставление смежных градаций позволяет выявить латеральные переходы, характеризующие пространственные изменения строения формаций на площади их развития. В литогенетическом (генетическом) ряду каждой градации соответствует своя секция (разрез), представляющая собой часть угленосной толщи и состоящая из комплекса макроциклов определенного типа.

Последовательные этапы выяснения историко-геологических условий формирования угленосных отложений схематически изображены на фиг. 1. Если рассматривать схему в целом, то в начальный этап, именуемый литолого-фациальным анализом (см. главу IV книги автора «Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири». Труды ГИН АН СССР, 1969, вып. 197), преобладает собственно анализ, в процессе которого исследователь переходит от геологического разреза через пласт и литологические типы пород к литогенетическим (генетическим) типам отложений и фациям. Однако в выделении литогенетических (генетических) типов отложений и особенно фаций уже содержатся элементы синтеза, при котором по первичным (генетическим) признакам устанавливаются условия накопления осадков.

При формационном анализе преобладает синтез. Здесь обобщения идут по двум направлениям (см. фиг. 1): по вертикали — от литогенетического (генетического) типа отложений к толще и от фации к формации, а по горизонтали — от цикла к обстановке осадконакопления, от макроцикла к подформации и от толщи к формации. Как в том, так и в другом случаях, хотя анализ каждый раз и имеет место, он необходим лишь для того, чтобы от частного перейти к общему, т. е. мелкие обобщения свести к более крупным обобщениям.

Как же это выглядит в действительности? Литогенетические (генетические) типы отложений и их фации — это, как известно, элементарные первично обобщенные единицы формации в целом. Так, например, осадки руслового аллювия в каждый данный момент занимают весьма ограниченную площадь ландшафта речной долины в виде извилистой и вытянутой в одном направлении полосы, размеры и мощность которой зависят от типа реки и ее протяженности. Это уже по существу геологическое тело с пространственными и временными параметрами и своими фациальными условиями образования осадков. Но это еще очень локальное и неопределенное образование, поскольку оно может участвовать практически в строении любой осадочной геологической формации. Если взять остальные фации угленосной формации, то осадки каждой из них будут образовывать такие же геологические тела со свойственными им размерами.

Далее, когда переходим к циклам и обстановкам осадконакопления, то уже имеем дело не с отдельными литогенетическими (генетическими) типами отложений и их фациями, а с упорядоченными их наборами, образующими комплексы отложений. Это уже относительно более крупные геологические тела, занимающие значительные объемы в разрезе и на площади того или иного тектонического региона. Здесь начинает исчезать неопределенность, характерная для отдельных мелких геологических тел, и геологические тела в объеме элементарных циклов и им соответствующих обстановок позволяют делать первые предположения о примерном облике угленосной формации. Если применить аналогичный ход рассуждения к макроциклам и соответствующим им подформациям, то в конечном итоге можно подойти к выявлению четко ограниченных крупных геологических тел, полностью раскрывающих

внешний облик и внутреннее строение угленосных формаций и их положение в структурах земной коры.

На схеме (см. фиг. 1) вертикальные ряды показаны несколько расходящимися, и в этом также есть свой смысл. Чем дальше удаляемся от литогенетического (генетического) типа отложений к толще и от фации к формации, т. е. чем все крупнее делаются обобщения, тем постепенно некоторые элементы строения и генезиса угленосной толщи становятся все более схематичными. Особенно большие трудности возникают при переходе от левого ряда к правому, т. е. при интерпретации по генетическим признакам условий образования осадков. Здесь, как нигде, больше всего возможностей для введения в процесс познания различного рода субъективных суждений. Поэтому от исследователей требуется объективный подход к анализу и синтезу всего комплекса признаков, относящихся как к самим отложениям, так и их взаимоотношениям в разрезе и на площади развития той или иной угленосной формации.

Палеогеография и палеотектоника, наряду с климатом и вещественным составом отложений, являются главнейшими формациеобразующими факторами (Тимофеев, 1964). Если при прочих равных условиях два последних фактора могут быть постоянными, то роль палеогеографии и палеотектоники на отдельных этапах образования формаций будет всегда различна. Так, ведущее значение палеогеографии несомненно при возникновении литогенетических (генетических) типов отложений и фаций, поскольку последние являются неотъемлемой составной частью древних ландшафтов. При формировании циклов и обстановок осадконакопления палеогеография также играет существенную роль, но поскольку здесь имеются уже более высокие ее категории, все в более отчетливой форме начинает проявляться палеотектонический фактор, который при образовании формаций выступает как ведущий. Однако это не умаляет роли палеогеографии, которая находится в тесной и взаимообусловленной связи с палеотектоникой.

Такова сущность методики формационного анализа угленосных отложений. Подобный подход к изучению полифациальных угленосных образований, которые не только сильно изменчивы в вертикальном разрезе, но и испытывают довольно резкие направленные изменения фациального состава на площади, в настоящее время, с точки зрения автора, является наиболее совершенным и позволяет вплотную подойти к детальной разработке учения об осадочных формациях.

Элементарные циклы и обстановки осадконакопления, макроциклы и подформации, толщи и формации, а среди двух последних соответственно секции и градации являются разномасштабными элементами формационного анализа. Каждый из них отражает определенную стадию обобщения посредством вскрытия причинно-следственных отношений во взаимосвязанных природных явлениях.

Автор полагает, что основой этого учения должно быть детальное литолого-фациальное и минералогическое изучение терригенных формаций вообще и угленосных в частности. Это та база, без которой не может быть методически правильно и научно обоснованно решено подавляющее большинство вопросов геологического строения и вещественного состава осадочных формаций.

Глава II

ТИПЫ ЦИКЛОВ И ЦИКЛИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗА

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Цикличность — одна из характерных черт развития природы. Она проявляется повсюду, составляя суть внутреннего содержания природных процессов с различным морфологическим выражением. Многие исследователи не хотели, а иные просто не могли ее замечать и пытались любыми способами опровергнуть ее существование, ссылаясь даже на то, что она якобы не укладывается в принцип диалектического развития. В настоящее время редко у кого могут возникнуть сомнения в реальности этого замечательного явления. По мере развития старых и появления в геологии новых и более детальных методов исследования цикличность стала как бы выступать наружу все в более отчетливом виде, что повлекло за собой установление многообразных форм ее проявления на различных участках земной коры.

Изучение цикличности шло от простого к сложному. Вначале наблюдали чередование комплексов литологических (гранулометрических) типов пород. Одновременно было отмечено, что эти комплексы часто не упорядочены, что они сильно изменчивы в разрезе и особенно на площади и в большинстве случаев не могут быть использованы для выяснения закономерностей осадконакопления. В дальнейшем, по мере развития и совершенствования генетического аспекта в литологических исследованиях, цикличность стала рассматриваться как результат чередования комплексов литогенетических типов отложений. С этого времени цикличность обрела объективную, научно обоснованную реальность, использование закономерностей которой позволило выделить циклы разного порядка — элементарные циклы, мезоциклы, макроциклы — и разработать их генетическую классификацию. В свою очередь, генетически обоснованные циклы, отражающие причинные явления более крупного порядка, чем гранулометрические циклы и тем более отдельные слои пород, служат базой для решения общих вопросов геологического строения угленосных формаций. Такие вопросы, как сопоставление континентальных отложений внутри отдельных регионов (структур) или между смежными регионами (структурами), а в особенности с морскими отложениями, в большинстве случаев не могли быть обоснованы без их циклического анализа.

ТИПЫ ЦИКЛОВ И ИХ МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ РАЗНОВИДНОСТИ

В основу выделения и типизации циклов, а следовательно, и обстановок осадконакопления положено наблюдаемое в разрезе юрской аллювиально-озерно-морской угленосной формации Ангаро-Чулымского прогиба закономерное чередование комплексов отложений. Каждый такой комплекс-цикл сложен определенным набором разнофациальных литогенетических типов отложений, закономерно сменяющих друг друга в обусловленной генезисом последовательности. В соответствии с этим принципом выделяются три группы элементарных циклов: 1) континентальные (см. фиг. 2[1] и 3); 2) континентально-морские (см. фиг. 4); 3) морские (см. фиг. 5). В свою очередь они подразделяются на типы циклов, различающиеся генетически различными наборами литогенетических типов соответствующих групп отложений. Непрерывный процесс осадконакопления, особенно в областях развития континентальных отложений, очень часто нарушается эрозионными размывами, в результате чего возникают морфологические разновидности циклов. Поэтому нижележащие циклы оказываются размытыми на неодинаковую глубину, и в разрезе сохраняются то только нижние, то нижние и средние, то нижние, средние и отчасти верхние горизонты тех или иных типов циклов.

Весьма характерной особенностью строения циклов является то, что они в большинстве своем угленосны, хотя некоторые из них и могут быть безугольными, особенно те, которые располагаются в периферических частях формации или на других участках, где по тем или иным причинам не возникали болота. Однако нельзя считать безугольными морфологические разновидности циклов, особенно континентальных и континентально-морских, в которых угольные пласты могут быть уничтожены в результате наложенных размывов, и в цикле остается только слагающий его нижнюю часть аллювий, делювий или пролювий.

Каждый тип цикла иллюстрируется, как правило, несколькими примерами, взятыми из различных частей разреза изученной угленосной формации Ангаро-Чулымского прогиба, характеризующими как временные, так и пространственные изменения ее строения. Различие деталей их строения отражает все разнообразие условий, которые существовали при формировании тех или иных типов циклов.

При рассмотрении типов циклов, а также строения разрезов формации в последующих главах будут упоминаться названия и индексы литогенетических (генетических) типов, фаций и макрофаций, характеристика которых дана в первой книге монографии автора — «Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири» (Труды ГИН АН СССР, 1969, вып. 197). Для удобства чтения перечень их и расшифровка индексов приведены в конце данной книги (см. стр. 192—204).

Континентальные типы циклов

В сложении первой группы циклов (см. фиг. 2, 3), как видно из ее названия, участвуют исключительно континентальные образования, представленные аллювиальными, делювиально-пролювиальными, озерными и озерно-болотными, болотными и сапропелевыми отложениями. В зависимости от того, преимущественно какими отложениями сложены циклы, выделяются аллювиально-озерно-болотные, пролювиально-озерно-болотные, делювиально-озерно-болотные, делювиально-пролювиальные (см. фиг. 2) и озерно-болотные (см. фиг. 3) циклы.

---

[1] Фиг. 2—5 — в «Приложении» (см. отдельную папку).

Аллювиально-озерно-болотные циклы (см. фиг. 2, *а — е*). Данные циклы представлены исключительно континентальными осадками: в нижней части — русловым и пойменно-старичным аллювием, а в верхней — озерными и озерно-болотными отложениями. Между ними расположены образования торфяных болот — телинитовые и посттелинитовые гумусовые угли; не исключены и сапропелевые угли.

Каждый цикл начинается русловым аллювием, который с эрозионным размывом залегает на различных горизонтах пород предыдущих циклов осадконакопления. В зависимости от того, каким аллювием (горным, переходным или равнинным) сложены циклы, они, естественно, приобретают неодинаковое строение, которое сказывается на общем облике этих циклов.

В первом случае (см. фиг. 2, *е*) — это аллювий горных рек, который представлен в основном конгломератами сравнительно разногалечными, с довольно плохой сортировкой и еще хуже выраженной крупной косой однонаправленной слоистостью (фация АРГ). Пойменный комплекс развит слабо, резко отграничен от подстилающего его руслового аллювия и, как правило, характеризует условия мелких, локально ограниченных вторичных водоемов, заполнявшихся песчано-алевритовыми, недостаточно сортированными осадками (фация АПВ).

Во втором случае (см. фиг. 2, *г, д*) — это аллювий, переходный от горного к типично равнинному и ближе к последнему. Здесь русловый аллювий состоит преимущественно из гравелитов и крупно-, отчасти среднезернистых песчаников, очень часто с конгломератами или большим количеством галечникового материала в основании. Нижняя часть руслового аллювия еще несет черты горных рек, а верхняя характеризуется крупно- и среднезернистыми песчаниками с более или менее хорошо выраженной крупной косой однонаправленной прямолинейной и сходящейся слоистостью с ритмической сортировкой материала в пределах каждого косого слойка; это напоминает больше аллювий равнинных рек (фация АРР). Пойменные отложения в этих циклах уже более типичны и разнообразны; встречаются осадки как прирусловой части поймы и ее паводковых вод (фация АПП), так и застойных, часто зарастающих (см. фиг. 2, *г*) стариц и вторичных водоемов поймы (фация АПВ), хотя в одном разрезе они не всегда присутствуют.

В третьем случае (см. фиг. 2, *а — в*) — это типичный, более мощный аллювий крупных равнинных рек, особенно их приустьевых частей. Русловый аллювий представлен мощными, в основном крупно- и среднезернистыми песчаниками с отчетливой крупной косой однонаправленной прямолинейной слоистостью, которая в верхних горизонтах становится выполаживающейся (фация АРР). Одновременно с этим ритмическая сортировка приобретает менее четко выраженные черты, поскольку с уменьшением размерности слагающего материала и улучшением его сортировки исчезают различия между основанием и верхней частью каждого косого слойка. Самые нижние горизонты руслового аллювия, характеризующие условия пристрежневой части русла, иногда сложены плохо сортированными разнозернистыми гравелитами с примесью отдельных галек или даже содержат отдельные тонкие прослои конгломератов. Кроме того, здесь встречаются включения крупных обугленных стволов и стеблей деревьев. Однако чаще пристрежневые осадки имеют песчаный состав, но обладают все же беспорядочной слоистостью. Пойменный комплекс обычно широко развит, и в разрезе можно наблюдать песчано-алевритовые осадки прирусловой части поймы (фация АПП) и ее застойных водоемов (фация АПВ).

Вверх по разрезу пойменный (а там, где его нет,—русловый) аллювий перекрывается почвенными образованиями (фация ОПА). Они обычно представлены мелкозернистыми песчаниками и алевролитами,

содержат большое количество в основном крупных корешков растений и имеют типичную структуру и текстуру почвенного профиля. Угольные пласты составляют характерную черту этих циклов, хотя интенсивность углепроявления для них неодинакова. Лучше всего она выражена в циклах с русловым аллювием тех участков равнинных рек, которые ближе расположены к их устьям (см. фиг. 2, *а, в*). В остальных циклах угольные пласты маломощные, нередко зольные, часто представлены углистыми аргиллитами и мелкозернистыми алевролитами (см. фиг. 2, *б, г — е*) и имеют локальное распространение. Независимо от структуры угольного вещества последние всегда обладают телинитовой (макрофация ТП) и посттелинитовой (макрофация ТОП) структурой.

Верхние части аллювиально-озерно-болотных циклов также неоднородны и по строению и составу во многом зависят от места того или иного цикла в разрезе угленосной формации. Они сложены в основном алеврито-глинистыми и мелкозернистыми песчаными осадками; среднезернистые песчаники менее характерны и обычно залегают слоями небольшой мощности. Первые в большинстве случаев характеризуются неправильной горизонтальной прерывистоволнистой и линзовидной слоистостью, но часто не имеют слоистости и обладают остроугольно-раковистым изломом, с многочисленными текстурами взмучивания и оползания, следами местного размыва, флюидоподобными текстурами, обилием большого количества обугленных обрывков растений и детрита, участками с включениями мелких корешков растений, а иногда с тонкими линзами и прослоями углей и углистых осадков (макрофация ОЗ; см. фиг. 2, *б — е*). В кровле угольных пластов часто залегают песчано-алеврито-глинистые темно-серые и почти черные осадки с горизонтальной и горизонтальной волнистой слоистостью, подчеркнутой обрывками растений, в том числе хорошей сохранности (фация ОВП; см. фиг. 2, *а — е*). Средне- и (некоторые) мелкозернистые песчаники имеют мелкую и крупную косую одно- и разнонаправленную, часто взаимосрезающуюся, без ритмической сортировки слоистость. Ими сложены различные аккумулятивные формы (дельты, подводные валы, гряды и т. п.) открытого мелководья мелких и крупных озерных водоемов аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин (фация ОВМ; см. фиг. 2, *б, д*).

Для участков речных долин с горным или переходным режимом (см. фиг. 2, *г — е*) озерные отложения в целом хуже отсортированы, несут много признаков зарастания и заиливания, обладают большим количеством различного рода нарушенных текстур и хуже выраженной слоистостью, имеют относительно малую мощность и локальное площадное распространение. Все эти признаки, особенно последние, указывают на малые размеры озер, в которых накапливались отложения, а также на их локализацию преимущественно в пределах аллювиально-дельтовых равнин. Озерные отложения приустьевых участков речных долин равнинного типа (см. фиг. 2, *а — г*) обладают в значительной мере противоположным комплексом признаков, в частности они лучше отсортированы, имеют четкую слоистость и более широкое и относительно мощное развитие осадков различных фаций, в них появляются глинистые и мелкоалевритовые осадки, типичные для кровли угольных пластов (фация ОВП), которые указывают на их накопление в крупных озерных водоемах уже преимущественно прибрежно-морских равнин.

Строение аллювиально-озерно-болотных циклов может быть нарушено наложенными размывами. В зависимости от того, какая часть цикла уничтожена размывом, выделяются три морфологические разновидности циклов. Первая разновидность характеризуется отсутствием лишь части верхней половины цикла, сложенного озерно-болотными осадка-

ми. Вторая разновидность возникает при размыве всей верхней половины цикла, когда аллювий лежащего выше цикла непосредственно перекрывает угольный пласт. Если же размытыми оказываются не только верхняя часть цикла, но и угольный пласт с почвой и подпочвой, а иногда и верхние горизонты аллювия, т. е. когда аллювий верхнего цикла ложится с размывом на пойменный или русловый аллювий нижнего цикла, появляется третья разновидность этого типа. Циклы этой разновидности, называемые аллювиальными, обычно характерны для нижних частей подформаций, образованных мощными толщами аллювия сложного строения [1].

Принципиально ничем не отличаются от описанных выше циклы, в которых нижняя часть сложена русловым аллювием малых рек, притоков и протоков крупных рек. Этот аллювий имеет менее выраженные черты; он сложен хуже отсортированным песчаным и в небольшом количестве гравийным материалом, имеет несколько беспорядочную, косую слоистость, участками со слабо проявляющейся ритмической сортировкой материала, содержит прослои и линзы алевритов и аргиллитов, отражающих моменты кратковременного заиливания, наблюдается частая смена прослоев различной размерности, в изобилии присутствуют крупные и мелкие обугленные растительные остатки (фация АРП). Из пойменного аллювия более обычны осадки застойных и зарастающих стариц и вторичных водоемов (фация АПВ).

Аллювиально-озерно-болотные циклы распространены широко. Они характерны для всей угленосной формации юго-восточной части прогиба (Иркутский угольный бассейн) и для первой и второй подформаций большинства остальных его районов [2]. На северо-западе прогиба, особенно в районах сочленения с Кеть-Чулымской синеклизой, они, очевидно, встречаются только в низах формации и постепенно на площади и по разрезу замещаются континентально-морскими и морскими циклами. На северо-востоке прогиба их роль в сложении формации менее ясна, и вполне вероятно, что первая, вторая и третья подформации состоят из чередования аллювиально-озерно-болотных и озерно-болотных циклов. В строении первой подформации значительная роль принадлежит безугольным пролювиально-озерно-болотным, делювиально-озерно-болотным и делювиально-пролювиальным циклам. В целом число аллювиально-озерно-болотных циклов с различной интенсивностью убывает в направлении к северо-западной части прогиба, т. е. в сторону эпиконтинентального морского бассейна. Мощность циклов различна и колеблется от 15—16 до 35—40 *м*. Для циклов, содержащих аллювий, накопившийся в среднем и верхнем течениях рек, она не превышает 20—25 *м*, а к устьям крупных рек увеличивается до 35—40 *м*. Незначительную (до 10—15, иногда до 18—20 *м*) мощность имеют циклы, характеризующие участки развития малых рек, протоков и притоков крупных рек.

Пролювиально-озерно-болотные циклы (см. фиг. 2, *ж*). Циклы этого типа подразделяются на нижнюю и верхнюю части, между которыми часто располагаются угольные пласты с комплексом почвенных образований. Нижняя часть цикла представлена исключительно пролювием, разрез которого начинается со слабо отсортированных мелко- и среднезернистых гравелитов с включениями различных по размерам и разнообразных по составу отдельных галек и щебенки, располагающихся поблизости от коренных пород. Для них характерна то лучше, то хуже

[1] Морфологические разновидности аллювиально-озерно-болотных, а также всех остальных типов циклов можно видеть на прилагаемых ниже схематических фациальных профилях юрской угленосной формации различных частей Ангаро-Чулымского прогиба (см. главу III).

[2] Названия и характеристика подформаций даны ниже, в III главе данной книги.

выраженная крупная и мелкая косая однонаправленная слоистость с едва заметной (из-за плохой сортировки) ритмической сортировкой материала (фация ПК). Выше обычно располагаются алеврито-глинистые осадки с горизонтальной и горизонтальной волнистой слоистостью, характеризующие мелкие плоские озерные водоемы, составляющие шлейфовую зону конусов выноса (фация ПШ). Среди этих отложений очень часто наблюдаются прослои и линзы песчано-гравийного материала с мелкой косой и косой штриховатой слоистостью, что указывает на неустойчивость режима накопления осадков в этой зоне.

Почвенные образования обычно выражены хорошо. Они развиваются по верхним горизонтам пролювия и представляют собой конечную стадию заиливания и зарастания озерных водоемов шлейфовой зоны (фация ОПО). В одних случаях это могло ограничиться накоплением сапропеля, а в других — поселением древесной растительности, которая в силу неустойчивости и кратковременности существования ландшафтов не достигала крупных размеров. Последнее выражено в строении вещества угольных пластов, которые в большинстве своем являются мелкодревесинными и чаще имеют посттелинитовую (макрофация ТОП), чем телинитовую (макрофация ТП), структуру. Угольные пласты покрываются комплексом осадков озерного происхождения; в этом пролювиально-озерно-болотные циклы мало отличаются от аллювиально-озерно-болотных. Однако, как показали наблюдения, здесь озерные осадки весьма однообразны, хуже отсортированы (вследствие коротких путей сноса обломочного материала) и имеют малую мощность, что свидетельствует о небольших размерах озерных водоемов, располагавшихся у бортов прогиба или в непосредственной близости от возвышенных участков рельефа внутри прогиба.

Пролювиально-озерно-болотные циклы, по аналогии с аллювиально-озерно-болотными, образуют три морфологические разновидности: первую — если размыта верхняя часть озерно-болотных отложений, вторую — если размыв достигает угольного пласта, и третью — в тех случаях, когда аллювий или пролювий вышележащего цикла с размывом перекрывает различные горизонты пролювия. Циклы этого типа имеют весьма ограниченное распространение. Они характерны в основном для времени образования первой подформации, когда расчлененный рельеф прогиба был благоприятным для накопления делювиально-пролювиальных отложений. Мощность пролювиально-озерно-болотных циклов обычно небольшая и не превышает 10—15 *м*.

Делювиально-озерно-болотные циклы (см. фиг. 2, *з*). Данные циклы разделяются на две части — нижнюю и верхнюю, между которыми располагаются угольные пласты и почвенные образования. Нижняя часть цикла сложена комплексом делювиальных отложений, в основании которых залегают щебенчатые осадки верховьев склонов, обычно состоящие из конгломерато-гравелитобрекчий, сцементированных плохо отсортированным и разнообразным по составу и размеру материалом (фация ДВ). Щебенчатые осадки перекрываются песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями и линзами конгломерато- и гравелитобрекчий; участками присутствуют беспорядочные включения отдельных галек и щебенки пород. Эти отложения, характеризуя условия седиментации подножий склонов (фация ДП), примыкают то к пролювиальным осадкам, то к различным типам руслового и пойменного аллювия.

Верхние горизонты делювия очень часто подвергались заболачиванию с последующим накоплением торфяников различной мощности. Здесь условия для этого были благоприятнее, чем в пролювиально-озерно-болотных циклах, вследствие того, что пролювиальные конусы выноса располагались порою на значительном удалении от склонов возвышенностей, вклиниваясь в пределы речных долин, где частая сме-

на условий седиментации не способствовала длительному существованию болотных ландшафтов. Совсем иная картина наблюдается на участках накопления делювия, который приурочен к пологим склонам возвышенностей или их подножиям: удаленность от русел и несколько более благоприятное гипсометрическое положение этих участков создали необходимые условия для длительного роста торфяников и развития озерно-болотных условий седиментации.

Верхняя часть делювиально-озерно-болотных циклов в большинстве своем аналогична верхней части аллювиально-озерно-болотных циклов. В зависимости от положения цикла в палеогеографической схеме того или иного отрезка формации она имеет соответствующий набор литогенетических типов и фаций, общее строение и мощность. Если циклы образовывались на участках, располагавшихся ближе к побережью эпиконтинентального морского бассейна, то озерный комплекс сложен осадками крупных озер. Верхняя часть циклов внутренних частей прогиба характеризуется осадками мелких озер, где близость области сноса накладывала на них соответствующий отпечаток.

Делювиально-озерно-болотные циклы имеют, так же как и пролювиально-озерно-болотные циклы, три морфологические разновидности. В целом циклы этого типа распространены незначительно и характерны в основном для разреза первой подформации, на накопление осадков которой существенное влияние оказывал доюрский рельеф прогиба. Мощность делювиально-озерно-болотных циклов в среднем не превышает 15—20 *м*.

Делювиально-пролювиальные циклы (см. фиг. 2, *и*). По сравнению с предыдущими типами циклов они имеют аналогичное строение, т. е. также подразделяются на нижнюю и верхнюю части, между которыми в большинстве случаев хотя и располагаются болотные отложения, но, как правило, без угольных пластов. В основании циклов обычно залегают конгломерато- и гравелитобрекчии, сцементированные неодинаковым по размеру материалом. Беспорядочное расположение в них щебенки и галек практически лишает их какой-либо текстуры, и только тонкие прослои песчаников и гравелитов указывают на некоторое подобие косой слоистости (фация ДВ). Выше они сменяются гравелитами и песчаниками подножий склонов (фация ДП), весьма разнозернистыми, с включениями многочисленных галек и щебенки коренных пород; иногда наблюдаются прослои конгломерато-и гравелитобрекчий, а также включения линз алеврито-глинистых осадков. Последние обычно и являются объектом незначительного заболачивания и формирования слабо выраженных подпочвенных образований (фация ОПО). Линзы угольных пластов часто имеют сапропелевый состав и обогащены минеральной примесью, что указывает на развитие непосредственно в прибортовых частях прогиба или около возвышенностей внутри прогиба мелких и кратковременных плоских озер, связанных с пролювиальными конусами выноса.

Верхняя часть циклов сложена пролювиальными отложениями, обычно представленными чередованием алеврито-глинистых осадков шлейфов конусов выноса (фация ПШ) и гравийно-песчаных осадков их потоков (фация ПК). Первые обладают слабо выраженной горизонтальной и горизонтальной волнистой слоистостью, иногда подчеркиваемой обрывками растений и детритом. Вторые всегда слабо отсортированы, с более или менее отчетливой крупной и мелкой косой, обычно пологой слоистостью и беспорядочными включениями мелких обломков пород.

Морфологические разновидности делювиально-пролювиальных циклов определяются с трудом, поскольку они, как правило, перекрываются горным (см. фиг. 2, *и*) или равнинным аллювием. Циклы этого

типа всегда неполные, и их верхние горизонты в той или иной мере уничтожены эрозией. Поэтому достоверны две разновидности — вторая и третья (по аналогии с делювиально-озерно-болотными циклами), хотя и они в большинстве случаев могут выделяться условно. Так, последняя разновидность может практически ничем не отличаться от аналогичной разновидности делювиально-озеро-болотных циклов.

Делювиально-пролювиальные циклы очень тесно связаны с пролювиально-озерно-болотными и делювиально-озерно-болотными циклами, так как они также в целом приурочены к прибортовым частям прогиба или к подножиям возвышенностей доюрского рельефа внутри прогиба. Однако делювиальные и пролювиальные отложения делювиально-пролювиальных циклов в отличие от остальных имеют несколько иное строение, но, несмотря на это, всегда можно установить, какой тип цикла они слагают. Неодинаковое строение обусловлено тем, что их накопление происходило на различных участках делювиально-пролювиального ландшафта: делювиально-озерно-болотные циклы располагаются между конусами выноса, делювиально-пролювиальные же циклы находятся ближе к оврагам, из которых временные потоки выносили большое количество плохо отсортированного материала. На это, в частности, указывают отдельные прослои пролювия, вклинивающиеся в толщи делювия делювиально-пролювиальных циклов. Несколько отличаются также пролювиальные отложения верхней части делювиально-пролювиальных циклов от пролювия нижней части пролювиально-озерно-болотных циклов. В основании пролювия последних залегают осадки фации ПК, которые вверх по разрезу сменяются осадками фации ПШ. Пролювий же делювиально-пролювиальных циклов чаще всего образован чередованием осадков этих двух фаций, причем они представлены, как правило, более мелкозернистым и несколько лучше отсортированным материалом, что отражает условия седиментации периферической части потоков и шлейфов конусов выноса.

Делювиально-пролювиальные циклы наиболее характерны для самых нижних горизонтов угленосной формации тех частей Ангаро-Чулымского прогиба, которые характеризовались наиболее расчлененным доюрским рельефом. Мощность циклов этого типа очень изменчива и в ряде случаев достигает 18—20 *м*.

Озерно-болотные циклы (см. фиг. 3). Циклы данного типа по существу представляют собой средние и верхние части аллювиально-озерно-болотных, пролювиально-озерно-болотных и делювиально-озерно-болотных циклов, с тем лишь различием, что почвенные образования развиваются на озерных или прибрежно-морских (редко) отложениях предыдущих циклов осадконакопления. Озерно-болотные циклы по своему строению также неоднородны и отражают условия седиментации различных по размерам озерных водоемов и месту положения их в палеогеографической схеме прогиба.

Каждый озерно-болотный цикл начинается почвенными образованиями, которые в зависимости от неодинаковой размерности слагающих осадков и крупности древесной растительности получают различное морфологическое выражение. Наиболее типичный вид почвенные образования приобретают в тех случаях, когда они формируются из алеврито-глинистых осадков, подвергшихся переработке корнями крупной древесной растительности (фация ОПВ). Мелкая древесная и кустарниковая растительность в силу своей специфики не способна к образованию хорошо выраженного мощного почвенного профиля. Она формирует почвы со слабо выраженной комковатой текстурой (фация ОПО). Заболачивание, как правило, заканчивается развитием торфяных болот, хотя в речных долинах не исключено появление сапропелевых озер. Мощность торфяников различна, что зависит от многих причин —

главным образом от относительной подвижности участков, на которых располагаются площади заболачивания. В целом формируются угли то с преколлинитовой (макрофация ТОУ), то коллинитовой (макрофация ТУ), то лейптинитовой (макрофация ТВУ) структурой вещества.

Кровлей угольных пластов могут служить отложения любых участков озерных водоемов. Наиболее типичны аргиллиты и алевролиты темно-серого, иногда почти черного цвета, с тонкой горизонтальной, часто прерывистоволнистой и линзовидной слоистостью, подчеркнутой большим количеством детрита, обрывков растений, в том числе хорошей сохранности. Их накопление скорее всего происходило в полуизолированных прибрежных участках озерных водоемов (фация ОВП; см. фиг. 3, *а — в, д*). Но чаще распространены и более обычны песчано-алеврито-глинистые осадки фаций ОЗП и ОЗЗ, которые слагают большие части циклов (см. фиг. 3, *а — д*) и характеризуют условия зарастающих и застойных участков озерных водоемов. Для осадков этих фаций характерна в основном плохая сортировка материала, почти полное отсутствие слоистости, наличие большого количества нарушенных текстур (взмучивания, оползания, флюидоподобных и т. п.), обилие обугленного детрита и обрывков растений. Не менее характерны для циклов алевролиты и песчаники фации ОВМ (см. фиг. 3, *в, г, е, ж*), указывающие на условия участков открытого мелководья озерных водоемов. Отложения озерных фаций в циклах располагаются в различных комбинациях, но чаще в средней части оказываются песчаники и алевролиты фации ОВМ. Верхние горизонты озерных отложений, независимо от их принадлежности к той или иной фации, могут подвергаться заболачиванию и служить началом следующего цикла осадконакопления.

Озерно-болотные типы циклов в зависимости от местоположения в палеогеографической схеме прогиба могут быть подразделены на два подтипа. Первый из них характеризует условия седиментации крупных озер, располагавшихся в приустьевых участках крупных речных долин и на побережье эпиконтинентального морского бассейна (см. фиг. 3, *а — г*). Они в целом сложены более или менее отсортированным песчано-алеврито-глинистым материалом, где гравелиты и даже мелкозернистые песчаники составляют исключение; гранулометрические типы осадков имеют, как правило, постепенные переходы от одного к другому и характеризуются повышенной мощностью. Вещество угольных пластов в большинстве случаев обладает коллинитовой и лейптинитовой структурой. Мощность циклов обычно достигает 15—18 *м*. Циклы второго подтипа указывают на то, что слагающие их осадки накапливались в более мелких (порою очень мелких) озерах, приуроченных к речным долинам и прибортовым участкам прогиба (см. фиг. 3, *д—ж*), что нашло отражение в строении их разреза. Здесь отложения значительно хуже отсортированы, переполнены большим количеством обугленных обрывков растений, детрита, мелких корешков, которые в фациях ОЗЗ и ОЗП располагаются большей частью беспорядочно. Литогенетические типы представлены более грубым материалом; гравелиты не являются исключением, а малая мощность гранулометрических типов осадков и отчетливые, даже резкие контакты между ними создают впечатление беспорядочного строения разреза. Все это в значительной мере обусловливается близостью областей сноса обломочного материала, который при коротких путях миграции не успевает приобрести упорядоченные структурные и текстурные признаки. Неустойчивость условий седиментации в речных долинах, особенно в их среднем и верхнем течениях, сказывается и на структуре угольного вещества, которое приобретает преколлинитовую, т. е. менее разложенную, чем в циклах первого подтипа, текстуру. Кроме того, угольные

пласты здесь, как правило, маломощны и часто обогащены тем или иным количеством алеврито-глинистого материала. Мощность этих циклов не более 6—8 *м*.

Озерно-болотные циклы образуют две морфологические разновидности, которые возникают в результате последующего наложения эрозионных размывов. Одна из них характеризуется отсутствием части озерно-болотных осадков, залегающих выше угольного пласта, вторая— тем, что размывами уничтожаются осадки вплоть до угольного пласта или его почвы.

Озерно-болотные циклы в разрезе угленосной формации имеют сравнительно широкое развитие. Ими главным образом сложены верхние части всех подформаций юго-востока Ангаро-Чулымского прогиба (Иркутская впадина), а также первой, второй и частично третьей подформаций центральной (Канско-Тасеевская и Рыбинская впадины) и юго-западной (Чулымо-Енисейская впадина) частей этого прогиба. Они присутствуют в разрезе первой и частично второй подформаций на северо-западе прогиба. В более высоких горизонтах формации центральной, юго-западной и северо-западной частей прогиба они составляют исключение. Они, несомненно, преобладают на северо-востоке прогиба, хотя разрез формации в этом районе изучен весьма недостаточно. В целом количество озерно-болотных циклов убывает с юго-востока, северо-востока и юго-запада в северо-западном направлении, т. е. в сторону эпиконтинентального морского бассейна, который периодически трансгрессировал в глубь прогиба. Мощность озерно-болотных циклов весьма изменчива и колеблется от 6—8 до 15—20 *м*.

Континентально-морские типы циклов

Циклы второй группы (фиг. 4) представлены континентальными и морскими отложениями. Первые сложены аллювиальными, озерно-болотными (почвенные образования; фация ОПА) и болотными, а вторые — прибрежно-морскими, включая осадки с признаками аридизации, климата, и собственно морскими; последние характеризуют условия наиболее удаленных от побережья участков эпиконтинентального морского бассейна. Континентально-морские циклы, так же как и аллювиально-озерно-болотные, состоят из нижней и верхней частей, между которыми располагаются в большинстве случаев озерно-болотные и болотные (см. фиг. 4, *б, в*) или только озерно-болотные (см. фиг. 4, *г, д*) отложения. Иногда те и другие могут отсутствовать, и тогда морские осадки непосредственно налегают на русловый (см. фиг. 4, *ж*) или пойменный аллювий (см. фиг. 4, *а, е*). Среди циклов данной группы различаются два типа: аллювиально-прибрежно-морские (см. фиг. 4, *а—е*) и аллювиально-морские (см. фиг. 4, *ж*) циклы, которые по существу различаются строением своих верхних, надугольных, частей. В первом случае они сложены только прибрежно-морскими, а во втором — прибрежно-морскими и собственно морскими осадками. Не исключено, что иногда цикл может заканчиваться развитием озерных отложений (см. фиг. 4, *в*).

Аллювиально-прибрежно-морские циклы (см. фиг. 4, *а—е*). Циклы этого типа, как уже указывалось, состоят в нижней части из руслового и пойменного аллювия, а в верхней — из осадков заливно-лагунного прибрежного и открытого подвижного мелководья эпиконтинентального морского бассейна. Почвенные образования в ряде случаев имеют незначительное развитие.

Каждый цикл начинается русловым аллювием, причем в отличие от большинства аллювиально-озерно-болотных циклов это типичный, с хорошо выраженными признаками аллювий приустьевых частей круп-

ных рек. Он представлен крупно- и среднезернистыми, иногда мелкозернистыми песчаниками, которые в нижней части имеют беспорядочную слоистость и обогащаются включениями отдельных галек и гравийных зерен, крупных линз витрена и минерализованных стеблей растений (см. фиг. 4, *а—д*), а иногда полностью сложен мелкозернистым гравелитом (см. фиг 4, *е*). В остальной части русловый аллювий обладает крупной косой однонаправленной прямолинейной слоистостью, которая в верху его разреза выполаживается. Косая слоистость подчеркивается, как правило, отчетливой ритмической сортировкой зерен в пределах каждого косого слойка (фация АРР).

Широкое развитие в этих циклах имеют пойменные отложения, которые по отношению к аллювию в целом составляют до трети (см. фиг. 4, *б—г*) и даже до половины (см. фиг. 4, *е*) мощности его разреза. Исключение составляют те случаи, когда в разрезе цикла отсутствуют озерно-болотные и болотные осадки (трансгрессия бассейна вдоль русла); здесь пойменный аллювий сильно редуцирован (см. фиг. 4, *а, д*), а иногда может и отсутствовать. Для пойменного аллювия в этих циклах характерно то, что наряду с осадками застойных, часто зарастающих стариц и вторичных водоемов поймы (фация АПВ) значительная роль принадлежит осадкам, переходным от русла к пойме, т. е. прирусловой части поймы и ее паводковых вод (фация АПП). Последние сложены в основном мелкозернистыми песчаниками с мелкой косой выполаживающейся, мелкой косой штриховой и косоволнистой слоистостью. В старицах и вторичных водоемах на пойме накапливались алеврито-глинистые осадки, завершающие комплекс речного аллювия.

Верхние горизонты пойменного аллювия в большинстве случаев подвергаются заболачиванию. Корневая система крупной древесной растительности побережья обеспечивала формирование типичных почвенных образований, состоящих из собственно почвы и подпочвы (фация ОПА). Однако в силу расположения этих циклов в самых приустьевых частях крупных рек и часто непосредственно на побережье эпиконтинентального морского бассейна болотный режим был неустойчивым. Сюда болота заходили только своей периферической частью, и поэтому здесь не возникало мощных торфяных залежей, а лишь иногда накапливались углистые осадки. Растительный материал в этих болотах испытывал незначительное разложение, в результате чего образовывались угли с телинитовой (макрофация ТП) и посттелинитовой (макрофация ТОП) структурами.

Верхняя, надугольная, часть этих циклов сложена комплексом прибрежно-морских отложений. Как правило, они начинаются аргиллитами и алевролитами темно-серого, иногда почти черного цвета, с тонкой горизонтальной, горизонтальной волнистой, реже линзовидной слоистостью, часто подчеркнутой обугленным детритом, обрывками растений и листовой флорой хорошей сохранности (фация БПП; см. фиг. 4, *а, в, г*). Некоторые типы осадков данной фации содержат редкую солоноватоводную мелкую фауну и железисто-карбонатные конкреции. Менее характерны, но в верхних горизонтах формации обычны, песчано-алеврито-глинистые (фации БПГ, БПА и БПЗ) и карбонатные (фация БПК) осадки прибрежного мелководья бассейна, в том числе его заливов и лагун (см. фиг. 4, *г—е*). В сложении циклов принимают большое участие отложения открытого подвижного мелководья (макрофация БМ; см. фиг. 4, *а — д*). Это в основном песчаники, характеризующие участки подвижного мелководья (фация БМП; см. фиг. 4, *а — в, д*); сильно подвижного мелководья (бары, подводные валы, косы; фация БМБ; см. фиг. 4, *а, г*), сильно подвижного приустьевого мелководья (отложения центральной части подводной дельты; фация БМД; см. фиг.

4, *в*) и малоподвижного мелководья (фации БММ; см. фиг. 4, *б, в*). Для отложений подвижного мелководья, за исключением осадков фации БММ, характерны различные типы мелкой и крупной косой одно- и разнонаправленной слоистости без ритмической сортировки материала в пределах косых слойков.

К циклам этого типа относятся также те, в которых верхняя часть сложена комплексом отложений, содержащих осадки с признаками аридизации климата (макрофация БА; см. фиг. 4, *е*). Здесь обычно отсутствуют типичные почвенные образования фации ОПА; они замещаются пестроцветными и зеленовато-серыми аргиллитами и алевролитами с зеркалами скольжения и желвакообразными железисто-карбонатными конкрециями, часто напоминающими новообразования по корневым остаткам. Эти отложения указывают на условия прибрежного застойного, временами осушавшегося мелководья заливов и лагун с признаками аридизации климата (фация БАЗ). Выше они могут сменяться песчано-алеврито-глинистыми осадками прибрежного морского мелководья, в том числе заливов и лагун, как типичного гумидного климата (фация БПГ; см. фиг. 4, *е*; фация БПА, БПЗ и БПК), так и с признаками его аридизации (фации БАП и БАО).

В строении верхних частей циклов, как было показано выше, участвуют осадки всех прибрежно-морских фаций. Однако они никогда не встречаются в одном разрезе, и обычно в каждом отдельном цикле наблюдаются сочетания части из них. В тех случаях, когда циклы располагаются ближе к центру речной долины, в строении верхней части циклов преобладают осадки открытого подвижного мелководья (подводная дельта, бары, подводные валы и т. п.— макрофация БМ) при незначительном участии осадков других фаций (см. фиг. 4, *б, в*). Если же циклы характеризуют боковые участки речной долины, то при трансгрессии практически обязательно в разрезе появятся типичные осадки кровли угольных пластов (фация БПП, см. фиг. 4, *а, г*), а также осадки других фаций заливно-лагунного прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна (макрофация БП). В зависимости от этого и циклы могут заканчиваться соответствующими генетическими типами осадков.

Нередко циклы завершаются типичными озерными отложениями (см. фиг. 4, *в*), на которых в дальнейшем развиваются почвы и подпочвы фации ОПВ. В остальных случаях почвенные образования формируются из прибрежно-морских осадков (фация ОПП).

Аллювиально-прибрежно-морские циклы образуют три морфологические разновидности, хотя вторая и третья практически не отличимы от аналогичных разновидностей аллювиально-озерно-болотных циклов. При их выделении помогает анализ смежных разрезов, а также анализ строения аллювия самих циклов. Циклы данного типа участвуют в сложении разрезов третьей и четвертой подформаций центральной (Канско-Тасеевская впадина), юго-западной (Чулымо-Енисейская впадина) и северо-западной (Тегульдетская впадина) частей Ангаро-Чулымского прогиба. В глубь прогиба они замещаются аллювиально-озерно-болотными циклами, а в сторону открытой части эпиконтинентального морского бассейна — аллювиально-морскими и морскими циклами. Мощность аллювиально-прибрежно-морских циклов значительная и в среднем колеблется от 25 до 40—50 *м*.

Аллювиально-морские циклы. Циклы этого типа автором не были встречены при непосредственном описании юрских отложений в пределах Ангаро-Чулымского прогиба. Они не были обнаружены и при рассмотрении материалов опорного бурения по Белогорской и Тегульдетской скважинам. И только анализ первичной документации и материалов Ю. М. Шуменковой и А. К. Шилина (1961), А. А. Булынниковой и

В. С. Суркова (1962) по Максимоярской опорной скважине, расположенной уже за пределами, но вблизи северо-западной части прогиба, позволил выделить в разрезе верхней юры аллювиально-морской тип цикла, который имеет следующее строение (см. фиг. 4, *ж*).

Аллювиально-морской цикл начинается преимущественно мелкозернистым, участками среднезернистым русловым песчаником со слабо выраженной крупной косой выполаживающейся слоистостью (фация АРР). Русловый аллювий с едва выраженными следами размыва залегает на зеленых и темно-зеленых, слабоизвестковистых аргиллитах, участками алевритовых, с включениями фауны остракод *Origoilyocypris* aff. *fidis* Mand., *Cypridea* sp., *Darwinula* sp. sp., *Timiriasevia* sp. Этот комплекс признаков указывает на то, что накопление аргиллитов происходило в прибрежном мелководье эпиконтинентального морского бассейна, в том числе заливов и лагун (фация БПК). Вверх по разрезу русловые песчаники постепенно сменяются сильноизвестковистыми, алеврито-глинистыми мелкозернистыми песчаниками (5 *м*), относящимися к собственно морским отложениям фации БУТ. Они содержат скопления морской фауны пелеципод плохой сохранности — ядер и тонких раковин *Pseudomonotis* ex gr. *echinata, Pseudomonotis* sp., *Modiola* sp., *Tancredia* sp. (определения Г. Т. Пчелинцевой). Выше залегает мощная (до 18 *м*) толща мелкозернистых песчаников, участками слабоизвестковистых, напоминающих образования сильно подвижного мелководья (отложения подводных валов и баров; фация БМБ). Не исключено, что часть из них представляет собой осадки подводной дельты (фация БМД), поскольку отложения этих двух фаций являются смежными и непосредственно переходят друг в друга в разрезе и на площади. Примерно в средней части этой толщи залегает двухметровый пласт известково-глинистого мелкозернистого песчаника с фауной пелеципод, среди которых А. С. Турбиной и Н. И. Шульгиной определен *Preudomonotis* cf. *donetziana* Boriss. (фация БУТ). Цикл заканчивается толщей переслаивания, в которой чередуются темно-зеленые, темно-серые и почти черные аргиллиты, часто алевритовые, с тонкой горизонтальной слоистостью, и мелкозернистые песчаники, серые и темно-серые, слабоизвестковистые, с косоволнистой и горизонтальной волнистой слоистостью (фация БМП). Эти отложения являются наиболее мелководными и прибрежными образованиями, верхнюю часть которых, очевидно, можно принять за начало нового цикла осадконакопления, относящегося к прибрежно-морскому типу. Мощность данного цикла 33,5 *м*.

Описанный выше аллювиально-морской цикл не типичен для данного типа, отложения которого, несомненно, могут быть выражены по-разному, особенно в средней и верхней частях, что зависит от места их положения в конкретной палеогеографической схеме. Образование данного цикла происходило в центре периферической части устья речной долины, где не создавалось необходимых условий для накопления пойменных осадков и их заболачивания. Залегание собственно морских отложений непосредственно на русловом аллювии объясняется еще и тем, что в позднеюрское время произошло общее выравнивание прилегающей суши и даже при незначительных по амплитуде трансгрессиях морские воды глубоко проникали вдоль речных долин. Если бы можно было взять разрезы верхней половины средней и верхней юры в прибортовых участках речной долины (при наличии более густой сети буровых скважин в пределах Тегульдетской впадины), на русловом аллювии обнаруживались бы пойменные и озерно-болотные осадки, а возможно, и угольные пласты. Несомненно и то, что в этом случае прибрежно-морские и собственно морские осадки были бы представлены более разнообразно.

Аллювиально-морские циклы, как уже указывалось выше, развиты незначительно. В сторону более открытых частей эпиконтинентального морского бассейна они, очевидно, замещаются морскими циклами, а в глубь прогиба, т. е. по направлению к суше,— аллювиально-прибрежно-морскими циклами. Строение циклов этого типа может также нарушаться наложением эрозионных размывов, в зависимости от амплитуды которых выделяются три морфологические разновидности. Первая из них характеризуется отсутствием части прибрежно-морских и морских отложений, а две другие, по мере увеличения глубины размыва, в общем аналогичны второй и третьей разновидностям аллювиально-прибрежно-морских и аллювиально-озерно-болотных циклов. Вторую и третью разновидности аллювиально-морских циклов можно легко, так же как и аналогичные разновидности аллювиально-прибрежно-морских циклов, отличить от соответствующих разновидностей аллювиально-озерно-болотных циклов. Но этого практически нельзя сделать в аллювиально-морских и аллювиально-прибрежно-морских циклах, поскольку они имеют одинаковое строение своих нижних и средних частей. Мощность аллювиально-морских циклов, возможно, не превышает 40—50 *м*.

Морские типы циклов

В строении циклов третьей группы (фиг. 5) в основном участвуют прибрежно-морские (макрофации БП, БМ и БА) и собственно морские (макрофация БУ) отложения, и только в самой нижней части они сложены озерно-болотными (почвы и подпочвы — фации ОПП и ОПВ, очень редко ОПО) и болотными (макрофации ТП, ТОП, ТОУ, ТУ, ТВУ) образованиями. По набору литогенетических типов отложений выделяются циклы двух типов: прибрежно-морские (см. фиг 5, *а — м*) и морские (см. фиг. 5, *н, о*). Первые сложены почти исключительно прибрежно-морскими, а вторые прибрежно-морскими и собственно морскими отложениями, т. е. полной гаммой морских осадков. Здесь, так же как и в других группах циклов, в одном разрезе нельзя увидеть одновременно все типы морских отложений, а можно наблюдать лишь комплексы, представляющие собой в каждом отдельном случае сочетания ограниченной части их литогенетических типов.

Прибрежно-морские и морские циклы являются по существу верхними частями соответственно аллювиально-прибрежно-морских и аллювиально-морских циклов, отличаясь лишь другими почвенными образованиями (фация ОПП и ОПВ, реже ОПО, вместо фации ОПА) и преколлинитовой, коллинитовой и лейптинитовой структурой угольного вещества в прибрежно-морских и части аллювиально-морских циклах. В последних угольное вещество может иметь телинитовую и посттелинитовую структуры, если угольные пласты перекрываются собственно морскими отложениями, как это имеет место в Донбассе (Тимофеев, 1952).

Иногда в заключительную стадию формирования прибрежно-морских циклов перед последующим заболачиванием могут возникать озерные ландшафты (см. фиг. 5, *ж*), обусловливающие развитие разнообразных озерных водоемов.

Прибрежно-морские циклы (см. фиг. 5, *а — м*). Прибрежно-морские отложения в целом состоят из большого количества литогенетических типов (32) и их фаций (12), и, естественно, это сказывается на строении циклов данного типа. Они очень разнообразны по их набору, но в каждом отдельном случае весьма ограничены по числу литогенетических типов (не более 5—8 из 32, не считая почвенных образований и угольных пластов). Эти сочетания литогенетических типов могут за-

висеть от многих причин и прежде всего от местоположения того или иного цикла в палеогеографической схеме, конкретного распределения фаций в прибрежной зоне эпиконтинентального морского бассейна и от характера климата, который в случае даже незначительной аридизации может сказываться на алеврито-глинистых осадках заливно-лагунного прибрежного мелководья.

Каждый цикл, характеризующий гумидный тип осадконакопления (см. фиг. 5, *а — к*), обычно начинается подпочвами и собственно почвами. Они обладают хорошо выраженными структурными и текстурными признаками, возникшими в процессе длительного воздействия корневой системы в основном крупной древесной растительности, произраставшей на плоском побережье эпиконтинентального морского бассейна. В зависимости от того, на каких отложениях формируются почвенные образования — на прибрежно-морских или озерных — возникают преимущественно два типа почв и подпочв, соответственно относящихся к фациям ОПП (см. фиг. 5, *а, в, г, ж — к*) и ОПВ (см. фиг. 5, *б, д, е*). Выше они перекрываются угольными пластами то с преколлинитовой (макрофация ТОУ), то коллинитовой (макрофация ТУ), то лейптинитовой (макрофация ТВУ) структурой вещества.

Типичными отложениями кровли угольных пластов являются темно-серые и почти черные алевролиты и аргиллиты с тонкой горизонтальной и горизонтальной волнистой слоистостью, иногда содержащие мелкую солоноватоводную фауну и железисто-карбонатные конкреционные образования, которые накапливались на участках прибрежного мелководья заливов и лагун, непосредственно примыкавших к торфяным болотам (фация БПП; см. фиг. 5, *а, г, д, ж, и, к*). Часто в кровле угольных пластов могут оказываться алевролиты и аргиллиты с горизонтальной ритмической слоистостью, отвечающие фации БПГ (см. фиг. 5, *в, з*) или фации БПА. Они же нередко сопутствуют осадкам фации БПП (см. фиг. 5, *а, д*). Спутниками алевролитов и аргиллитов в зоне прибрежного заливно-лагунного мелководья могут быть глинисто-карбонатные осадки фации БПК, представленные в одних случаях только глинистыми известняками (см. фиг. 5, *г*), в других — исключительно аргиллитами и мелкозернистыми алевролитам с фауной (см. фиг. 5, *ж*). На северо-западе Канско-Тасеевской и в Тегульдетской впадинах в верхней половине разреза юры присутствуют прибрежно-морские циклы, которые большей частью сложены алеврито-глинистыми известковистыми карбонатными отложениями фации БПК (см. фиг. 5, *з — к*).

Однако в составе прибрежно-морских циклов более обычны песчаные и крупноалевритовые, иногда гравийные осадки зоны открытого подвижного мелководья эпиконтинентального морского бассейна (макрофация БМ). Они нередко слагают в циклах более половины разреза (см. фиг. 5, *б, в, д, е*). Здесь встречаются дельтовые песчаники с крупной косой, в основном разнонаправленной взаимосрезающейся сходящейся слоистостью (фация БМД; см. фиг. 5, *в, е*) и осадки аккумулятивных форм — бары, подводные валы, пересыпи и т. п. (фация БМБ; см. фиг. 5, *ж*). Характерны также алевролиты и песчаники, в основном средне- и мелкозернистые, с мелкой косой выполаживающейся и крупной перекрестноволнистой слоистостью, участками косо- и горизонтальной волнистой, которые часто преобладают в разрезе циклов (фация БМП; см. фиг. 5, *б, в, д, е*). Связующим звеном между заливно-лагунным прибрежным (макрофация БП) и открытым подвижным (макрофация БМ) мелководьем служат осадки тонкого, мелкого и крупного переслаивания аргиллитов, алевролитов и песчаников фации БММ (см. фиг. 5, *в, д, е, з*). Завершаются циклы самыми разнообразными осадками прибрежного заливно-лагунного и открыто-

го мелководья (см. фиг. 5, *а — е, з — к*), иногда озерного генезиса (см. фиг. 5, *ж*), верхние горизонты которых могут быть в дальнейшем вовлечены в процесс формирования почвенных образований последующих циклов осадконакопления.

Наряду с циклами гумидного типа встречаются и такие, которые частично (см. фиг. 5, *л, м*) или полностью сложены осадками прибрежного заливно-лагунного мелководья с признаками, указывающими на некоторую аридизацию климата. Они, как правило, ничинаются весьма своеобразными зеленовато-грязновато-серыми, часто пестроцветными аргиллитами и алевролитами с зеркалами скольжения и ветвисто-желвакообразными железисто-карбонатными конкрециями, напоминающими новообразования по корневым остаткам (фация БАЗ), которые, в частности, по мнению Л. Н. Ботвинкиной (1963), являются аналогами почвенных образований в условиях гумидного климата. Им же сопутствуют (см. фиг. 5, *л*) или заканчивают формирование циклов (см. фиг. 5, *л, м*) пестроцветные песчано-алеврито-глинистые осадки прибрежного заливно-лагунного мелководья (фация БАП). Не менее характерны аналогичные осадки открытого прибрежного мелководья с признаками аридизации климата (фация БАО). Нередко наблюдаются и такие циклы, в которых центральные части сложены песчаниками и алевролитами открытого прибрежного мелководья (макрофация БМ) и глинисто-карбонатными осадками (фация БПК) прибрежного заливно-лагунного мелководья (см. фиг. 5, *л*). Отложения фации БПП, т. е. кровли угольных пластов, в этих условиях не образуются, так же как и сами угольные пласты; эти циклы почти всегда безугольные.

Прибрежно-морские циклы из-за наложения последующих эрозионных размывов образуют две морфологические разновидности. Первая характеризуется отсутствием части прибрежно-морских отложений, а вторая — полным их исчезновением, в результате чего остаются только угольные пласты (если они присутствовали) и почвенные образования, иногда только последние или отложения, их фациально замещающие. Вторая разновидность легко отличается от аналогичной разновидности озерно-болотных циклов по разному генезису почв и подпочв, за исключением тех случаев, когда в прибрежно-морских циклах они были сформированы на озерных отложениях (см. фиг. 5, *б, д, е*). Циклы этого типа участвуют в строении третьей и четвертой подформаций центральной (северо-западная часть Канско-Тасеевской впадины), юго-западной (северные районы Чулымо-Енисейской впадины) и северо-западной (Тегульдетская впадина) частей Ангаро-Чулымского прогиба. Мощность циклов в среднем составляет 13—20 *м*, но в ряде случаев она может сокращаться до 8—10 *м* и увеличиваться до 30—40 *м*.

Морские циклы (см. фиг. 5, *н, о*). Характерная черта этих циклов — присутствие собственно морских отложений, т. е. тех, которые накапливались на наиболее удаленных от побережья участках эпиконтинентального морского бассейна (макрофация БУ). В этих циклах всегда в той или иной мере присутствуют прибрежно-морские отложения, часто залегающие выше угольных пластов и, как правило, заканчивающие циклы данного типа. Озерно-болотные (почвы — фация ОПП, редко ОПВ) и болотные (угольные пласты — макрофации ТП — ТВУ) отложения, особенно последние, не являются обязательными членами циклов, что зависит от конкретного положения цикла в палеогеографической схеме. Если трансгрессии проникают далеко в глубь болота, где формируются торфяники, то циклы будут угленосными, если же они захватывают периферические части болот, где могли протекать только почвообразовательные процессы, то циклы будут безугольными, но с фиксированными подпочвами. А если образование циклов будет

происходить где-то в прибрежной зоне морского бассейна, то возникнут собственно морские циклы без болотных и озерно-болотных отложений (см. фиг. 5, *н, о*).

Выше угольных пластов и почвенных образований, если они присутствуют, обычно залегают отложения заливно-лагунного прибрежного мелководья. В одних случаях это могут быть осадки полуизолированных прибрежно-мелководных участков бассейна фации БПП, в других — мелководные осадки различных частей прибрежной зоны (фации БПГ, БПА и БПЗ). Глинисто-карбонатные осадки фации БПК не являются исключением и часто служат связующим звеном с собственно морскими отложениями, занимающими центральную, как правило, бо́льшую часть разреза циклов. Собственно морские отложения представлены всего лишь двумя фациями. Обычно накоплению мергелей и известняков фации БУК предшествуют алевролиты, но чаще аргиллиты, то однородные, то с тонкой горизонтальной слоистостью, почти всегда в той или иной мере известковистые, иногда с мелкой морской фауной, карбонатными стяжениями и пиритом (фация БУТ; см. фиг. 5, *н*). Мергели и известняки фации БУК могут залегать в виде отдельных горизонтов, а также образовывать различные по размерам прослои и линзы (см. фиг. 5, *н*). Часто собственно морские отложения представлены только известковистыми алеврито-глинистыми осадками фации БУТ (см. фиг. 5, *о*). Циклы заканчиваются различными по генезису литогенетическими типами отложений. В одних случаях они могут подвергаться заболачиванию, а в других — самые прибрежные и мелководные из них будут служить началом последующих циклов (см. фиг. 5, *н, о*).

Наложенные эрозионные размывы здесь также порождают несколько морфологических разновидностей морских циклов. Первая из них характеризуется отсутствием верхних горизонтов типично морских отложений (фации БУТ и БУК). Если амплитуда увеличивается и из разреза циклов последние исчезают, то возникающие при этом разновидности не отличаются от разновидностей прибрежно-морских циклов. Морские циклы данного типа немногочисленны и встречены только в верхних горизонтах юрской угленосной формации на самом северо-западе Ангаро-Чулымского прогиба и непосредственно за его пределами, в Киселевской и Максимоярской впадинах. Мощность циклов различная и в среднем колеблется от 15 до 25—30 *м*.

Такова краткая характеристика девяти элементарных типов циклов, образующих три генетические группы. Ими и обусловливается все разнообразие строения различных частей разреза юрской аллювиально-озерно-морской угленосной формации в пределах Ангаро-Чулымского прогиба.

ЦИКЛИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗА

Как было показано выше, детальное литолого-фациальное изучение угленосных отложений Ангаро-Чулымского прогиба позволило выявить их резко полифациальное строение. Разрезы этих отложений в зависимости от времени и места положения в палеогеографической схеме прогиба представлены весьма большим количеством литогенетических типов отложений и генетических типов углей. Уже первые элементы синтеза материала привели к установлению в разрезе угленосной формации своеобразных, но закономерно построенных девяти типов комплексов отложений, которые в литогенетическом (генетическом) ряду составляют циклы, а в формационном ряду — обстановки осадконакопления (см. главу I).

После того как были выделены и описаны типы циклов и обстановки осадконакопления, естественно, возникла необходимость выяснить, как они располагаются в разрезе формации и на площади прогиба, как сочетаются друг с другом и что они могут дать для решения общих вопросов генезиса осадков угленосной формации и ее обособления в пределах Ангаро-Чулымского прогиба? Большинство этих вопросов рассматривается в последующих главах данной книги. Здесь же нас интересует только одно: имеет ли юрская аллювиально-озерно-морская угленосная формация Ангаро-Чулымского прогиба, как и все угленосные формации мира, четко выраженное циклическое строение разреза? На этот вопрос мы должны ответить вполне утвердительно.

В процессе формационного анализа изученных угленосных отложений было установлено, что все девять типов циклов и их морфологические разновидности располагаются в разрезе не беспорядочно, а, так же как и литогенетические типы отложений в циклах, чередуются в той или иной, но всегда вполне определенной последовательности. В конечном итоге в каждом регионе прогиба формировался разрез с соответствующим генетическим обликом, отражающим своеобразие направленности процесса осадко- и угленакопления.

Все это можно хорошо видеть в любом разрезе формации прогиба, некоторые разрезы которой изображены на фациальных профилях (см. главу III).

Здесь мы касаемся только самого факта циклического строения разреза, т. е. цикличности как таковой, и не рассматриваем распределение циклов в разрезе и на площади; это изложено в следующей главе.

Рассмотрим отдельные разрезы фациальных профилей. Так, на фиг. 9 в масштабе 1 : 100 дана выкопировка строения части разреза по скв. 819, расположенной в Ока-Удинской мульде Иркутской впадины (юго-западная окраина Черемховского месторождения углей). На этом разрезе не только отчетливо видны все детали литологического строения, но и показано, какие литогенетические типы отложений они слагают и каким фациям они отвечают. Прежде всего видно, что этот участок разреза сложен исключительно озерными, озерно-болотными (почвы и подпочвы) и болотными осадками. Можно также наблюдать, что чередуются не только литологические типы пород, но с еще большей последовательностью, при значительно лучшей упорядоченности, сменяются литогенетические типы отложений, образующие озерно-болотные комплексы, т. е. озерно-болотные циклы. На данном отрезке разреза выделены 15 полных циклов, которые относятся к одному генетическому типу, однако каждый из них обладает индивидуальными чертами. В качестве примера чередования озерно-болотных циклов можно взять также отрезок разреза угленосной формации Зима-Удинской мульды Иркутской впадины по скв. С-45 (см. фиг. 10). В связи с тем, что этот район располагается несколько ближе к устью Пра-Ангары и, следовательно, ближе к побережью эпиконтинентального морского бассейна, озерно-болотные циклы здесь, по сравнению со скв. 819 (см. фиг. 9), приобретают несколько иной облик. Они обладают повышенной мощностью и широким набором литологических типов пород и литогенетических типов отложений. Но как по скв. 819, так и по скв. С-45, озерно-болотные циклы располагаются в разрезе таким образом, что последующие циклы сменяют предыдущие, образуя чередование циклов, в результате чего разрез приобретает циклическое строение. Эти два примера характеризуют верхнюю половину черемховской свиты (вторая подформация) Иркутской впадины, где она сложена преимущественно озерными и озерно-болотными отложениями.

Циклическое строение разреза имеют и нижние горизонты черемховской свиты, представленные чередованием преимущественно аллювиально-озерно-болотных циклов и их морфологических разновидностей; часто в их разрезы вклиниваются озерно-болотные циклы, что создает участки чередования аллювиально-озерно-болотных и озерно-болотных циклов. Это, в частности, можно видеть на фациальных профилях всего разреза формации Иркутской впадины (см. фиг. 8—10) и нижней половины формации остальной части Ангаро-Чулымского прогиба (см. фиг. 12—16). В свою очередь те и другие типы несколько различаются в деталях, но в целом они также придают разрезу циклическое строение. Кроме того, в основании угленосной формации кое-где развиты пролювиально-озерно-болотные, делювиально-озерно-болотные и делювиально-пролювиальные циклы, которые не нарушают, а разнообразят циклическое строение угленосной формации.

В центральной, юго-западной и северо-западной частях Ангаро-Чулымского прогиба разрез изученной угленосной формации представлен более широкой гаммой литологических типов пород и литогенетических типов отложений. Здесь в верхних горизонтах разреза формации, помимо аллювиальных, озерных, озерно-болотных и болотных осадков, встречаются отложения эпиконтинентального морского бассейна, главным образом участков его прибрежного и открытого мелководья. На фигурах 12—16 по разрезам многих скважин видно, как в нижней части формации чередуются исключительно аллювиально-озерно-болотные и озерно-болотные циклы, а также их морфологические разновидности. Выше по разрезам местами появляются сперва отдельные аллювиально-прибрежно-морские, прибрежно-морские и, наконец, морские циклы, число которых, особенно вторых и третьих, постепенно увеличивается в северо-западном направлении, т. е. в сторону открытой части эпиконтинентального морского бассейна. Районы прибрежного мелководья этого бассейна в разрезе четвертой подформации в значительной мере сложены осадками, несущими признаки аридизации климата, что, несомненно, сказалось на составе соответствующих аллювиально-прибрежно-морских и прибрежно-морских циклов (см. фиг. 15, 16, 21).

Строение аллювиально-озерно-морской формации в целом на территории Ангаро-Чулымского прогиба показывает, что она состоит из чередования всех девяти типов элементарных циклов, которые придают ей четко выраженное циклическое строение. В свою очередь, в зависимости от места в палеогеографической схеме прогиба эти циклы образуют определенные и в то же время неодинаковые сочетания более крупного масштаба — мезоциклы, а последние — макроциклы. Макроциклы в первом случае состоят полностью из аллювиальных циклов, во втором — в нижней части преимущественно из аллювиально-озерно-болотных циклов или чаще из их морфологических разновидностей, а в верхней — из озерно-болотных циклов, в третьем случае — соответственно из аллювиально-озерно-болотных и озерно-болотных циклов, в четвертом — также соответственно из аллювиально-озерно-болотных, частично аллювиально-прибрежно-морских и прибрежно-морских циклов, в пятом случае — почти исключительно из прибрежно-морских циклов, здесь могут присутствовать также аллювиально-прибрежно-морские, озерно-болотные и морские циклы. Подобные сочетания могут быть и более разнообразными, но в каждом отдельном случае комбинации элементарных циклов отражают особенности строения макроцикла в том или ином регионе прогиба.

Мезоциклы занимают промежуточное положение между элементарными циклами и макроциклами. Они выделяются только в тех случаях, когда направленное формирование макроциклов нарушается изме-

нениями в палеогеографии и палеотектонике региона. Так, мезоциклы в разрезе макроциклов могут быть одинаковыми, например аллювиально-озерно-болотными, т. е. состоящими в нижней части из аллювиальных элементарных циклов, а в верхней — из озерно-болотных элементарных циклов. Они могут быть и различными: внизу мезоцикл аллювиальный, в средней части — аллювиально-озерно-болотный, вверху — аллювиально-прибрежно-морской. Здесь мезоциклы также могут образовывать и другие различные сочетания, отражающие трансгрессивный или регрессивный характер строения макроцикла. Элементарные циклы, мезоциклы и макроциклы, как увидим ниже, имеют различную протяженность. Первые прослеживаются на довольно ограниченных пространствах, вторые — в пределах отдельных частей прогиба, а макроциклы — по всей площади прогиба и отождествляются автором со свитами.

Таким образом, циклическое строение разреза юрской аллювиально-озерно-морской угленосной формации устанавливается повсеместно и является отражением сложного и определенно направленного процесса осадко- и угленакопления на территории Ангаро-Чулымского мезозойского прогиба.

Глава III

СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗА ЮРСКОЙ УГЛЕНОСНОЙ ФОРМАЦИИ АНГАРО-ЧУЛЫМСКОГО ПРОГИБА

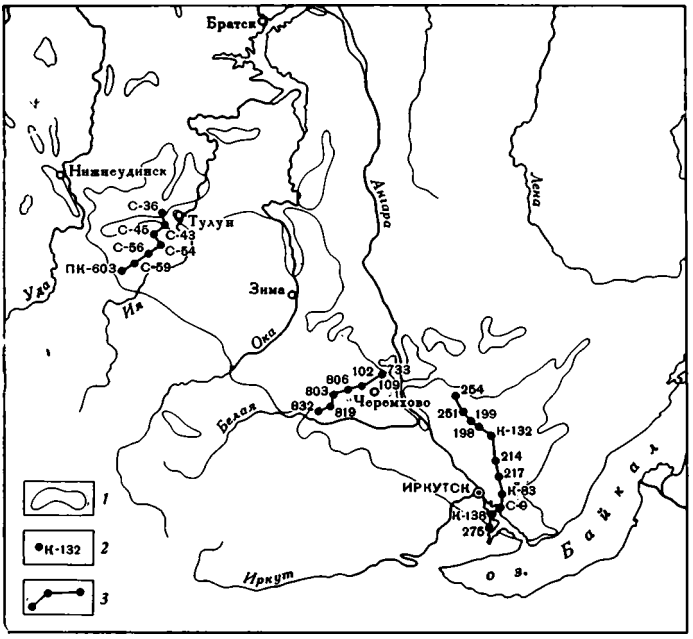
ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Юрская угленосная формация Ангаро-Чулымского прогиба, как было показано выше, сложена большим количеством литогенетических типов аллювиальных, делювиально-пролювиальных, озерных и озерно-болотных, болотных, сапропелевых и морских отложений. Все они, чередуясь в определенной последовательности, образуют континентальные, континентально-морские и морские циклы, распределение которых в разрезе и на площади необходимо ясно представить для последующего выяснения палеогеографических особенностей накопления осадков.

Юрская аллювиально-озерно-морская угленосная формация расчленяется на четыре макроцикла — подформации, отвечающие последовательно сменяющимся этапам ее образования и развития Ангаро-Чулымского прогиба. Эти подформации (снизу вверх) следующие: аллювиально-озерно-болотная слабоугленосная (I), аллювиально-озерно-болотная угленосная (II), аллювиально-озерно-прибрежно-морская слабоугленосная (III) и аллювиально-прибрежно-морская углисто-карбонатная (IV)[1].

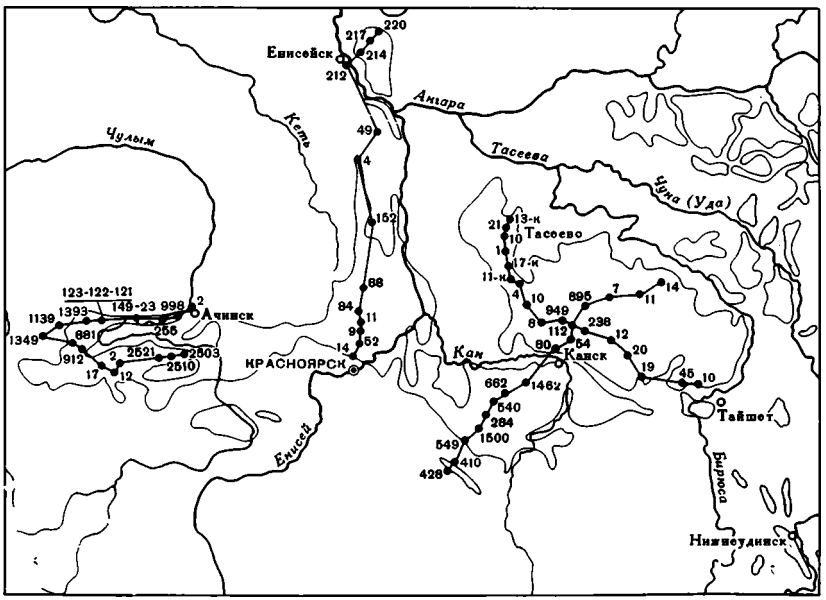
Макроциклы в зависимости от их положения в палеогеографической схеме прогиба могут подразделяться на мезоциклы. Такие мезоциклы, например, установлены в пределах аллювиально-дельтовой равнины (Рыбинская, Канско-Тасеевская, Чулымо-Енисейская и отчасти Тегульдетская впадины), где каждый последующий мезоцикл менее континентален, чем предыдущий. В свою очередь, нижние части мезоциклов сложены в основном морфологическими разновидностями аллювиально-озерно-болотных циклов, а верхние — озерно-болотными или прибрежно-морскими элементарными циклами. Среди отложений аллювиальных долин (Иркутская и Карабуло-Мурская впадины) макроциклы более или менее четко расчленяются только на нижнюю и верхнюю части. В составе нижней части преобладают в основном морфологические разновидности аллювиально-озерно-болотных циклов, а верхней — озерно-болотные циклы. В целом в формации снизу вверх по разрезу уменьшается роль аллювиальных и увеличивается количество озерных и озерно-болотных отложений; последние в третьей и четвертой

[1] В дальнейшем мы будем пользоваться как названиями подформаций, так и их порядковыми номерами.



Фиг. 6. Схема расположения фациальных профилей юрских угленосных отложений юго-восточной части Ангаро-Чулымского прогиба

1 — примерные контуры распространения юрских отложений; *2* — скважины и их номера; *3* — линии фациальных профилей



Фиг. 7. Схема расположения фациальных профилей юрских угленосных отложений центральной и юго-западной частей Ангаро-Чулымского прогиба

Условные обозначения см. на фиг. 6

подформациях в значительной мере замещаются в центре и на северо-западе прогиба прибрежно-морскими и частично морскими осадками эпиконтинентального морского бассейна.

Для иллюстрации строения формации, ее подформаций и отдельных угольных пластов было проанализировано около 300 разрезов юрских отложений, причем по каждому из них выделялись литогенетические типы и их фации. Эти разрезы использованы при составлении 72 фациальных профилей, из которых здесь приведены только 10 (см. фиг. 8—10, 12—16, 21, 22) [1]. Схемы их расположения даны на фиг. 6 и 7. Разрезы скважин, описанные автором, на профилях показаны в виде трех колонок: на первой приводятся литологические типы пород, на второй — литогенетические типы отложений, на третьей — фации; остальные разрезы имеют только две колонки — литологических типов, пород и фаций. На большинстве профилей (см. фиг. 8—10, 12—16, 22) в промежутках между разрезами скважин линиями показаны границы подформаций. Кроме того, автором составлены детальные фациальные профили угольного пласта Мощного Черемховского (см. фиг. 17, 18 [1]), Итатского, Березовского и Назаровского (см. фиг. 19, 20 [1]) месторождений, а также верхней части формации Итатского угольного месторождения с угольным пластом Мощным (см. фиг. 21). Они даны в более крупном масштабе, что позволило показать взаимоотношения фаций на площади.

Методика составления детальных фациальных профилей общеизвестна и неоднократно излагалась в многочисленных работах (Жемчужников, Яблоков и др., 1959—1960, и др.), в том числе в статьях и монографии автора по Туве (Тимофеев, 1954а, б, 1959, 1964). Составление мелкомасштабных профилей наталкивается на большие трудности: например, не всегда можно изобразить разрез в масштабе меньше чем 1 : 500, особенно если в его строении участвуют озерные отложения аллювиальной долины, что характерно для Иркутской впадины (см. фиг. 8—10). В этих случаях отдельные участки разрезов показаны в более крупном масштабе (см. фиг. 9, 10).

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ УГЛЕНОСНОЙ ФОРМАЦИИ

Чтобы ясно представить себе строение юрской аллювиально-озерно-морской угленосной формации на территории Ангаро-Чулымского прогиба, приводим описание ее разрезов по каждой подформации в отдельности. При этом мы уделяем основное внимание распределению в разрезе и на площади различных циклов осадконакопления, анализу характера и особенностей их строения, одновременно отмечая детали строения и состава литогенетических типов отложений, а также подчеркивая их соотношение со смежными типами. Кроме того, мы даем детальную характеристику строения основных угольных пластов некоторых районов Иркутского и Канско-Ачинского угольных бассейнов.

Описание разрезов по каждой подформации ведется с юго-востока и северо-востока на северо-запад и запад, т. е. от внутренних частей прогиба по направлению к эпиконтинентальному морскому бассейну, который периодически и с различной интенсивностью ингрессировал со стороны Западно-Сибирской эпипалеозойской платформы.

---

[1] Фиг. 8—10, 12—22— в «Приложении» (см. отдельную папку).

Аллювиально-озерно-болотная слабоугленосная подформация

Первая, аллювиально-озерно-болотная слабоугленосная, подформация, представляющая собой нижнюю часть всей формации, повсеместно с эрозионным размывом залегает на различных горизонтах более древних пород. В стратиграфическом отношении она отвечает: на юго- и северо-западе прогиба — макаровской свите (по Чулымской опорной скважине — макаровская + омская свиты), в центре его — переясловской свите, на юго-востоке — низам черемховской свиты и на северо-востоке прогиба — карабулинской свите и ее возрастным аналогам. Мощность ее сильно изменчива и во многом зависит от степени расчлененности доюрского рельефа, палеогеографических и палеотектонических условий накопления осадков. Поэтому нижние горизонты первой подформации имеют неустойчивое распространение, иногда выклиниваются. На некоторых возвышенностях доюрского рельефа [1], таких, как Харат-Ользонской, Черемхово-Тагнинской, Панушинской, Южно-Енисейской, Северо-Енисейской, возможно, и в других местах прогиба ее отложения отсутствуют.

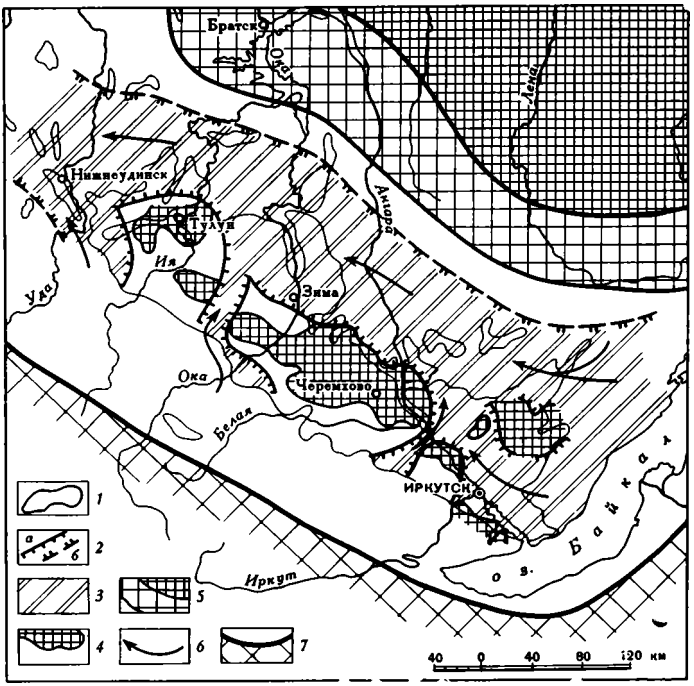
На юго-востоке прогиба (фиг. 8—10) первая подформация представлена в основном грубообломочными породами — валунными и галечными конгломератами, а также (хотя и в значительно меньшей мере) гравелитами и песчаниками. Алевролиты и аргиллиты менее характерны и встречаются в основном у подножий доюрского рельефа. Отложения данной подформации распространены преимущественно в долине Пра-Ангары, которая располагалась в понижении доюрского рельефа. Они прослеживаются вдоль северо-восточной окраины Иркутской впадины, отдельными языками подходят к Восточному Саяну, отвечая левым притокам Пра-Ангары (фиг. 11), и известны в междуречьях Иркута и Белой, Оки и Ии, Ии и Уды.

В истоках р. Ангары и на побережье Байкала разрез подформации сложен валунными и галечными конгломератами, характеризующими отложения руслового аллювия горной реки. Они образуют слабо выраженные (из-за грубости материала) циклы, относящиеся к третьей разновидности аллювиально-озерных циклов. В районе Иркутска и севернее его (см. фиг. 6) основная роль в строении разреза принадлежит галечным конгломератам; валунные конгломераты практически исчезают, появляются прослои разнозернистых гравелитов и песчаников. Одновременно более четко проявляются циклы и становится лучше выраженной крупная косая однонаправленная слоистость, подчеркнутая едва заметной ритмической сортировкой галек; она еще более заметна на тех участках, где в повышенном количестве примешивается гравийно-песчаный материал.

По мере движения на северо-запад (см. фиг. 9 и 10) конгломераты руслового аллювия становятся более мелкогалечниковыми и лучше сортированными. Среди них уже в большем количестве встречаются горизонты гравелитов и песчаников, а также отдельные прослои алевролитов и аргиллитов; возможны отдельные линзы гумусовых и сапропелевых углей, часто очень засоренных минеральной примесью. В этом же направлении уменьшается общая мощность конгломератов, которые на северо-западе Иркутской впадины не являются столь характерной принадлежностью разреза первой подформации. Они встречаются, как правило, в основании аллювиальных циклов и характеризуют лишь стрежневую часть русла Пра-Ангары, превратившейся здесь, на значительном удалении от области сноса, в горно-равнинную реку.

---

[1] Расположение возвышенных участков доюрского рельефа и их названия приведены на фиг. 28.



Фиг. 11. Схематическая карта распределения базальных конгломератов в пределах Иркутской впадины (юго-восток Ангаро-Чулымского прогиба)

1 — примерные контуры распространения юрских отложений; *2* — границы распространения базальных конгломератов: *а* — установленные, *б* — предполагаемые; *3* — примерная площадь развития базальных конгломератов; *4* — возвышенности доюрского рельефа юго-восточной части прогиба; *5* — Верхнеленская древняя возвышенность; *6* — основные направления выноса обломочного материала; *7* — юго-западная и южная границы Ангаро-Чулымского мезозойского прогиба

У подножий, на склонах и в понижениях возвышенностей доюрского рельефа почти повсеместно развиты делювиальные и пролювиальные отложения, представленные щебенчатыми конгломератами, плохо отсортированными гравелитами и песчаниками, а также алевролитами и аргиллитами с включениями разнообразных по составу и размеру остроугольных обломков пород. Они образуют делювиально-пролювиальные, делювиально-озерно-болотные и пролювиально-озерно-болотные циклы. К двум последним очень часто бывают приурочены невыдержанные горизонты, линзы маломощных угольных пластов гумусовой или сапропелевой природы. Циклы этих типов не только начинают разрезы подформации, но иногда, особенно у подножий возвышенностей, вклиниваются в отдельные их участки, и их отложения фациально сопрягаются с русловым и пойменным аллювием. Мощность отложений первой подформации на юго-востоке прогиба колеблется от нуля до 30—50 *м*, и, очевидно, в истоках р. Ангары и на побережье Байкала возрастает до 100 *м*.

На северо-востоке прогиба, как в Среднеангарско-Катангской, так и Карабуло-Мурской впадинах, юрские отложения изучены очень слабо, особенно в литолого-фациальном отношении. По описаниям Н. Н. Тазихина (1959а—в, 1961), М. М. Одинцова (1963; Одинцов, Одинцова и др., 1961), С. Ф. Павлова (1963), М. М. Одинцовой (1963) и некоторых других геологов можно получить лишь самое общее представление о характере их литологического состава и строения. Бо́льшая часть

этих отложений — аллювиального генезиса, в значительно меньшей мере — озерного и озерно-болотного, а остальные отложения имеют несомненный делювиально-пролювиальный облик.

В пределах Среднеангарско-Катангской впадины, на самом ее северо-востоке, в Тэтэрэвском районе (верховье р. Тэтэрэ) к разрезу первой подформации автором отнесена бо́льшая часть накорской свиты, которая в низах (до 70 *м*) представлена чередованием конгломератов и песчаников, причем последние преобладают, а первые имеют неустойчивое распространение. В верхней части (40 *м*) разрез сложен песчаниками с прослоями конгломератов (в основании), алевролитов, аргиллитов и линз углей. В некоторых районах несколько увеличивается роль алеврито-глинистых отложений. Не исключено, что многие горизонты и линзы конгломератов являются не чем иным, как гравелитами и в меньшей мере крупнозернистыми песчаниками, обогащенными на 25—35% галечным материалом. В конгломератах встречаются крупные гальки и отдельные валуны, особенно в низах разреза, а в целом в их составе «существенно преобладают экзотические породы» (Тазихин, 1961, стр. 94), т. е. не местные, а принесенные издалека обломки пород, причем хорошо окатанные. Несколько юго-западнее, в Чулаканской мульде, разрез состоит из рыхлых песков и суглинков «с редкой хорошо окатанной галькой, преимущественно кварцевого состава» (Павлов, 1963, стр. 49). Сходный разрез имеет Чульская мульда, заполненная рыхлыми песчано-галечными отложениями, песчаниками, конгломератами и глинами, общей мощностью до 40 *м*.

Юго-западнее, на правобережье среднего течения р. Ангары, в Поливской мульде разрез первой подформации имеет также аллювиальный, в основном русловый генезис. Он начинается толщей переслаивания (до 20 *м*) конгломератов, слабо сцементированных алеврито-песчаным материалом, и разнозернистых полимиктовых песков и песчаников с включениями разнообразной хорошо окатанной гальки. Прослои конгломератов состоят преимущественно из мелких и хорошо окатанных галек порфирового, кварцевого и кремневого состава. Иногда среди них встречаются более крупные гальки и отдельные валуны. Верхняя часть разреза (25 *м*) сложена мелкогалечными конгломератами; их гальки также хорошо окатаны и представлены порфиритами, кварцевыми порфирами, кварцитами, кварцем и кремнем, материнские породы которых находились в области Северо-Байкальского нагорья.

В северном направлении конгломераты исчезают и фациально замещаются средне- и мелкозернистыми песками и песчаниками, содержащими прослои темно-серых, иногда буроватых аргиллитов и глин, напоминающих озерно-пойменные и почвенные образования. Отдельные прослои песчаников по-прежнему содержат включения хорошо окатанных галек кварцевого, кварцитового и другого состава. На водоразделе рек Полива и Копаева, по данным С. Ф. Павлова (1963), в разрезе резко преобладают глины, включающие редкую гальку и мелкие остроугольные обломки аргиллитов; по генезису они напоминают делювиально-пролювиальные отложения. В верховье р. Чадобец вновь появляются аллювиальные гравелиты и песчаники с отдельными прослоями и линзами конгломератов. Более грубые и плохо отсортированные осадки, состоящие из конгломератов, галечников, гравелитов и разнозернистых песков (до 30—35 *м*), известны северо-западнее, уже за пределами прогиба, в междуречье Чуни и Подкаменной Тунгуски. Они также аллювиальные, но относятся к районам более верхнего течения бассейна Пра-Тунгуски, следы истоков которой находим у подножия гор Путорана.

Еще далее на юго-запад прогиба, на левобережье р. Ангары, происходит общее уменьшение размерности пород. Так, на водоразделе

рек Парта и Едорма и в Тушамской мульде первая подформация характеризуется в целом песчано-алеврито-глинистым составом с прослоями и линзами углей. Среди песчаников встречаются мелко- и среднезернистые разности; они обладают крупной косой однонаправленной слоистостью, которая указывает на их русловый генезис. Алевролиты, аргиллиты и глины накапливались на пойме, в том числе в старицах и вторичных водоемах, которые временами подвергались заболачиванию с последующим образованием невыдержанных горизонтов углей. Южнее, в Эдучанской мульде, С. Ф. Павловым (1963) описан разрез (мощностью до 43 *м*), полностью представленный чередованием разнообразных глин — серых жирных, черных пластичных, серых алеврито-песчаных, желтых вязких, темно-серых и буроватых. По его мнению, эти глины имеют озерно-пойменное происхождение.

В Карабуло-Мурской впадине к первой подформации относятся отложения карабулинской свиты (мощностью до 100 *м*), представленные конгломератами (в основании), разнозернистыми гравелитами и песчаниками, алевролитами, аргиллитами и тонкими прослоями сажистых углей. Гравелиты и песчаники обладают то хорошо, то плохо выраженной крупной косой однонаправленной слоистостью, подчеркнутой ритмической сортировкой зерен, что указывает на их русловый генезис. Алевролиты и аргиллиты с горизонтальной и горизонтальной волнистой слоистостью накапливались на пойме, в ее старицах и вторичных водоемах. Угли отражают этапы их кратковременного и неустойчивого заболачивания. В пределах впадины разрез подформации сильно изменчив; увеличивается количество то грубого, то тонкого материала, то появляются многочисленные невыдержанные прослойки углей, то они исчезают и замещаются алевролитами и аргиллитами. Однако в целом генезис этих отложений остается постоянным; происходят лишь изменения в распределении отдельных литогенетических типов отложений на площади.

Следовательно, разрез первой подформации на северо-востоке прогиба имеет весьма сложное, но вполне определенное строение и во многом сходен с разрезом Иркутской впадины. В юго-западном направлении в целом уменьшается размерность отложений и появляются их нижележащие горизонты, которых нет на границе с Вилюйским прогибом (Тазихин, 1961; см. фиг. 63). Сильно расчлененный доюрский рельеф, несомненно, во многом определял характер образования и распределения на площади циклов осадконакопления. Так, у возвышенностей доюрского рельефа и у бортов прогиба осадки формировали делювиально-пролювиальные, пролювиально-озерно-болотные и делювиально-озерно-болотные циклы и их разновидности. Преобладали аллювиально-озерно-болотные и озерно-болотные циклы, причем к границе прогиба увеличивалось количество аллювиальных циклов, т. е. циклов третьей разновидности аллювиально-озерно-болотных циклов. Мощность подформации на северо-востоке прогиба весьма изменчива и зависит от доюрского рельефа и современного эрозионного среза. Она колеблется от нуля до 100—120 *м*.

В центральной части прогиба (фиг. 12—14) отложения первой подформации, отвечающие переясловской свите, известны в Канско-Тасеевской и Рыбинской впадинах и вдоль восточного борта Тегульдетской впадины. Здесь уже, особенно на восточном борту последней впадины, разрез приобретает отчетливое двучленное строение. Нижняя часть сложена аллювиальными и аллювиально-озерно-болотными циклами, а верхняя — озерно-болотными циклами и в редких случаях присутствуют маломощные аллювиально-озерно-болотные циклы.

В Рыбинской впадине (см. фиг. 12) разрез нижней части подформации (макроцикла) состоит из одного или нескольких аллювиаль-

ных и аллювиально-озерно-болотных циклов, иногда содержащих маломощные прослои угля. Русловый аллювий представлен крупно-, средне- и мелкозернистыми песчаниками и крупнозернистыми гравелитами с хорошо выраженной крупной косой однонаправленной слоистостью, подчеркнутой ритмической сортировкой зерен. На самом юго-западе, в Саяно-Партизанской мульде, в строении руслового аллювия двух нижних циклов принимают участие мелкогалечные конгломераты, а пойменные отложения оказываются весьма редуцированными. В более типичном виде русловый аллювий присутствует в нижних циклах Бородинской мульды. Здесь он сложен исключительно хорошо отсортированными песчаниками с четко выраженной ритмической сортировкой материала в пределах каждого косого слойка. Кроме того, среди пойменных отложений развиты осадки стариц и вторичных водоемов. Верхняя часть подформации имеет довольно однообразное строение и состоит из озерно-болотных циклов.

В Саяно-Партизанской мульде бо́льшая часть этих циклов угленосна, хотя только один из нижних, пласт Рыбный, достигает рабочей мощности (до 3 *м*). В сторону Балайской и Бородинской мульд число угленосных озерно-болотных циклов резко уменьшается; циклы приобретают повышенную мощность за счет появления в их разрезе песчаников, характеризующих аккумулятивные формы озерных водоемов. Среди изученных разрезов в Рыбинской впадине не обнаружено делювиально-пролювиальных отложений, хотя, особенно в Саяно-Партизанской мульде, они вполне вероятны. Мощность разреза первой подформации в Рыбинской впадине колеблется от 100 до 180 *м*.

В Канско-Тасеевской впадине (см. фиг. 12, 13) доюрский рельеф имеет весьма сложное строение, и это очень резко сказывается на распределении аллювиальных отложений. На наиболее пониженных участках рельефа, которые служили ложем долин древних рек, разрез нижней части первой подформации сложен одним или несколькими аллювиальными и аллювиально-озерно-болотными циклами. Аллювий руслового генезиса хорошо прослеживается северо-восточнее и юго-западнее полосы доюрских возвышенностей — Урало-Ключевской, Соколовской и Тайнинской. Это типичный равнинный аллювий, представленный песчаниками с хорошо выраженной крупной косой однонаправленной слоистостью и ритмической сортировкой материала, хотя на нем иногда и сказывается близкое присутствие возвышенностей, с которых в небольших количествах поступал хуже отсортированный материал; гравийный и особенно галечный материал составляет исключение. Относительно широкое развитие здесь имеют пойменные отложения, как прирусловой части поймы, так и ее внутренних участков — стариц и вторичных водоемов. На северо-западе впадины, на Панушинской возвышенности, отсутствуют отложения не только нижней, но и верхней частей подформации. На остальных возвышенностях, а также на их склонах и у подножий развиты делювиально-пролювиальные отложения, мощность которых на отдельных участках достигает 15—20 *м*. Верхняя часть данной подформации состоит из озерно-болотных, большей частью безугольных циклов. Только на Урало-Ключевской доюрской возвышенности угленакопление получило локальное развитие, в результате которого возникло два угольных пласта мощностью 2 и 7,5 *м*, имеющих промышленное значение (Урало-Ключевское угольное месторождение). Общая мощность разреза подформации в зависимости от доюрского рельефа и современного эрозионного среза изменяется от нуля до 90 *м*.

На восточном и юго-восточном бортах Тегульдетской впадины (см. фиг. 14) первая подформация изучена слабо, и ее разрезы известны только в районе Красноярска на левом (Кубековское, Бадалыкское, Коркинское месторождения углей) и правом (Березовское месторож-

дение углей) берегах Енисея, в районе с. Емельянова, в Миндерлыкском и Сухобумузинском районах. Нижняя часть разреза подформации сложена двумя или тремя аллювиальными и аллювиально-озерно-болотными циклами. Русловый аллювий в них представлен преимущественно песчаниками с включениями гравийно-галечного материала в основании, а также иногда частично гравелитами и мелкогалечными конгломератами. Для него характерна крупная косая однонаправленная слоистость и ритмическая сортировка материала в пределах каждого косого слойка. Обычно всегда присутствует пойменный аллювий, как прирусловой части поймы, так и ее внутренних водоемов.

Верхняя часть разреза представлена озерно-болотными слабоугленосными циклами, в которых мощность угольных пластов не превышает 0,6—0,8 *м*. Они имеют, как правило, локальное распространение. Севернее, в Миндерлыкском районе, верхний угольный пласт состоит из чередования углей, углистых аргиллитов, аргиллитов и алевролитов. Озерно-болотные циклы здесь, по сравнению с Иркутской впадиной, имеют повышенную мощность за счет увеличения мощности отложений каждого литогенетического типа. Кроме того, в их строении участвуют горизонты крупнозернистых алевролитов и мелкозернистых песчаников, представляющие собой осадки аккумулятивных форм озерных водоемов (фация ОВМ). Еще севернее, в Большемуртинском районе, разрез подформации имеет сходное строение, но среди его отложений меньше встречается включений галечного материала и совершенно отсутствуют прослои конгломератов. Далее на север, в Казачинском районе, отложения подформации не накапливались, поскольку этот район в нижнеюрское время, возможно, представлял собой западный склон Южно-Енисейской доюрской возвышенности. Они отсутствуют и в Зырянской мульде. Мощность разреза подформации на юго-восточном и восточном бортах Тегульдетской впадины, очевидно, не превышает 100—110 *м*, хотя есть сомнительные указания на ее увеличение до 320 *м*.

На юго-западе прогиба (фиг. 15, 16) первая подформация соответствует макаровской свите, и ее разрез также отчетливо подразделяется на нижнюю и верхнюю части. Нижняя часть подформации сложена двумя-тремя аллювиальными и аллювиально-озерно-болотными циклами. Русловый аллювий представлен средне- и крупнозернистыми разнозернистыми песчаниками с крупной косой однонаправленной слоистостью, подчеркнутой ритмической сортировкой материала. Реже в их строении участвуют гравелиты, которые, как и песчаники, иногда содержат в нижней части включения мелких галек. Мелкогалечные конгломераты также не характерны, хотя и встречаются в виде маломощных горизонтов и отдельных прослоев. В районах, прилегающих к Мариинской и Аргинской возвышенностям доюрского рельефа, разрез начинается чаще всего делювиально-озерно-болотным или пролювиально-озерно-болотным циклом. Верхняя часть подформации повсеместно представлена озерно-болотными угленосными и безугольными циклами, общее количество которых и угленосность уменьшаются в южном направлении. Так, если угленосность разреза Итатской мульды составляет более 16%, то по мере движения на юг, в сторону древней суши, она сокращается сперва до 8% в Березовской мульде, а затем до 4% в Балахтинской мульде. Угольные пласты большей частью представлены гелинитами как с телинитовой, так и коллинитовой структурой органического вещества. На Итатском и Березовском месторождениях в строении угольных пластов принимают участие (до 15—20%) гелифюзиниты, которые приурочены к окраинным частям торфяных болот. В Ампалыкской мульде, расположенной в отрогах Кузнецкого Алатау, осадки первой подформации не накапливались. Общая мощность разреза на юго-западе прогиба колеблется от нуля до 120—150 *м*.

На северо-западе прогиба разрез первой подформации установлен по Белогорской и Чулымской опорным скважинам, где он также отвечает макаровской свите, а во втором случае — еще и омской свите. По Белогорской скважине нижняя часть подформации сложена аллювиальными и аллювиально-озерно-болотными безугольными циклами. Русловый аллювий в нижних циклах представлен крупно- и среднезернистыми гравийными песчаниками, обогащенными в основании крупными гравийными зернами и мелкими гальками. Широкое развитие в верхних аллювиально-озерно-болотных циклах имеют пойменные отложения. Верхняя часть разреза подформации представлена озерно-болотными циклами, отражающими осадконакопление в крупных озерных водоемах аллювиально-дельтовой равнины и содержит несколько угольных пластов. К одному из циклов приурочен 4-метровый пласт глинистого угля, остальные пласты маломощные и представлены углистыми аргиллитами; иногда присутствуют только почвенные образования. Здесь угленосность, по сравнению с разрезом Итатской мульды, уменьшается в 8 раз и составляет всего лишь около 2%.

Далее не север (Чулымская опорная скважина) разрез подформации становится практически безугольным, и происходит общее уменьшение размерности пород. В нижней части он сложен двумя циклами, из которых нижний — аллювиальный, а верхний — аллювиально-озерно-болотный.

В остальной части разрез состоит скорее всего из озерно-болотных циклов, содержащих тонкие невыдержанные прослои глинистых углей и углистых аргиллитов. Вполне очевидно, что в северном направлении они исчезают. Общая мощность разреза подформации на северо-западе прогиба колеблется от 180 до 258 *м*. Не исключено, что на возвышенностях доюрского рельефа она может быть меньше.

Таким образом, из краткого описания распределения литогенетических типов и циклов осадконакопления в разрезе и на площади распространения первой подформации видна определенная закономерность в ее строении. На северо-востоке и юго-востоке прогиба разрез сложен исключительно аллювиальными и в какой-то мере делювиально-озерно-болотными, пролювиально-озерно-болотными и делювиально-пролювиальными циклами. В ряде случаев, особенно на участках, наиболее удаленных от древней суши, или в прибортовых частях, встречаются также аллювиально-озерно-болотные, как правило, безугольные циклы. В центральной части прогиба, являющейся продолжением двух предыдущих в западном направлении, разрез подформации приобретает двучленное строение. В нижней части он сложен аллювиальными и аллювиально-озерно-болотными, иногда делювиально-озерно-болотными и пролювиально-озерно-болотными циклами, а в верхней — озерно-болотными, в основном угленосными циклами. Аналогичное строение подформация имеет и на юго-западе прогиба. На северо-западе прогиба разрез практически становится неугленосным и в основном сложен предположительно озерно-болотными циклами. Если в центре и на юго-западе прогиба нижняя часть подформации составляет приблизительно половину ее разреза, а иногда и больше, то на северо-западе прогиба — примерно пятую часть.

Литологический состав осадков также не остается постоянным. На северо- и юго-востоке прогиба конгломераты и гравелиты составляют существенную часть разреза подформации, по мере же движения на северо-запад происходит постепенное уменьшение размерности пород и улучшение их сортировки. Аналогичная закономерность характерна для юго-запада прогиба, где более грубый материал Балахтинской мульды в северном направлении замещается песчано-алеврито-глинистыми осадками. Наиболее угленасыщенными являются разрезы центральной и

юго-западной частей прогиба, причем именно те участки, которые приурочены в основном к возвышенностям доюрского рельефа.

Первая подформация в целом отвечает одному крупному циклу — макроциклу осадко- и угленакопления. На юго-востоке и, очевидно, на севере-востоке прогиба он преимущественно состоит из аллювиальных и неполных аллювиально-озерно-болотных, изредка угленосных циклов, которые на остальной части прогиба концентрируются только в нижней части подформации. Верхняя же часть сложена в основном как угленосными, так и безугольными озерно-болотными циклами, относительное количество которых достигает максимума на северо-западе прогиба; одновременно увеличивается мощность озерно-болотных циклов. Общая мощность макроцикла изменяется от нуля до 150—258 *м*, а по некоторым, менее достоверным, данным — до 320 *м*.

Аллювиально-озерно-болотная угленосная подформация

Вторая, аллювиально-озерно-болотная угленосная, подформация известна почти на всей площади современного распространения юрских отложений. Исключение составляют Панушинская и Северо-Енисейская (с Зырянской мульдой на ее юго-западе) возвышенности доюрского рельефа, где ее осадки не накапливались. На ряде древних возвышенностей — Харат-Ользонской, Дабатской, Ангарской, Черемхово-Тагнинской, Кирейской, Тулунской и Мариинской (с Ампалыкской и другими мелкими мульдами) — отсутствуют нижние горизонты подформации. Ее отложения повсеместно с эрозионным размывом залегают на различных горизонтах первой подформации, а там, где последние отсутствуют — на более древних породах, образующих ложе прогиба. В стратиграфическом отношении отложения второй подформации относятся к нижней половине средней юры и в отдельных частях прогиба отвечают: на юго-востоке — средней и верхней частям черемховской свиты, на северо-востоке — мурской, зелендинской свитам, верхам накорской свиты и их возрастным аналогам, в центре — рыбинской свите, на юго- и северо-западе — итатской свите.

На юго-востоке прогиба (см. фиг. 8—10) данная подформация сложена аллювиальными, озерными, озерно-болотными, болотными и частично делювиально-пролювиальными отложениями. Она довольно отчетливо подразделяется на две части: нижнюю — безугольную и верхнюю — угленосную. Исключением являются районы, располагающиеся юго-восточнее, восточнее и северо-восточнее Иркутска и особенно истоки р. Ангары и побережья Байкала, где разрез подформации полностью безугольный.

На побережье Байкала вторая подформация целиком сложена разногалечными конгломератами, которые, хотя и с трудом, но могут быть подразделены на аллювиальные циклы весьма разнородного строения, с невыдержанным разрезом на площади. О косой слоистости аллювиального типа скорее можно догадываться; в более или менее отчетливом виде она проявляется только в прослоях и линзах разнозернистых гравелитов и крупнозернистых песчаников, которыми обычно заканчивается верхняя часть некоторых циклов. В истоках р. Ангары число прослоев гравелитов и песчаников несколько увеличивается, однако в разрезе по-прежнему преобладают конгломераты.

По направлению к Иркутску разрез второй подформации постепенно как бы разделяется на две части — нижнюю и верхнюю (см. фиг. 8). В нижней части преобладают конгломераты и гравелиты аллювиальных циклов, а верхняя представлена чередованием аллювиально-озерно-болотных и озерно-болотных безугольных или слабоугольных циклов,

причем первые составляют ее бо́льшую часть. Русловый аллювий здесь представлен мелкозернистыми гравелитами и крупнозернистыми песчаниками с довольно хорошо выраженной крупной косой однонаправленной слоистостью и ритмической сортировкой материала. Пойменный аллювий сильно редуцирован и образован, как правило, мелкозернистыми песчаниками, реже алевролитами.

Далее на северо-запад (см. фиг. 9, 10) на большой площади верхняя часть подформации сложена озерно-болотными, преимущественно в той или иной мере угленосными циклами, и только в Присаянье среди них встречаются одиночные аллювиально-озерно-болотные циклы. Озерно-болотные циклы имеют небольшую (5—8 *м*) мощность и довольно однообразное строение. Среди их отложений преобладают осадки зарастающих озерных водоемов (типы ОЗП-1, ОЗП-2, ОЗЗ-1, ОЗЗ-2) и их полуизолированных прибрежных частей (типы ОВП-1, ОВП-2); осадки открытого мелководья озерных водоемов (типы ОВМ-1, ОВМ-2 и ОВМ-3) имеют ограниченное распространение, хотя их количество увеличивается в северо-западном направлении. Одна из характерных черт развитых здесь озерных водоемов состоит в том, что они представлены довольно грубым, в основном алеврито-песчаным плохо отсортированным материалом с большим количеством обугленных растительных остатков, детрита и нарушенных текстур. Последние свидетельствуют о неустойчивых, часто меняющихся условиях накопления осадков. Мощность отложений данной подформации на юго-востоке прогиба колеблется от 100—120 до 300—320 *м*.

В разрезе второй подформации отмечается наибольшая угленосность, которая сосредоточена в центральной части макроцикла при смене аллювиальных циклов озерно-болотными; иногда она несколько поднимается вверх по разрезу. Все известные промышленные месторождения углей Иркутского бассейна находятся в районах возвышенностей доюрского рельефа, которые на фоне общего погружения прогиба опускались более медленно, т. е. испытывали относительные поднятия. Так, Черемховское месторождение располагается на северо-восточном склоне и юго-восточном окончании Черемхово-Тагнинской возвышенности. Новометелкинское — на ее юго-западном борту, Тыреть-Зиминское — на ее северо-западном склоне. Разведанное Азейское месторождение углей, имеющее промышленное значение, прилегает к Тулунской возвышенности. Серия месторождений угля Заангарья связана с Кармагайской и Харат-Ользонской возвышенностями.

Угли юго-востока прогиба, т. е. Иркутского угольного бассейна, изучены относительно хорошо, хотя и не так детально в генетическом отношении, как это сделано автором для ряда угольных месторождений этого бассейна. Наибольший интерес представляет Черемховское месторождение (фиг. 17, 18), которое разрабатывается многими карьерами и шахтами. Угольный пласт Мощный имеет здесь сложное строение, но состоит практически только из гелинитовых углей при незначительном участии сапропелевых углей. На участках, которые расположены ближе к внутренним районам Черемхово-Тагнинской возвышенности (шахты № 5—6, № 7, Малый Артем, им. Кирова), пласт угля состоит преимущественно из гелинито-преколлинитовых и гелинито-коллинитовых углей (см. фиг. 59). В более периферийных районах Черемхово-Тагнинской возвышенности (шахты Владимир, Забитуй, № 5bis, № 8, № 3, № 10—16, карьеры Храмцовский, Северный) преимущественно развиты гелинито-посттелинитовые и в меньшей мере гелинито-телинитовые угли. Исходным материалом всех углей была мелкая древесная растительность, которая, как известно (Тимофеев, Боголюбова, 1962, 1965а, б), не приводит к образованию гелифюзинитовых углей. Строение угольного пласта Мощного осложняется появлением прослоев, отражающих возникновение

кратковременных условий слабо заболачивающихся и заиливающихся участков торфяных болот, иногда и сапропелевых озер. Кроме того, временами среди болот образовывались мелкие озера, в которых накапливались алеврито-глинистые осадки. Среди окраинных частей торфяных болот, располагавшихся ближе к руслу, возникали более крупные озерные водоемы (см. фиг. 18), очень резко осложнившие строение угольного пласта.

Аналоги этого угольного пласта, а также и другие угольные пласты второй подформации были изучены и в остальных районах Иркутского бассейна, но только по керну буровых скважин. По характеру исходного материала, а также по набору генетических типов углей они мало отличаются от угольного пласта Мощного Черемховского месторождения. В основном они различаются набором генетических типов, их соотношениями в разрезе и на площади, числом минеральных прослоев, участием сапропелевого материала, хотя в ряде районов последний слагает полностью угольные пласты. Степень разложения органического вещества угольных пластов в каждом отдельном случае определяется типом цикла, что будет рассмотрено ниже.

На северо-востоке прогиба отложения второй подформации развиты локально. Ее нижние горизонты известны в Среднеангарско-Катангской впадине. Так, в Тэтэрэвском районе к ней относятся верхи накорской свиты, представленные песками и конгломератами аллювиального генезиса, содержащие в нижней части пласты углей повышенной мощности. В Илимо-Катском районе началом подформации, очевидно, следует считать галечники, пески и алевриты, которые М. М. Одинцова (1963) относит к низам средней юры. На левобережье среднего течения р. Ангары (Ковско-Ангарский район) разрез подформации представлен русловыми и пойменными песками, алевритами и глинами зелендинской свиты. Более полный разрез известен в Карабуло-Мурской впадине, где подформация сложена отложениями мурской свиты, состоящими в нижней части в основном из аллювиальных песчаников, а в верхней — из чередования песчаников и алевролитов с подчиненными прослоями аргиллитов, углей и мергелей.

В центральной части прогиба (см. фиг. 12—14) разрез данной подформации несколько усложняется. Подформация здесь подразделяется на три мезоцикла, каждый из которых в свою очередь состоит из двух частей — нижней и верхней. В нижней части они состоят из аллювиальных и неполных аллювиально-озерно-болотных циклов, а в верхней — из озерно-болотных циклов. В ряде случаев в третьем мезоцикле в верхах появляются осадки прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна. Именно этот мезоцикл и представляет наибольший интерес, поскольку к его верхней части приурочено мощное угленакопление, составляющее основу всех месторождений Канско-Ачинского угольного бассейна.

Переходный разрез между юго- и северо-восточными частями прогиба, с одной стороны, и западной — с другой, имеют восточные (Урало-Ключи) и центральные (Абан) районы (см. фиг. 12, 13) Канско-Тасеевской впадины. Так, на Соколовском месторождении и северо-восточнее его разрез еще сохраняет двучленное строение. Нижняя его часть попрежнему сложена русловым и более широко развитым пойменным аллювием. Верхняя, бо́льшая, часть разреза состоит из озерно-болотных циклов, которые в самых верхах замещаются прибрежно-морскими циклами. С одним из последних связан мощный пласт угля Абанский с преколлинитовой и коллинитовой структурой угольного вещества. Северо-западнее, в районе Тасеева, можно наблюдать, хотя и не совсем отчетливое, но уже трехчленное строение, где каждый мезоцикл внизу состоит из аллювиальных и аллювиально-озерно-болотных циклов, а

вверху первый и второй мезоциклы — из озерно-болотных, третий же мезоцикл — из озерно-болотных и прибрежно-морских циклов. В этом районе вторая подформация не содержит углей промышленного значения. Мощность отложений подформации в пределах Канско-Тасеевской впадины изменяется от 60 до 360 *м*.

В Рыбинской впадине (см. фиг. 12), так же как и на восточном борту Тегульдетской впадины (см. фиг. 14), разрез второй подформации состоит из трех мезоциклов, верхние части которых угленосны. Наиболее угленосным является третий, верхний, мезоцикл, который в Бородинской мульде заканчивается комплексом осадков прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна; они же являются и непосредственной кровлей мощного угольного пласта Бородинского. Этот разрез сохранился от современного эрозионного среза только в самом центре Бородинской мульды. Одновозрастные отложения третьего мезоцикла, который является верхней частью подформации, известны в Саяно-Партизанской мульде. Здесь мезоцикл аллювиально-озерно-болотный и содержит маломощные пласты угля, включающие прослои глинистого угля и углистого аргиллита. В целом разрез в Саяно-Партизанской мульде сложен более грубым материалом, конгломератами и гравелитами, при незначительном развитии озерно-болотных циклов. Одновременно с этим уменьшается и коэффициент его угленосности до 1,8 против 19,0 на Бородинском месторождении. Общая мощность разреза данной подформации в Рыбинской впадине достигает 340—370 *м*.

В Рыбинской впадине наибольший интерес представляет угольный пласт Бородинский, мощность которого достигает 43—49 *м*. В его строении, в отличие от угольного пласта Мощного Черемховского месторождения, принимают участие не только гелинитовые, но уже, хотя и в незначительном количестве, гелифюзинитовые угли. Поскольку угольный пласт Бородинский входит в прибрежно-морской цикл, он имеет преколлинитовую и коллинитовую структуру угольного вещества; прослои посттелинитовых углей составляют незначительную часть пласта угля.

Вдоль восточного борта Тегульдетской впадины (см. фиг. 14) разрез подформации имеет много общих черт с разрезом Рыбинской впадины, отличаясь от него отсутствием мощного угольного пласта. Каждый мезоцикл содержит хорошо выраженный русловый и пойменный аллювий с озерно-болотными циклами в верхней части. Здесь озерные осадки характеризуют крупные озерные водоемы, в которых были широко развиты условия открытого мелководья, обусловившие формирование дельт, подводных валов и других аккумулятивных форм водоема. Кроме того, литогенетические типы озерных отложений имеют повышенную мощность по сравнению с отложениями разных типов в мелких озерных водоемах юго-восточной части прогиба, лучшую сортировку материала, более четкие структурные и текстурные особенности. На юго-восточном борту впадины, в районе Красноярска и севернее его, разрез в основном сложен именно осадками таких крупных озерных водоемов. К отдельным его циклам, являющимся одновозрастными аналогами верхних частей мезоциклов восточного борта Тегульдетской впадины, приурочены наиболее мощные (до 2—5 *м*) угольные пласты, которые представляют интерес для разработки. Мощность отложений второй подформации достигает здесь 370 *м*.

На юго-западе прогиба (см. фиг. 15, 16) вторая подформация имеет неодинаковое строение. На самом юге (Балахтинская мульда) она подразделяется на две части — нижнюю и верхнюю. Нижняя часть, составляющая две трети ее разреза, сложена крупно- и среднезернистыми, частично гравийными песчаниками, образующими аллювиальные типы циклов. Верхняя часть состоит из чередования озерно-болотных

и аллювиально-озерно-болотных циклов, содержащих в основном невыдержанные и маломощные угольные пласты, из которых самый верхний достигает всего лишь 3 *м*. Эти циклы образованы алевролитами и мелкозернистыми песчаниками; последние резко преобладают.

Севернее, на Алтатском, Назаровском, Березовском, Итатском, Боготольском и Ачинском месторождениях, разрез имеет более или менее ясно выраженное трехчленное строение, которое на первых трех месторождениях проявляется еще недостаточно отчетливо. Здесь первый мезоцикл заканчивается комплексом пойменных и озерных отложений со слабо выраженными почвенными образованиями. Во втором мезоцикле уже появляются угольные пласты, участками имеющие рабочую мощность. Третий мезоцикл венчается мощным угольным пластом, который на этих месторождениях соответственно называется Алтатским, Назаровским и Березовским. Еще далее на север, на Итатском и Боготольском месторождениях, угленосны все три мезоцикла. Мощность угольных пластов первых двух мезоциклов колеблется от 0,5 до 2 *м*, хотя иногда может достигать 10—12 *м*. Мощный пласт угля Итатский (он же Боготольский), заканчивающий разрез третьего мезоцикла и подформации в целом, имеет резко изменчивую мощность — от нуля до 70—85 *м*. Между Итатским и Боготольским месторождениями его нет, так как здесь он уничтожен внутриформационным эрозионным размывом. По этой же причине он отсутствует и на Ачинском месторождении, где отложения второй подформации непосредственно перекрываются осадками нижнего мела (илекская свита). В Ампалыкской мульде, которая была вовлечена в осадконакопление несколько позже, отложились осадки только верхней половины разреза второй подформации, которая содержит два угольных пласта мощностью примерно по 11 *м* каждый. Разрез здесь в целом имеет несколько более грубый состав, что было обусловлено близостью древней возвышенности Кузнецкого Алатау. Мощность разреза второй подформации на юго-западе прогиба довольно изменчива и колеблется от 80 до 440 *м*.

Многие угольные пласты второй подформации детально изучены автором на Алтатском, Назаровском, Березовском, Итатском, а также частично на Барандатском и Боготольском месторождениях. Здесь основная масса углей состоит из гелинитов, но по сравнению с углями центральной части прогиба они обладают повышенным содержанием гелефюзенитового вещества (до 25%).

Мощный угольный пласт Итатского, Березовского и Назаровского месторождений (фиг. 19—21) занимает значительную площадь на юго-западе прогиба. Он имеет неравномерное и участками весьма сложное строение, что выражается не только в чередовании большого количества генетических типов углей, но и в присутствии прослоев и линз алеврито-глинистого материала озерных водоемов. Если проанализировать строение этого пласта угля в разрезе и на площади, то выясняется следующее. В центральной части площади торфонакопления, которая располагалась в пределах Итатского и Березовского месторождений (см. фиг. 19), наблюдается относительно простое его строение. Он состоит из чередования небольшого количества типов гелинито-посттелинитовых (преобладают) и гелинито-преколлинитовых углей, мощность которых иногда достигает 8—12 *м*. Исключение составляет верхняя половина пласта угля центральной части Итатского месторождения (см. фиг. 20), где имеются не только терригенные озерные отложения, но и сапропелево-гумусовые и гумусово-сапропелевые угли. В какой-то мере это сказалось и на накапливавшихся по соседству гумусовых углях, содержащих примесь водорослевого материала. К периферии торфяного болота строение торфяника усложняется, и сокращается его мощность. Именно поэтому в районе Назаровского месторождения (см.

фиг. 19) разрез угольного пласта состоит из переслаивания небольших по мощности (0,5—1,5—2 *м*), но разнообразных генетических типов углей, среди которых присутствуют не только переходные к сапропелевым углям, но и собственно сапропелевые угли. Здесь же появляются прослои углистых и чистых алеврито-глинистых озерных осадков. На самом востоке Назаровского месторождения значительная часть этого пласта уничтожена последующей внутриформационной эрозией. К западу и юго-западу мощный угольный пласт участками фациально замещается, а участками расщепляется за счет вклинивания аллювиальных и озерных осадков. Одновременно с этим усложняется и строение самого угольного вещества; в нем появляются гелефюзенитовые и водорослевые микрокомпоненты. Мощность угольного пласта в целом зависит, кроме всего прочего, и от наложенного последующего эрозионного размыва, который резко осложнил его морфологию.

На северо-западе прогиба, судя по Белогорской и Чулымской опорным скважинам, в какой-то мере сохраняется еще строение разреза из трех мезоциклов. Каждый из них еще по-прежнему начинается аллювиальными отложениями, при широком развитии пойменного аллювия, но в их верхних частях появляется больше озерно-болотных циклов. В верху третьего мезоцикла не исключено присутствие прибрежно-морских циклов, состоящих из литогенетических типов заливно-лагунного мелководья (включающих мергели и известняки фации БПК), а также открытого прибрежного и приустьевого мелководья, в том числе дельтовых отложений. В то же время разрез постепенно становится менее угленосным. Если по Белогорской опорной скважине безугольным является только первый мезоцикл, то по Чулымской — первый и второй мезоциклы. Мощность пласта угля Итатского месторождения здесь уменьшается до 5—7 *м*. Мощность отложения второй подформации в этом районе составляет 276—339 *м*.

Таким образом, вторая аллювиально-озерно-болотная угленосная подформация, так же как нижележащая, имеет неоднородное и притом более сложное строение. Если прослеживать разрез подформации на площади прогиба с юго- и северо-востока на северо-запад, т. е. в сторону Тегульдетской впадины, то выясняется вполне закономерная смена аллювиальных циклов аллювиально-озерно-болотными и озерно-болотными. В центральной, юго-западной и северо-западной частях в самых верхах подформации появляются отложения заливно-лагунного и открытого прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна, которые перекрывают мощный пласт угля Абанского, Бородинского, Алтатского, Назаровского, Березовского, Итатского и Боготольского месторождений. Не исключено, что отдельными маломощными языками бассейновые осадки вклиниваются и в другие части разреза. Этому соответствует и распределение литологического состава: от конгломератов побережья Байкала до песчаников, алевролитов и аргиллитов и даже известняков Тегульдетской впадины. Аналогичная картина, но на сравнительно меньшей площади, наблюдается при рассмотрении разреза юго-западной и северо-западной частей прогиба. Угленосность подформации имеет несколько иную закономерность. Она постепенно нарастает от внутренних частей прогиба, достигает максимума примерно в центре торфообразующей зоны и затем вновь постепенно исчезает.

В целом вторая подформация также отвечает одному макроциклу, разрез которого изменяется на площади прогиба в зависимости от палеогеографических и палеотектонических особенностей накопления осадков. Снизу и сверху она ограничена региональными эрозионными размывами, а в латеральных направлениях — контурами прогиба, исключая северо-западную окраину последнего, где она постепенно замещается отложениями уже иного генезиса Кеть-Чулымской синеклизы

внутренних районов Западно-Сибирской эпипалеозойской платформы. Общая мощность разреза подформации колеблется от нуля (Панушинская и Северо-Енисейская древние возвышенности) до 370—440 *м*.

Аллювиально-озерно-прибрежно-морская слабоугленосная подформация

Третья, аллювиально-озерно-прибрежно-морская слабоугленосная, подформация с эрозионным размывом залегает на отложениях второй подформации и, по сравнению с ней, имеет значительно менее широкое распространение. Последнее обусловлено в основном современным эрозионным срезом, а в ряде случаев (Итатская, Березовская, Алтат-Назаровская мульды) внутриформационными эрозионными размывами. Древний рельеф прогиба был почти весь перекрыт юрскими отложениями, и только Верхнеленская возвышенность, хотя и сократилась по площади, но продолжала служить областью сноса обломочного материала. Третья подформация относится к верхней половине средней юры и в стратиграфическом отношении отвечает: на юго-востоке прогиба — прииркутской свите, в Рыбинской и Канско-Тасеевской впадинах — мурминской свите, в Чулымо-Енисейской и Тегульдетской впадинах — соболевской свите. В Карабуло-Мурской впадине к третьей подформации, очевидно, следует отнести верхнюю часть среднеюрской толщи светло-серых песчаников со знаками ряби и скорлуповатой отдельностью (Одинцова, 1963).

На юго-востоке прогиба (см. фиг. 8—10) разрез третьей подформации мало отличается от залегающей ниже второй подформации. На большей части территории он также подразделяется на две части. Нижняя сложена аллювиальными и в меньшей мере неполными аллювиально-озерно-болотными, практически безугольными циклами. Ру́словый аллювий представлен больше песчаным (см. фиг. 9, 10), чем мелкогравийным (см. фиг. 8), материалом. Он имеет хорошо выраженную крупную косую однонаправленную слоистость и ритмическую сортировку зерен в пределах каждого косого слойка. Кроме того, широкое развитие приобретает пойменный аллювий (см. фиг. 9, 10). Верхняя часть третьей подформации состоит из набора озерно-болотных, изредка слабоугленосных циклов, между которыми иногда вклиниваются аллювиально-озерно-болотные циклы, образованные осадками основного русла или его протоков, а также боковых притоков, сносивших материал с Восточного Саяна и Верхнеленской древней возвышенности. Озерные отложения в основном имеют облик мелких водоемов речной долины и очень сильно засорены обрывками растений, обугленным детритом и нарушенными текстурами. В целом они представлены более мелкими осадками.

В Прииркутской мульде ру́словый аллювий часто состоит из мелкозернистых гравелитов и крупнозернистых, хуже отсортированных песчаников, а пойменный аллювий распространен ограниченно. Озерно-болотных циклов меньше, часто они замещаются аллювиально-озерно-болотными или аллювиальными, благодаря чему местами разрез теряет двухчленное строение. В юго-восточном направлении разрез все более грубеет, и в нем появляются новые горизонты гравелитов и конгломератов; последние в истоках р. Ангары составляют значительную, а на побережье Байкала преобладающую часть разреза. Разрез также теряет свое двучленное строение и состоит из чередования аллювиальных циклов. Следовательно, принципиальное отличие от второй подформации заключается в том, что разрез третьей подформации на юго-востоке прогиба сложен несколько более мелким обломочным материалом и не обладает в достаточной мере угленосностью, которая могла

бы представлять практический интерес. Общая мощность разреза данной подформации здесь составляет 50—185 *м*, а на побережье Байкала достигает 270 *м*.

На северо-востоке прогиба к этой подформации с некоторой долей вероятности могут быть отнесены светло-серые песчаники со знаками ряби, обнажающиеся по р. Мурме. На присутствие аллювиальных отложений в Чульской мульде указывают М. М. Одинцова (1963) и С. Ф. Павлов (1963).

В центре прогиба (см. фиг. 12—14) отложения третьей подформации известны только на северо-востоке Канско-Тасеевской впадины, вдоль восточного борта Тегульдетской впадины (Миндерлыкская мульда, Пировское поднятие) и в Зырянской мульде. Кроме того, самые нижние горизонты, сохранившиеся от эрозионного размыва, устанавливаются в Саяно-Партизанской мульде.

На юге Рыбинской впадины, в Саяно-Партизанской мульде (см. фиг. 12), мощность разреза не превышает 75 *м*. Его отложения с эрозионным размывом залегают на осадках второй подформации. Они представлены тремя аллювиально-озерно-болотными циклами (из которых два нижних неполные) и одним озерно-болотным циклом. Все циклы безугольные. Озерные отложения представлены хорошо выраженными литогенетическими типами и характеризуют крупные водоемы низовьев аллювиально-дельтовой равнины.

На северо-западе Канско-Тасеевской впадины (см. фиг. 13) разрез третьей подформации известен на сравнительно ограниченной площади и приурочен к приразломной полосе меридионального простирания, в опущенном блоке которой сохранились даже нижнемеловые отложения. Разрез начинается аллювиально-прибрежно-морским циклом, за исключением центральной части Панушинской древней возвышенности, на которой самые низы подформации отсутствуют. В остальной части разрез сложен несколько по-разному. На самом севере, в районе Тасеева (см. фиг. 13, скв. 13к, 21), он представлен прибрежно-морскими циклами. Их особенностью является присутствие глинисто-карбонатных и карбонатных отложений, характеризующих условия заливно-лагунного прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна (фация БПК). Южнее (см. фиг. 13, скв. 15, 10) наблюдаются прибрежно-морские циклы, заключающие не только в основном алеврито-глинистые осадки заливно-лагунного прибрежного мелководья, но и алевриты и песчаники открытого подвижного мелководья, в том числе дельтовые отложения. Последние сложены средне- и крупнозернистыми песчаниками с относительно хорошей сортировкой материала и крупной косой разнонаправленной взаимосрезающейся сходящейся слоистостью. В разрезе и на площади к ним примыкают мелкозернистые песчаники и крупнозернистые алевролиты зоны подвижного и малоподвижного мелководья. Еще южнее (см. фиг. 13, скв. 1, 15к, 2к, 11к) разрез по-прежнему в средней и верхней частях состоит из чередования прибрежно-морских циклов, но среди них несколько больше осадков, имеющих признаки аридизации климата. Это находит отражение в осадках фаций БАЗ, БАП и БАО, которые образованы в основном зеленовато-серыми и пестроцветными аргиллитами и алевролитами, а мелкозернистые песчаники очень редки. Для большинства из них характерна общая карбонатность, иногда присутствуют включения карбонатных и железисто-карбонатных конкреций. Кроме того, в строении этих циклов участвуют дельтовые отложения и осадки малоподвижного и подвижного открытого мелководья эпиконтинентального морского бассейна.

Угленосность разреза подформации неустойчива и весьма локальна. Отдельные угольные пласты, обладающие гелинитовым и частично ге-

лефюзенитовым составом органического вещества, имеют в основном мощность не более 1—2 *м*, часто содержат примесь алеврито-глинистого материала, а также отдельные прослои углистого аргиллита. Общая мощность разреза третьей подформации на северо-западе Канско-Тасеевской впадины достигает 120—130 *м*.

На западе центральной части прогиба (фиг. 22, см. также фиг. 14) разрез третьей подформации может быть подразделен на две части, отвечающие мезоциклам. Нижний мезоцикл, как правило, начинается одним аллювиальным циклом, который вверх по разрезу сменяется аллювиально-прибрежно-морским циклом. Если аллювий первого цикла типичен, со всеми присущими ему признаками, то залегающий выше во втором цикле содержит в себе черты, переходные к отложениям подводной части дельты. В ряде случаев в Миндерлыкской мульде (см. фиг. 14, скв. 3) ему отвечают озерные отложения озерно-болотного цикла. Верхняя часть нижнего мезоцикла состоит из чередования прибрежно-морских циклов, которые сложены в основном осадками заливно-лагунного прибрежного мелководья или переходными к открытому подвижному мелководью. Иногда среди них появляются очень просто построенные озерно-болотные циклы (см. фиг. 14, скв. 11, 88, 4, 49, 212) или же прибрежно-морские циклы, заканчивающиеся озерными осадками (см. фиг. 14 и 22, скв. 212).

Второй мезоцикл в Миндерлыкской мульде (см. фиг. 14, скв. 2—53) также начинается одним или двумя циклами — аллювиальным и аллювиально-прибрежно-морским. Их аллювий обладает признаками аллювия, переходного к осадкам подводной дельты. Это выражается в том, что ритмическая сортировка в пределах каждого косого слойка выражена слабо, среди руслового аллювия появляются прослои с крупной косой слоистостью, близкой к дельтовому типу. В районе Пировского вала к основанию разреза мезоцикла приурочен один аллювиально-озерно-болотный (см. фиг. 14, скв. 4, 59) или озерно-болотный (см. фиг. 14, скв. 88, 212) цикл. Далее вверх по разрезу во всех случаях следует серия озерно-болотных циклов, которая в верхней части мезоцикла и подформации в целом заканчивается прибрежно-морским циклом. Типично прибрежно-морскими осадками сложен разрез Зырянской мульды, расположенный в верховье Касского прогиба (см. фиг. 14 и 22, скв. 212). Здесь широкое развитие имеют литогенетические типы не только заливно-лагунного прибрежного, но и открытого подвижного мелководья эпиконтинентального морского бассейна.

Наибольшая угленосность подформации отмечается в северной части восточного борта Тегульдетской впадины и верховье Касского прогиба. Так, в Миндерлыкской мульде (см. фиг. 14, скв. 48—11) она выражена маломощными и линзообразными, часто зольными пластами угля, иногда состоящими из углистых аргиллитов. Севернее (см. фиг. 14, скв. 84—212) наибольшая концентрация угленосности локализуется в средних частях мезоциклов среди озерно-болотных или прибрежно-морских циклов и выражена одним или двумя сближенными пластами угля, в сумме составляющими 5—8 *м*. Однако наиболее угленосным является разрез Зырянской мульды (см. фиг. 22, скв. 212); в северо-восточном направлении, к борту прогиба, угленосность постепенно уменьшается, и уже в скв. 220 преобладают углистые аргиллиты. Органическое вещество угольных пластов имеет гелинитовый и частично гелифюзинитовый состав; структура его преколлинитовая или коллинитовая, поскольку угольные пласты входят в озерно-болотные или прибрежно-морские циклы.

Угли с телинитовой структурой очень редки, так как аллювиально-озерно-болотные и аллювиально-прибрежно-морские циклы здесь практически безугольны.

Общая мощность разреза третьей подформации западной окраины центральной части прогиба достигает 350 *м*.

На юго-западе прогиба (см. фиг. 15, 16) наиболее полный разрез третьей подформации известен только в Балахтинской мульде. Здесь, по данным И. Н. Звонарева (1962) и В. М. Лаврикова (1962 г.), он сложен аллювиальными крупно-, средне- и мелкозернистыми песчаниками с прослоями и линзами гравелитов, а также включениями галечного материала. Разрез заканчивается алеврито-песчаной толщей с двумя пластами угля. Песчаники нижней и средней частей образуют чередование аллювиальных безугольных циклов, среди которых редко присутствуют не только озерные, но даже и пойменные осадки. Выше залегает аллювиально-озерно-болотный цикл с угольным пластом мощностью 5 *м*. Далее идет озерно-болотный цикл, с которым связан мощный пласт угля (до 11 *м*), имеющий промышленное значение. Мощность разреза третьей подформации здесь достигает 320 *м*.

Севернее разрез данной подформации в неполном виде известен на отдельных участках Алтат-Назаровской, Березовской, Итатской мульд и в Боготольском районе (см. фиг. 15, 16). Он повсеместно начинается аллювиально-прибрежно-морским циклом, русловый аллювий которого в значительной степени сохраняет свои типичные черты. Здесь широко развит пойменный аллювий как прирусловой части поймы, так и застойных, часто зарастающих ее стариц и вторичных водоемов. В Алтат-Назаровской мульде и на западе Итатской мульды (см. фиг. 15, скв. 2503, 2510, 1349; фиг. 16, скв. 1139) этот цикл содержит пласт угля, представленный гелинито-посттелинитом крупнодревесинным, с прослоями и линзами гелифюзинито-телинита и гелифюзинито-посттелинита. Он имеет сугубо локальное распространение и непостоянную мощность, которая в Алтат-Назаровской мульде равна 6—8 *м*, а на севере и западе Итатской мульды не превышает 1—2 *м*. Между этими скважинами (см. фиг. 15, скв. 912, 17, 2, 2521) аллювиально-прибрежно-морской цикл безугольный и имеет только слабо выраженные почвенные образования. Остальная часть разреза подформации представлена чередованием прибрежно-морских циклов, причем некоторые из них на отдельных участках в той или иной мере угленосны или заканчиваются озерными отложениями (см. фиг. 15, скв. 17). Так, к одному из прибрежно-морских циклов средней части разреза подформации в Березовской мульде приурочен мощный пласт (до 13 *м*) углистого аргиллита (см. фиг. 15, скв. 17, 2), который восточнее, очевидно, отсутствует, а на западе (скв. 1349) мощность его сокращается до 5—6 *м*. В Боготольском районе все прибрежно-морские циклы безугольные и представлены отложениями заливно-лагунного прибрежного и открытого подвижного мелководья эпиконтинентального морского бассейна. Общая мощность разреза подформации в этих районах не превышает 70—80 *м*.

На северо-западе прогиба, уже в пределах центральных районов Тегульдетской впадины, мощность подформации увеличивается до 260—330 *м*; здесь по Белогорской и Чулымской опорным скважинам наблюдается ее наиболее полный разрез. Это подтверждается еще тем, что ее отложения постепенно сменяются осадками четвертой подформации. Наиболее близко расположенный к Боготольскому и Итатскому месторождениям углей разрез Белогорской опорной скважины начинается аллювиально-озерно-болотным циклом с мощным пластом угля, состоящим из двух сближенных пластов (4,8+3 *м*). Выше, судя по общему характеру разреза и его соотношению со смежными южными и восточными частями Тегульдетской впадины, идет чередование озерно-болотных (мало) и прибрежно-морских циклов; возможно присутствие единичных аллювиально-озерно-болотных и аллювиально-прибрежно-морских циклов. В их строении участвует широкая гамма осадков — от уг-

лей до известняков включительно. Значительный интерес представляют толщи песчаников, являющихся осадками приустьевого (дельтового) и сильно подвижного (бары, косы, подводные валы) мелководья. Кроме того, в разрезе встречаются неоднократно пласты известняков мощностью до 5,7 *м* и толщи сильноизвестковистых аргиллитов и мелкозернистых алевролитов. Для разреза в целом характерна высокая угленосность (около 10%), хотя многие угольные пласты имеют сложное строение, переслаиваются с алевролитами и аргиллитами, а некоторые полностью представлены углистыми породами. В верхах разреза появляются толщи аргиллитов и мелкозернистых алевролитов с карбонатными и железисто-карбонатными лепешковидными конкрециями.

Далее, на границе с Кеть-Чулымской синеклизой, разрез подформации по Чулымской опорной скважине сложен в значительной мере толщами горизонтальнослоистых аргиллитов, часто сильно-карбонатных, содержащих участками включения лепешковидных карбонатных и железисто-карбонатных конкреций. В основании разреза залегают средне- и мелкозернистые полимиктовые песчаники с карбонатным, местами сидеритовым цементом; они обладают крупной косой слоистостью (Поярков, 1961), которая скорее всего указывает на аллювиальный генезис. Кроме того, в пределах подформации встречаются прослои средне- и мелкозернистых известково-глинистых песчаников с горизонтальной и косой слоистостью. В центральной части разреза присутствует 27-метровая толща в основном мелкозернистого песчаника, очевидно, характеризующая осадки прибрежного и открытого мелководья эпиконтинентального морского бассейна. Установлены также маломощные прослои и линзы серых известняков. Угленосность разреза в целом сокращается более чем в два раза. Угольные пласты имеют еще более сложное строение; они часто состоят из переслаивания углей, углистых пород, аргиллитов и алевролитов.

Таким образом, третья, аллювиально-озерно-прибрежно-морская слабоугленосная, подформация имеет ту же направленность в изменении распространения литогенетических типов отложений и литологического состава пород, что и предшествующие ей первая и вторая. Главное отличие от нижележащей подформации заключается в том, что на северо-западе прогиба и на прилегающих к нему участках большее развитие получают уже осадки эпиконтинентального морского бассейна. Одновременно с этим уменьшается угленосность, она как бы размазывается по разрезу и не дает мощного концентрированного угленакопления. По-прежнему наиболее грубые осадки располагаются на самом юго-востоке прогиба (конгломераты побережья Байкала и истоков р. Ангары), которые в северо-западном направлении замещаются гравелитами, а последние — песчаниками. Одновременно появляется все больше алеврито-глинистых осадков, а на некоторых участках центральной и северо-западной частей прогиба встречаются известняки и толщи аргиллитов, алевролитов и песчаников, обогащенных иногда значительным количеством карбонатного материала. Аналогичное изменение литологического состава пород происходит из юго-западной части прогиба в северном направлении. В соответствии с этим изменяется и характер распределения циклов. Аллювиальные и аллювиально-озерно-болотные циклы из районов юго-востока и юго-запада прогиба, а также, несомненно, и из северо-восточной его части, по направлению к Тегульдетской впадине с различной интенсивностью замещаются озерно-болотными, аллювиально-прибрежно-морскими и прибрежно-морскими циклами, давая в ряде случаев причудливое их распределение на площади. Вполне возможно здесь присутствие единичных бассейновых циклов.

Третья подформация в целом отвечает одному макроциклу, имеющему на различных участках прогиба неодинаковое, но закономерно из-

меняющееся строение разреза. Снизу она повсеместно ограничивается эрозионным размывом; ее верхняя граница также эрозионная, за исключением центральных районов Тегульдетской впадины, где отложения третьей подформации преимущественно постепенно сменяются отложениями четвертой подформации. Общая мощность данной подформации в зависимости от особенностей седиментогенеза, палеоструктурного положения и современного эрозионного среза колеблется от 0—50 до 320—350 *м*.

Аллювиально-прибрежно-морская углисто-карбонатная подформация

Четвертая, аллювиально-прибрежно-морская углисто-карбонатная, подформация из-за предмелового размыва и современного эрозионного среза имеет весьма локальное распространение. Ее отложения известны на отдельных участках юго-востока прогиба, на северо-западе Канско-Тасеевской впадины, в Кемской и Зырянской мульдах, на западе Итатской, северо-западе Алтат-Назаровской и Березовской мульдах и в центральных районах Тегульдетской впадины. Она повсеместно во внутренних районах прогиба залегает с эрозионным размывом на отложениях третьей подформации и только на северо-западе прогиба (Белогорская и Чулымская опорные скважины) ее разрез является непосредственным продолжением последнего. В стратиграфическом отношении данная подформация отвечает: на юго-востоке прогиба — кудинской свите, в центре его, на юго- и северо-западе — тяжинской свите. На северо-востоке прогиба ей, очевидно, соответствуют обнажающиеся по р. Муре плотные серые песчаники с пластами и включениями сферосидеритов, а также линзами каолинитовых глин, которые, по данным М. М. Одинцовой (1963), имеют верхнеюрский возраст.

В юго-восточной части прогиба (см. фиг. 8, 10) отложения четвертой подформации наиболее широко распространены на северо-востоке Прииркутской мульды, в истоках р. Ангары и на побережье Байкала. На побережье Байкала разрез сложен преимущественно конгломератами и отчасти гравелитами с прослоями разнозернистых песчаников. Они имеют речной генезис и слагают аллювиальные циклы, представленные только горными русловыми осадками. В истоках р. Ангары разрез приобретает уже несколько более разнородное строение за счет вклинивания прослоев и линз гравелитов, песчаников, алевролитов и даже аргиллитов. Они образуют также чередование аллювиальных циклов, но в верхних частях этих циклов появляются редуцированные пойменные отложения; угли и прослои заболачивания отсутствуют. На северо-восточном борту Прииркутской мульды в обрывах правого берега р. Куды обнажается и по буровым скважинам прослеживается (см. фиг. 8, скв. 214, 217, К-83, 221, С-9) сложно построенная толща аллювиальных, озерных и озерно-болотных отложений. В основании ее разреза залегают разногалечные средне- и мелкогалечные конгломераты (так называемые кудинские конгломераты), характеризующие условия накопления горного аллювия. Последние участвуют в строении одного или двух аллювиальных и неполных аллювиально-озерно-болотных циклов, содержащих иногда не только прослои заболачивания с почвенными образованиями, но и маломощные (0,1—0,3 *м*) прослои и линзы угля, часто глинистые, или же углистого аргиллита и мелкозернистого алевролита. Южнее, в скв. С-9 (см. фиг. 8) конгломераты фациально замещаются русловыми гравелитами и разнозернистыми песчаниками. Вверх по разрезу происходит общее уменьшение размерности частиц обломочного материала, появляются прослои озерных, озерно-болотных и болотных осадков, которые образуют чередование аллювиальных, ал-

лювиально-озерно-болотных и озерно-болотных безугольных или слабоугленосных циклов. Русловый аллювий некоторых циклов (см. фиг. 8, скв. 214, 273) представлен осадками мелких рек, являющихся протоками крупной реки или ее притоками.

Северо-западнее Иркутска, на остальной части юго-востока прогиба, отложения четвертой подформации сохранились от размыва в виде обособленных площадей на наиболее погруженных участках Бельско-Окинской и Зима-Удинской мульд. Так, юго-западнее Тулуна (см. фиг. 10, скв. С-59, С-60 и ПК-603) присутствуют самые низы подформации (до 33 *м*), разрез которой начинается аллювиально-озерно-болотным, практически безугольным циклом, вверх по разрезу сменяющимся чередованием озерно-болотных циклов. Русловый аллювий нижнего цикла представлен мелкозернистым гравелитом, участками крупно- и среднезернистыми песчаниками с хорошо выраженной крупной косой однонаправленной слоистостью и ритмической сортировкой материала. В более верхних участках разреза наиболее погруженной части Зима-Удинской мульды (юго-западнее Каранцая) толщи руслового аллювия уже не типичны и, возможно, несут черты подводнодельтового генезиса.

Литологический состав руслового аллювия на территории юго-востока прогиба изменяется от конгломератов побережья Байкала до крупно- и среднезернистых песчаников Тулуна. В этом же направлении во все увеличивающемся количестве появляются алеврито-глинисто-углистые осадки, участвующие в строении аллювиально-озерно-болотных и озерно-болотных циклов. Общая мощность разреза данной подформации колеблется от нуля до 100—130 *м*.

На северо-востоке прогиба, как уже упоминалось, к четвертой подформации может быть условно отнесена толща плотных серых песчаников с косой слоистостью, содержащих прослои и линзы светло-серых каолинизированных глин. В нижней части разреза встречены линзы сидеритов и сферосидеритов, а также установлен маломощный прослой конгломерата. По всей толще присутствуют растительные остатки и обугленный детрит, указывающие скорее всего на аллювиальный и озерный генезис, хотя не исключено присутствие в верхах разреза прослоев заливно-лагунного прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна.

В центральной части прогиба (см. фиг. 13, 14, 22) отложения подформации немногочисленны; они установлены ограниченным числом буровых скважин. Так, в районе Канарая (северо-запад Канско-Тасеевской впадины) по скв. 2к и 11к (см. фиг. 13), имеющем весьма низкий выход керна, можно судить, что здесь залегает со следами слабого размыва довольно просто построенная толща, представленная мощными (15—50 *м*) горизонтами алевролитов и аргиллитов; песчаники только мелкозернистые и не характерны для разреза. Лишь некоторое погрубение материала с включениями гравийных зерен и отдельных галек установлено в самых низах разреза. В генетическом отношении все эти отложения представлены отложениями заливно-лагунного прибрежного мелководья, содержащими конкреции сидерита (фация БПП), и открытого подвижного мелководья эпиконтинентального морского бассейна. Кроме того, значительная роль принадлежит заливно-лагунным осадкам с признаками аридизации климата. Разрез в целом обогащен в той или иной мере карбонатным материалом. Выше по разрезу отложения четвертой подформации, очевидно, постепенно сменяются осадками илекской свиты нижнего мела. Общая мощность разреза не превышает 180 *м*.

В Кемской (см. фиг. 14) и Зырянской (см. фиг. 14, 22) мульдах отложения данной подформации начинаются аллювиально-прибрежно-

морским безугольным циклом, верхняя часть которого здесь представлена в основном осадками сильно подвижного приустьевого (подводная дельта, фация БМД) и подвижного мелководья (фация БМП). В центре Кемской мульды (юго-западнее Казачинского, скв. 49) ему предшествует аллювиальный цикл. Русловый аллювий этих циклов не типичен: он несет черты переходного к подводнодельтовому, т. е. накапливался, вероятно, в самом устье реки. Более высокие горизонты разреза установлены юго-восточнее Абалакова по скважинам 49 (см. фиг. 14) и 217 (см. фиг. 22). В первом случае они представлены аллювиально-прибрежно-морскими, а во втором — исключительно прибрежно-морскими циклами. В Кемской мульде встречен пласт углистого мелкозернистого алевролита мощностью 5 *м*, очевидно, имеющего локальное распространение. Мощность разреза четвертой подформации в этих районах достигает 80—110 *м*.

На юго-западе прогиба (см. фиг. 15, 16, 21) в Алтат-Назаровской, Березовской и Итатской мульдах, разрез четвертой подформации также начинается аллювиально-прибрежно-морским циклом. Русловый аллювий здесь также не типичен и отражает условия седиментации в самой приустьевой части реки; пойменный аллювий представлен осадками как прирусловой части поймы, так и ее вторичных водоемов. Верхняя часть этого цикла, как и все последующие прибрежно-морские циклы данной подформации, представлены преимущественно алеврито-глинистыми осадками заливно-лагунного прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна с признаками аридизации климата. Самыми прибрежными здесь являются аргиллиты и алевролиты, которые накапливались в условиях застойного, возможно периодически осушавшегося его мелководья (фация БАЗ). Они в какой-то мере являются аналогами почвенных образований и начинают прибрежно-морские циклы. Из осадков гумидного типа иногда присутствуют отложения открытого подвижного мелководья (см. фиг. 15, скв. 1349; фиг. 21, скв. 895, 893, 904), прослои и линзы карбонатных аргиллитов и известняков (см. фиг. 21, скв. 904, 910).

На западе Итатской мульды (см. фиг. 15, скв. 1349) аллювиально-прибрежно-морской цикл содержит маломощный пласт гелинитопосттелинитового угля. Прослой углистого аргиллита встречен в этом же цикле и в Березовской мульде (см. фиг. 15, скв. 17). В том и в другом случаях перекрывающие их осадки имеют серую окраску и не содержат признаков аридизации климата. Сходный разрез наблюдается по Мариинской опорной скважине. Мощность разреза четвертой подформации на юго-западе прогиба колеблется от 15—20 до 120 *м*.

На северо-западе прогиба отложения четвертой подформации являются непосредственным продолжением разреза третьей подформации. Она сложена исключительно отложениями эпиконтинентального морского бассейна, среди которых значительная роль принадлежит осадкам заливно-лагунного прибрежного мелководья. Не исключено, что могут также присутствовать озерные осадки. По Белогорской опорной скважине ее разрез состоит из чередования прибрежно-морских циклов, в строении которых участвуют преимущественно алевролиты и аргиллиты, содержащие в весьма незначительном количестве обрывки растений и детрит; возможны единичные озерно-болотные циклы. В нижней части разреза встречены три сближенных невыдержанных по мощности и строению угольных пласта, которые перекрываются мелкозернистыми алевролитами с конкрециями сидерита (тип БПП-4). Характерная черта разреза — его общая и значительная нарастающая вверх карбонатность, а также присутствие прослоев мергелей, глинисто-алевритовых и чистых известняков мощностью до 3—4 *м*.

Севернее, в Чулымской опорной скважине, четвертая подформация состоит в основном из глин и аргиллитов с редкими прослоями мелкозернистых песчаников и алевролитов в нижней части. В целом разрез характеризуется отсутствием угольных пластов, весьма малым количеством обугленного детрита, увеличивающейся карбонатностью осадков вверх по разрезу с одновременным появлением прослоев мергелей и известняков, часть которых характеризует собственно морскую седиментацию. Кроме того, в глинах и аргиллитах, частично алевролитах, в их отдельных прослоях встречаются включения известковистых стяжений и кристаллов пирита. Там, где в глинах наблюдаются прослои песчаников и алевролитов, эти участки разреза приобретают преимущественно зеленую и серую, местами коричневую, буроватую или пятнистую окраску. Как было показано выше, это указывает на их прибрежно-морской характер. Еще севернее, за пределами прогиба, в Максимоярской опорной скважине морской генезис осадков четвертой подформации не вызывает сомнения, поскольку они содержат типичную для них фауну пелеципод (Булынникова, Сурков, 1962).

Общая мощность разреза данной подформации на северо-западе составляет 105—230 *м*.

ОБЩАЯ СХЕМА СТРОЕНИЯ ЮРСКОЙ АЛЛЮВИАЛЬНО-ОЗЕРНО-МОРСКОЙ УГЛЕНОСНОЙ ФОРМАЦИИ АНГАРО-ЧУЛЫМСКОГО ПРОГИБА

Анализ строения разрезов всех четырех подформаций на территории Ангаро-Чулымского мезозойского прогиба показывает, что они имеют неодинаковое, но вполне закономерное и направленное в разрезе и на площади изменяющееся строение, которое отражает палеогеографические, палеотектонические и частично климатические особенности развития Южной Сибири в мезозое. Это в обобщенном виде представлено на схемах строения формации, составленных по трем направлениям, сходящимся примерно в одной точке северо-западной окраины прогиба (северная окраина Тегульдетской впадины): 1) Тегульдетская впадина — побережье Байкала, т. е. фактически вдоль долины Пра-Ангары (фиг. 23 [1]); 2) Тегульдетская впадина — Балахтинская мульда, т. е. примерно вдоль долины Пра-Чулыма (фиг. 24); 3) Тегульдетская впадина— Среднеангарско-Катангская впадина, т. е. в основном вдоль долины Пра-Тунгуски, исключая побережье эпиконтинентального морского бассейна, где оно пересекает залив-лагуну (фиг. 25). На этих схемах показаны зоны развития основных комплексов отложений: а) аллювиальных; б) озерных; озерно-болотных и болотных, включая сапропелевые озера; в) заливно-лагунного прибрежного и открытого подвижного мелководья эпиконтинентального морского бассейна; г) заливно-лагунного прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна с признаками аридизации климата; д) наиболее удаленных от побережья участков эпиконтинентального морского бассейна (типично морские отложения). Различия в строении формации проявляются во многом и прежде всего в распределении как литологического состава осадков и литогенетических типов отложений, так и циклов осадко- и угленакопления в разрезе и на площади каждой подформации.

Аллювиально-озерно-болотная слабоугленосная подформация (I), которой почти повсеместно начинается разрез формации в целом, сложена наиболее грубым материалом. На значительной части территории северо-востока и особенно юго-востока прогиба преобладают конгломераты равнинно-горного и горного аллювия, полностью слагающие раз-

[1] Фиг. 23—25— в «Приложении» (см. отдельную папку).

рез подформации; в Прибайкалье, истоках р. Ангары и на побережье Байкала в конгломератах часты включения глыб и валунов. В центральной части прогиба конгломераты присутствуют только в самых низах разреза, полностью или частично с гравелитами и крупнозернистыми песчаниками, образуя один-два аллювиальных цикла. Одновременно появляются в большем количестве песчаники, а также алевролиты, аргиллиты, углистые породы и угли, участвующие в строении аллювиально-озерно-болотных и озерно-болотных угольных и безугольных циклов. Отдельные пласты угля иногда локально достигают рабочей мощности (Урало-Ключевское месторождение). На восточном борту Тегульдетской впадины (Приенисейский район) разрез примерно тот же. Сходное с ним строение подформация имеет на юго-западе прогиба. Здесь наиболее грубые, менее отсортированные и слабоугленосные осадки встречаются в Балахтинской мульде. Севернее, в Алтат-Назаровской, Березовской и Итатской мульдах, увеличивается роль аллювиально-озерно-болотных и озерно-болотных циклов; к некоторым из них приурочены в основном сложно построенные угольные пласты значительной мощности. По направлению к центральным районам Тегульдетской впадины разрез подформации становится более тонкозернистым, но менее угленосным. Так, по Чулымской опорной скважине в нем преобладают мелкозернистые песчаники, алевролиты, аргиллиты, которые образуют аллювиально-озерно-болотные и озерно-болотные безугольные циклы. Для разреза первой подформации весьма характерно присутствие делювиально-пролювиальных отложений. Они встречаются у бортов прогиба или у подножий и на склонах возвышенностей доюрского рельефа внутри прогиба. С ними же связано местное обогащение разреза прослоями и линзами конгломератобрекчий и конгломератов, а также включениями отдельных галек.

Максимальная угленосность разреза первой подформации приурочена к полосе, которая в основном захватывает северные районы юго-запада прогиба и западную окраину его центральной части. Угольные пласты в целом имеют сложное строение, которое выражается в переслаивании их с углистыми породами и глинистыми углями, иногда в повышенном обогащении минеральной примесью, а также в присутствии среди гелинитовых углей вещества гелифюзинитовых микрокомпонентов.

Аллювиально-озерно-болотная угленосная подформация (II) по сравнению с первой характеризуется относительно более тонким литологическим составом пород и наибольшей угленосностью разреза формации в целом. На побережье Байкала она по-прежнему сложена конгломератами горного аллювия. Однако уже в истоках р. Ангары появляются прослои гравелитов и разнозернистых песчаников, которые в районе Иркутска совместно со средне- и мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, небольшим количеством аргиллитов и углей образуют в разрезе чередование аллювиальных, аллювиально-озерно-болотных и озерно-болотных слабоугленосных и безугольных циклов. Северо-западнее Иркутска, все еще на территории юго-востока прогиба, те же типы циклов сложены в основном песчаниками, алевролитами, углями, в меньшей мере аргиллитами, а гравелиты и включения отдельных галек встречаются только в низах разреза. На северо-востоке прогиба роль конгломератов менее значительна; в разрезе подформации преобладают песчаники и алевролиты, иногда аргиллиты и угли.

В центре и на северо-западе прогиба разрез второй подформации имеет несколько более дифференцированное строение. Происходит постепенное уменьшение размерности пород, а в верхах разреза появляются горизонты тонкоотмученных пород, обогащенные карбонатным материалом, а также прослои и линзы известняков. Разрез представлен

тремя аллювиально-озерно-болотными мезоциклами, из которых верхний участками заканчивается осадками заливно-лагунного прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна. Лучше всего трехчленное строение подформации выражено там, где разрез имеет наибольшую угленосность (северная окраина Рыбинской впадины — Бородинская мульда, центральная часть Канско-Тасеевской впадины — Абанский район, восточный борт Тегульдетской впадины).

На юго-западе прогиба разрез второй подформации практически мало отличается от разреза Бородинской мульды. Исключение составляют южные районы, где в Балахтинской мульде, так же как и в Саяно-Партизанской, располагающейся у борта прогиба, разрез подформации в основном представлен чередованием аллювиальных циклов, которые в верхней части замещаются аллювиально-озерно-болотными и озерно-болотными слабоугленосными циклами. Севернее, в Тегульдетской впадине, по Чулымской опорной скважине в разрезе данной подформации увеличивается количество алеврито-глинистых пород и резко сокращается угленосность, которая представлена несколькими сложно построенными маломощными угольными пластами.

Наибольшая угленосность формации в целом, как уже упоминалось, характерна для второй подформации. На юго-востоке прогиба вся угленосность связана со средней и верхней ее частями, представленными чередованием в основном озерно-болотных, а иногда и небольшим количеством аллювиально-озерно-болотных циклов. Но максимальное угленакопление, выраженное одним-двумя сближенными мощными (до 8—12 *м*) пластами угля, приурочено к нижним горизонтам средней части подформации, т. е. к зоне, где наблюдается смена преимущественно аллювиальных отложений озерно-болотными. Все известные разрабатываемые и разведанные месторождения угля — Кармагайское, Черемховское, Забитуйское, Владимировское, Новометелкинское, Тыреть-Зиминское, Каранцайское, Азейское и многие другие в площадном отношении связаны с районами возвышенностей доюрского рельефа. Вверх по разрезу угленосность повсеместно уменьшается, хотя участками эта закономерность может нарушаться.

В центре и на юго-западе прогиба угленосные слои также размещаются в средней и верхней частях подформации, однако максимальных размеров они достигают в верхней части разреза. Здесь, за исключением восточного борта Тегульдетской впадины, развит мощный (от 30—40 до 70—85 *м*) сложно построенный пласт угля, именуемый Бородинским, Абанским, Назаровским, Березовским, Итатским, Боготольским в соответствии с названиями месторождений, на которых он встречается. В центральных районах Тегульдетской впадины угленосность резко уменьшается и еще далее на северо-запад она уже практически не проявляется. Следовательно, зона максимального угленакопления приурочена к северной окраине юго-западной части прогиба и к внутренней зоне его центральной части. С севера, северо-запада и запада к этой зоне примыкает полоса пониженной угленосности, которая охватывает южные и восточные районы Тегульдетской впадины.

Аллювиально-озерно-прибрежно-морская слабоугленосная подформация (III) из-за современного эрозионного среза имеет ограниченное распространение. Однако по известным разрезам можно составить представление о ее строении на всей площади Ангаро-Чулымского прогиба. В целом в разрезе данной подформации наблюдается та же закономерность в уменьшении размерности составляющих ее пород с юго-востока, северо-востока и юго-запада в сторону Тегульдетской впадины. На побережье Байкала по-прежнему господствуют аллювиальные конгломераты, но уже преимущественно средне- и мелкогалечные, обогащенные прослоями гравелитов и разнозернистых песчаников. Далее,

по направлению к центру прогиба, они довольно быстро сменяются аллювиальными гравелитами и песчаниками аллювиальных циклов, а последние — песчаниками, алевролитами, аргиллитами и маломощными углями аллювиально-озерно-болотных и озерно-болотных циклов.

В центре прогиба, по сравнению с предыдущей подформацией, наблюдаются несколько иные сочетания различных циклов осадконакопления. В Миндерлыкской мульде разрез представлен чередованием аллювиальных, аллювиально-озерно-болотных, озерно-болотных, аллювиально-прибрежно-морских и прибрежно-морских циклов, среди которых песчаники составляют бо́льшую часть разреза. На Пировском валу, в Кемской и Зырянской мульдах несколько сокращается роль аллювиальных осадков, но в разрезе тех же типов циклов преобладают алевролиты и аргиллиты, а некоторые угольные пласты приобретают несколько повышенную мощность, благодаря чему происходит незначительное увеличение общей угленосности разреза. Несколько юго-восточнее, на северо-западе Канско-Тасеевской мульды, еще больше увеличивается количество алевролитов и аргиллитов, которые слагают не менее трех четвертей разреза. Одновременно среди них появляются мергели и известняки, а также толщи аргиллитов, обогащенные карбонатным материалом; резко сокращается угленосность. На ряде участков тонкоотмученные осадки имеют зеленовато-серую и пестроцветную окраску.

На юго-западе прогиба разрез третьей подформации во многом сходен с разрезом отложений Миндерлыкской мульды, но имеет меньшую мощность за счет внутриформационного размыва и резко пониженную угленосность; последняя иногда отсутствует. Исключение составляет Балахтинская мульда, где разрез представлен чередованием аллювиальных циклов, и лишь в самом верху появляются озерно-болотные циклы, с одним из которых связан относительно мощный (до 11 *м*) пласт угля. Разрез подформации в Тегульдетской впадине по сравнению с ее восточным бортом более алеврито-глинистый, в его строении преобладают прибрежно-морские и, возможно на самом северо-западе, морские циклы с различной степенью угленосности. По Чулымской опорной скважине угленосность резко сокращается, а разрез в целом приобретает более бассейновый характер.

Угленосность третьей подформации очень невысока. Развитая локально, она проявляется более отчетливо в Балахтинской мульде и на восточном борту Тегульдетской впадины, а также устанавливается в разрезе Белогорской опорной скважины.

Аллювиально-прибрежно-морская углисто-карбонатная подформация (IV), заканчивающая разрез формации в целом, имеет еще более локальное распространение, что связано с межформационными размывами и современным эрозионным срезом. Она характеризуется постепенным уменьшением размерности пород в направлении от всех частей прогиба к его северо-западным районам, где он сложен преимущественно алевролитами и аргиллитами, большей частью карбонатными, с прослоями известняков. В этом же направлении аллювиальные и аллювиально-озерно-болотные, в основном безугольные циклы сменяются аллювиально-прибрежно-морскими и прибрежно-морскими, также безугольными циклами, а на самом северо-западе появляются морские циклы. Подформация практически безугольная, и лишь отдельные мелкие линзы угля встречаются эпизодически. В целом разрез данной подформации, особенно в центре, юго- и северо-западе прогиба, в той или иной мере обогащен карбонатным материалом, а растительные остатки и обугленный детрит характерны только для юго-востока прогиба.

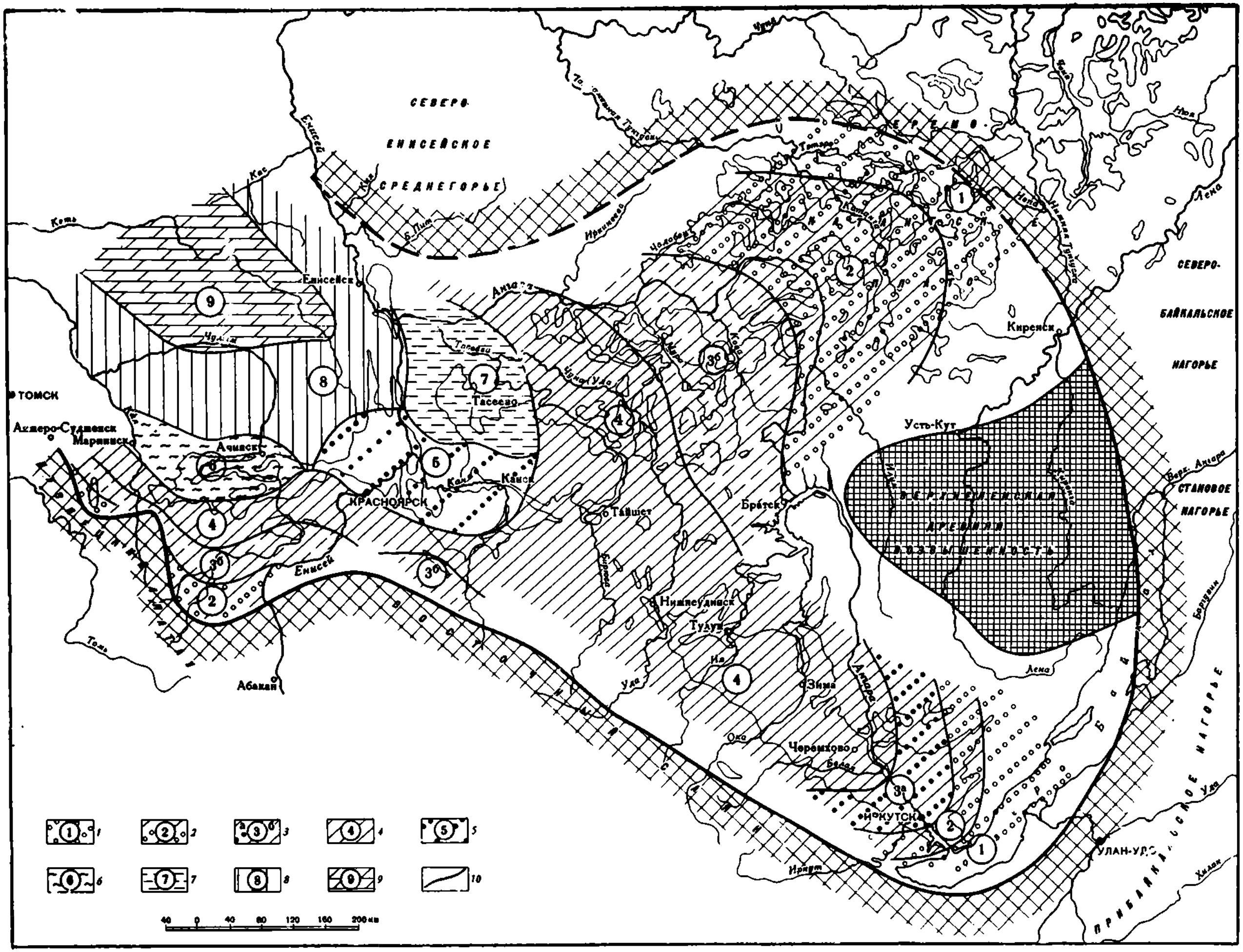
Таким образом, юрская аллювиально-озерно-морская угленосная формация на площади Ангаро-Чулымского прогиба подразделяется на

четыре макроцикла — подформации, в каждой из которых циклы осадко- и угленакопления закономерно распределяются во времени и в пространстве. В свою очередь, изменения макроциклов на площади образуют определенные типы разрезов — секции, в формационном ряду отвечающие градациям. Последние характеризуют строение и генезис угленосной толщи в отдельных регионах прогиба в течение всего времени образования формации. Таких градаций может быть выделено девять; они имеют свой порядковый номер, наименование по месту своего наиболее типичного развития и название по преимущественному и наиболее типичному набору в них отложений различного генезиса. Разрезы градаций показаны на схемах строения формации (см. фиг. 23—25), а их распределение на площади прогиба — на схематической карте градаций (фиг. 26).

Первая, аллювиальная (байкальская), градация почти полностью сложена разногалечными конгломератами и небольшим количеством валунных и брекчиевых конгломератов, которые образуют чередование аллювиальных циклов. Незначительная роль принадлежит плохо отсортированным гравелитам, песчаникам, алевролитам и аргиллитам, имеющим делювиально-пролювиальный генезис. Само название градации говорит о ее типичном развитии на побережье Байкала, а также в истоках р. Ангары (см. фиг. 23). Не исключено, что ею сложен разрез формации также на самом северо-востоке прогиба (см. фиг. 25), хотя там он, несомненно, образован преимущественно конгломератами мелкой размерности и гравийным материалом.

Вторая, аллювиально-озерно-болотная (прибайкальская), градация в низах разреза (первая подформация) образована преимущественно конгломератами и гравелитами, частично конгломерато- и гравелитобрекчиями, аллювиальных и делювиально-пролювиальных циклов. Выше вторая и третья подформации в нижних частях состоят из гравелитов и песчаников аллювиальных циклов, а вверху — из песчаников и алевролитов, реже аргиллитов аллювиально-озерно-болотных и озерно-болотных, как правило, безугольных циклов. Верхняя часть градации (четвертая подформация) представлена аллювиальными конгломератами и гравелитами. Разрез данной градации характерен для Прибайкалья и восточной и северо-восточной окраин Прииркутской мульды (см. фиг. 23). В какой-то мере аналогом этого разреза могут быть отложения центральной части Среднеангарско-Катангской впадины (см. фиг. 25). Не исключено, что сходная градация может быть встречена на самом юго-западе прогиба.

Третья, аллювиально-озерно-болотная слабоугленосная (иркутско-балахтинская), градация состоит преимущественно из чередования в нижней части каждой подформации песчаников и отчасти гравелитов аллювиальных, реже аллювиально-озерно-болотных циклов, а в верхней — песчаников, алевролитов, в меньшей мере аргиллитов, углей и углистых осадков аллювиально-озерно-болотных и озерно-болотных слабоугленосных циклов. В пределах разреза первой и отчасти второй подформаций в небольшом количестве встречаются делювиально-пролювиальные, делювиально-озерно-болотные и пролювиально-озерно-болотные циклы с соответствующим комплексом отложений. Эта градация имеет две разновидности. Первая из них (*3, а*) развита в центре и на западе Прииркутской впадины (см. фиг. 23). Здесь нижняя подформация в целом, в отличие от вышележащих, сложена исключительно аллювиальными циклами, а озерно-болотные и тем более аллювиально-озерно-болотные циклы имеют локальное развитие и составляют исключение. Вторая разновидность (*3,* б) более типична для данной градации и развита в Балахтинской (см. фиг. 24) и Саяно-Партизанской мульдах, а также, возможно, на значительной части



Фиг. 26. Схематическая карта расположения градаций юрской аллювиально-озерно-морской угленосной формации на площади Ангаро-Чулымского прогиба

Градации:

1 — аллювиальная (байкальская);
2 — аллювиально-озерно-болотная (прибайкальская);
3 — аллювиально-озерно-болотная слабоугленосная (иркутско-балахтинская; разновидности: *а* — иркутская; *б* — балахтинская);
4 — аллювиально-озерно-болотная угленосная (черемхово-азейская);
5 — аллювиально-озерно-прибрежно-морская угленосная (бородинская);
6 — аллювиально-озерно-прибрежно-морская угленосная с признаками аридизации климата в верхах разреза (итатская);
7 — аллювиально-озерно-прибрежно-морская слабоугленосная с признаками аридизации климата в верхней части разреза (тасеевская);
8 — аллювиально-озерно-прибрежно-морская слабоугленосная (тегульдетская);
9 — аллювиально-озерно-морская (максимоярская);
10 — примерные контуры градаций

Карабуло-Мурской и юго-западной окраине Среднеангарско-Катангской впадин (см. фиг. 25). Угленосность данной градации слабая и непостоянная; она может несколько колебаться как по интенсивности проявления, так и в распределении по разрезу.

Четвертая, аллювиально-озерно-болотная угленосная (черемхово-азейская), градация в основании (первая подформация) представлена гравелитами и песчаниками, отчасти мелкогалечными конгломератами аллювиальных, иногда аллювиально-озерно-болотных циклов. Вторая и третья подформации в нижних частях сложены песчаниками, реже гравелитами аллювиальных, частично аллювиально-озерно-болотных циклов, а в верхних частях — чередованием в основном озерно-болотных угленосных циклов. Для средней части второй подформации характерна относительно высокая угленосность. Разрез данной градации наиболее типичен для центральной и северо-западной частей Иркутской впадины и юго-восточных районов Рыбинской впадины (см. фиг. 23). Сходный разрез устанавливается в Гляденской мульде Чулымо-Енисейской впадины (см. фиг. 24), а также в восточной части Канско-Тасеевской впадины, проблематично может быть локально обнаружен в юго-западных районах Карабуло-Мурской впадины (см. фиг. 25).

Пятая, аллювиально-озерно-прибрежно-морская угленосная (бородинская), градация, так же как и следующая, шестая (итатская) градация, является наиболее угленасыщенной частью разреза формации и характеризует дельтовый тип торфонакопления. Поскольку градация большей частью приурочена к приустьевой зоне Пра-Ангары, она имеет относительно сложное строение. Первая подформация этой градации в низах представлена аллювиальными гравелитами и песчаниками, а в верхней части — чередованием слабоугленосных озерно-болотных циклов. Ее вторая подформация состоит из чередования аллювиальных, аллювиально-озерно-болотных и озерно-болотных угленосных циклов. Самый верхний цикл, венчающий разрез второй подформации, является прибрежно-морским; с ним связан мощный угольный пласт Бородинский (Бородинская и Балайская мульды Рыбинской впадины; см. фиг. 23). Продолжением верхней части этой градации, очевидно, служат разрезы Миндерлыкской мульды, которые генетически связаны с периферической частью устья Пра-Ангары. Здесь она сложена чередующимися аллювиально-озерно-болотными, озерно-болотными, аллювиально-прибрежно-морскими и прибрежно-морскими угленосными циклами.

Шестая, аллювиально-озерно-прибрежно-морская угленосная, с признаками аридизации климата в верхах разреза (итатская), градация отличается от предыдущей только появлением в ее верхней части (четвертая подформация) отложений заливно-лагунного прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна с признаками аридизации климата. Здесь, по сравнению с предыдущей градацией, еще более высокая угленосность, выраженная рядом мощных пластов, в том числе мощным пластом Итатским (он же Березовский, Назаровский и т. д.). Эта угленосность обусловлена дельтовым типом торфонакопления, связанным с наземной дельтой Пра-Чулыма. Данная градация характерна для разреза формации северной части Чулымо-Енисейской и южной окраины Тегульдетской впадины (см. фиг. 24).

Седьмая, аллювиально-озерно-прибрежно-морская слабоугленосная, с признаками аридизации климата в верхней части разреза (тасеевская), градация в значительной мере напоминает общий характер разреза бородинской и итатской градаций. Однако разрез данной градации сложен более тон-

кими и лучше отсортированными осадками, угленосность очень слабая, а третья (верхняя часть) и четвертая подформации представлены в основном алевролитами и аргиллитами заливно-лагунного прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна с признаками аридизации климата. Ее разрез установлен на северо-западе Канско-Тасеевской впадины (см. фиг. 25). Не исключено, что отложения данной градации накапливались западнее, северо-западнее и севернее Тасеева, куда простиралась заливно-лагунная зона, располагавшаяся между устьями Пра-Ангары и Пра-Тунгуски.

Восьмая, аллювиально-озерно-прибрежно-морская слабоугленосная (тегульдетская), градация в нижней части (первая и бóльшая часть второй подформации) представлена чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов аллювиально-озерно-болотных, озерно-болотных и отчасти аллювиальных безугольных циклов. Вверх по разрезу постепенно увеличивается роль аллювиально-прибрежно-морских и прибрежно-морских угленосных циклов, которые в четвертой подформации становятся безугольными и составляют основу разреза градации. Восьмая градация занимает центральную, восточную и северо-восточную части Тегульдетской впадины (см. фиг. 23—25). Разрез этой градации характеризует зону, переходную от района развития преимущественно континентальных отложений к области преобладающей седиментации эпиконтинентального морского бассейна.

Девятая, аллювиально-озерно-морская (максимоярская), градация в своей верхней части (третья и четвертая подформации) преимущественно состоит из широкого комплекса отложений заливно-лагунного прибрежного и открытого подвижного мелководья эпиконтинентального морского бассейна. Здесь же, особенно в верхах разреза формации, встречаются алеврито-глинистые и карбонатные осадки наиболее удаленных от побережья участков эпиконтинентального морского бассейна, т. е. уже типично морские отложения. Первая и вторая подформации большей частью сложены континентальными отложениями — аллювиальными, озерными, озерно-болотными и отчасти болотными. Последние главным образом в виде зольных углей встречаются в верхней половине разреза. Разрезы этой градации характерны для самой северо-западной и северной частей Тегульдетской впадины Ангаро-Чулымского прогиба (см. фиг. 23—25) и более типичны уже за его пределами — в Киселевской и Максимоярской впадинах, входящих в состав Кеть-Чулымской синеклизы.

Таковы основные черты строения подформаций и градаций юрской аллювиально-озерно-морской угленосной формации Ангаро-Чулымского мезозойского прогиба Южной Сибири. Из краткого анализа распределения градаций на площади прогиба (см. фиг. 26) следует, что каждая из них занимает вполне определенное место, обусловленное палеотектоническими и палеогеографическими особенностями развития Южной Сибири в юрское время. Эти вопросы рассматриваются в следующих главах.

Глава IV

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЮРСКОЙ УГЛЕНОСНОЙ ФОРМАЦИИ АНГАРО-ЧУЛЫМСКОГО ПРОГИБА

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Анализ распределения литогенетических типов отложений и циклов осадко- и угленакопления в разрезе и на площади Ангаро-Чулымского мезозойского прогиба позволил выявить основные черты строения и состава отложений каждой подформации юрской аллювиально-озерно-морской угленосной формации. Однако, чтобы понять и объяснить эти закономерности и выяснить причины их возникновения, необходимо рассмотреть фациальные условия накопления осадков, в том числе углей, характеризующие определенные типы древних ландшафтов, а также проследить смену последних во времени и изменение их в пространстве, т. е. установить особенности размещения обстановок осадко- и угленакопления. Только после этого можно реконструировать палеогеографию зон седиментогенеза и их эволюцию в связи с общим ходом мезозойского геологического развития Южной Сибири в целом и Ангаро-Чулымского прогиба в частности.

В основу палеогеографических построений, как известно, положен детальный литолого-фациальный анализ осадков. В процессе обобщения материалов были выделены циклы и соответствующие им обстановки осадко- и угленакопления, а затем макроциклы — подформации. По результатам этого синтеза построены фациальные профили. Дальнейшая их генетическая интерпретация отражена на уточненных, по сравнению с ранее опубликованными (Тимофеев, 1963а; Тимофеев и Еремеев, 1964), девяти схематических палеогеографических картах и четырех схематических картах распределения терригенно-минеральных ассоциаций пород.

На каждой палеогеографической карте с различной степенью детальности показаны примерные контуры распределения древних ландшафтов начального (конец регрессии — начало ингрессии) или конечного (конец ингрессии — начало регрессии) этапа образования в отдельности всех четырех подформаций; для второй, наиболее угленосной, подформации приводится также карта ее средней части. Первые карты фиксируют максимальное развитие континентальных ландшафтов и начало ингрессии эпиконтинентального морского бассейна с последующим перемещением соответствующих зон седиментации в глубь прогиба. Карты заключительного этапа образования каждой подформации отображают уже окончание ингрессии эпиконтинентального морского бассейна, выразившейся в наиболее широком распространении озерных, озерно-болотных, прибрежно-морских и собственно морских осадков. Кроме того, на этих картах показаны зоны заболачивания и площади

развития болот с различной интенсивностью торфонакопления. На схематических картах терригенно-минеральных ассоциаций даны примерные площади распределения отложений с различным минеральным составом. Первая и третья подформации иллюстрируются каждая одной картой, а для второй подформации составлены две карты: первая характеризует минералогию нижней части, а вторая — средней и верхней частей ее разреза. Ограниченность материала по четвертой подформации не позволила составить подобную карту.

Палеогеографические карты и карты терригенно-минеральных ассоциаций пород следует рассматривать как схемы, которые дают принципиальные основы палеогеографии Ангаро-Чулымского прогиба. Детальные палеогеографические карты удалось составить только для отдельных частей разреза формации тех участков прогиба, в пределах которых было детально описано необходимое количество разрезов. Нам представляется, что в целом все эти карты достаточны для решения частных и общих вопросов геологии и истории развития Южной Сибири в мезозое.

УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ ОСАДКОВ ЮРСКОЙ УГЛЕНОСНОЙ ФОРМАЦИИ

Началу накопления осадков юрской аллювиально-озерно-морской угленосной формации на территории Ангаро-Чулымского прогиба предшествовал длительный континентальный перерыв, во время которого на его территории эрозией были уничтожены мощные толщи ранее накопившихся осадков. Однако при определении длительности этого перерыва необходимо учитывать генезис сохранившихся древних осадков, чтобы можно было более или менее точно установить, когда окончилось осадконакопление и началась их последующая эрозия. В конечном итоге оказалось, что юрская угленосная формация залегает на самых различных горизонтах пород от докембрия до триаса включительно.

Наряду с механическим разрушением материнских пород происходило и их химическое изменение, которое привело к формированию доюрской коры выветривания. На наличие в Тегульдетской впадине структурного элювия, имеющего верхне- и частично среднетриасовый возраст, указывают В. П. Казаринов (1953а, б), К. В. Боголепов (1960, 1961) и др. Структурный элювий был установлен Е. М. Великовской (1936) в Зырянской впадине; о его присутствии, по ее мнению, свидетельствуют лежащие в основании юрских отложений белые каолинитовые глины и пески, которые представляют собой переотложенные продукты доюрской коры выветривания. Однако К. В. Боголепов (1961) полагает, что каолинитовые глины имеют меловой и даже третичный возраст и являются, следовательно, не доюрской, а гораздо более молодой корой выветривания.

Переотложенные продукты доюрской коры выветривания установлены автором (Тимофеев, 1963а) на склонах древней Аргинской возвышенности (Боготольское, Итатское, Алтатское и Назаровское месторождения), у подножий, на склонах и на самих возвышенностях Канско-Тасеевской впадины (Панушинская, Тайнинская, Соколовская, Урало-Ключевская возвышенности доюрского рельефа), на отдельных участках Рыбинской впадины. Более широкое, хотя и локальное их присутствие выявлено в различных районах Иркутской впадины, связанных исключительно также с древними возвышенностями, особенно с такими наиболее крупными, как Черемхово-Тагнинская, Харат-Ользонская и Тулунская. Указания на их присутствие в Иркутском угольном бассейне были в свое время сделаны Ю. А. Жемчужниковым (1924а, б), М. М. Один-

цовым (1938), В. Н. Щербаковым (1958), а в последнее время П. А. Пекарец и С. М. Ткалич (1964), Г. Х. Файнштейн и Н. Н. Виниченко (1965) и др.

Генезис этих отложений ни у кого не вызывает сомнения. Это типичные делювиально-пролювиальные отложения, включающие озерные и озерно-болотные осадки пролювиального шлейфа. Вопрос заключается в другом: представляют ли они самостоятельную более древнюю толщу, выделяемую в качестве «трошковского горизонта» — J_1 (Пекарец, Ткалич, 1964), или «трошковской свиты» — $T_3 — J_1^1$ (Файнштейин, Виниченко, 1965), которая возникла до появления первых горизонтов аллювия юрской угленосной формации, или же они одновозрастны с нижними и средними горизонтами черемховской свиты (первая и низы второй подформации), но в ином фациальном выражении. Какая из этих точек зрения правильна?

В основе первой точки зрения лежит ошибочная идея В. П. Казаринова о глобальном и одновременном развитии кор выветривания земного шара, переотложение которых всегда должно приводить к накоплению зрелых в минералогическом отношении осадков. Поэтому Г. Х. Файнштейн и Н. Н. Виниченко (1965) считают, что к концу триаса — началу юрского времени рельеф юго-восточной части, по аналогии с другими регионами, также был сильно пенепленизирован, и на фоне затухающих медленных дифференцированных движений положительного знака накопились осадки «элювиально-делювиальных, ложковых и озерно-болотных фаций, реже фаций русел с вялым течением» (Файнштейн, Виниченко, 1965, стр. 90). По их мнению, осадки трошковской свиты характеризуют эпоху завершения герцинского цикла тектогенеза.

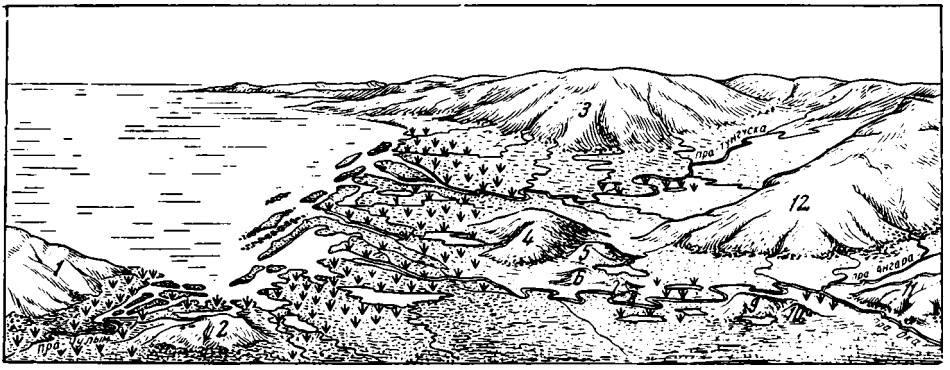
Допустим, что это так. Но почему эти локально ограниченные и маломощные горизонты алеврито-глинистых и частично мелкопесчаных осадков с включениями брекчий нужно выделять в самостоятельную толщу, которая в стратиграфическом отношении предшествует юрской угленосной формации? Не давая детального литолого-фациального их обоснования, не анализируя положения осадков трошковской свиты в структуре Иркутской впадины и их соотношения с черемховской свитой, Г. Х. Файнштейн и Н. Н. Виниченко основываются только на коэффициенте мономинеральности, который по сравнению с осадками последней свиты (среднее значение 1,2—1,4) очень высок (среднее значение 6,2). Но разве не могут эти осадки залегать рядом и иметь один и тот же возраст, с той лишь разницей, что они питались из разных областей сноса? В свое время Н. М. Страхов (1965) очень хорошо показал, что коэффициентом мономинеральности если и можно пользоваться, то к нему нужно подходить не формально, а по существу, с учетом особенностей накопления осадков. Ведь разная зрелость пород зависит от того, какие породы размывались на водосборах. Они могли быть разными при одинаковой степени выветрелости или одинаковыми при различной степени выветрелости. В данном конкретном случае так называемая трошковская свита и черемховская свита формировались за счет различных материнских пород. Первая образовалась в результате размыва кембрийских и ордовикских осадочных пород возвышенностей доюрского рельефа внутри прогиба, а также прилежащих к боковым склонам прогиба, т. е. питалась за счет местного материала. Для второй же обломочный материал транспортировался Пра-Ангарой издалека, из пределов Байкальской горной страны, где разрушались в основном граниты, метаморфические и эффузивные породы, а песчаники и алевролиты занимали резко подчиненное значение (Копорулин, Тимофеев, 1962; Тимофеев, Еремеев, 1964; Тимофеев, 1967, 1969). При этом следует еще учесть, что, как было пока-

зано выше, рельеф юго-восточной части прогиба характеризовался довольно интенсивной расчлененностью. Такая древняя возвышенность, как Черемхово-Тагнинская, поднималась над дном прогиба не менее чем на 50—70, а в некоторых местах и до 100 *м*. Об этом свидетельствует не только залегание юрской угленосной формации, где она в нижней части примыкает к бортам прогиба и склонам возвышенностей доюрского рельефа, но и тот факт, что осадки так называемой трошковской свиты залегают на разных уровнях в пределах этих возвышенностей; они отсутствуют в пониженных участках прогиба. Ее отложения совершенно бездоказательно сопоставляются с иреляхской свитой Вилюйского прогиба.

Все это говорит о том, что делювиально-пролювиальные отложения в стратиграфическом отношении скорее всего не предшествуют юрской угленосной формации, а являются ее составной частью. Именно здесь, в условиях сильно расчлененного доюрского рельефа, вполне закономерно их появление; они иногда вклиниваются между аллювиальными отложениями угленосной формации. Такова вторая точка зрения на природу осадков так называемой трошковской свиты, высказываемая автором данной монографии.

В процессе анализа распределения циклов и обстановок осадко- и угленакопления как в пределах каждой подформации, так и всей формации в целом на территории Ангаро-Чулымского прогиба выяснилось, что наиболее континентальные разрезы, представленные конгломерато-гравийным и отчасти валунным материалом, располагаются в вершинах трех секторов прогиба. Так, на побережье Байкала и в истоках р. Ангары осадки накапливались исключительно в аллювиальных обстановках, причем в условиях горной реки. Примерно одинаковые условия осадконакопления существовали на самом юго-западе и северо-востоке прогиба; в этих районах, помимо преобладающих аллювиальных обстановок периодически (в верхах разреза каждой подформации), возникали аллювиально-озерно-болотные и озерно-болотные обстановки. В отличие от побережья Байкала здесь разрез сложен главным образом гравелитами и песчаниками, хотя в Карабуло-Мурской и Среднеангарско-Катангской впадинах конгломераты, особенно в нижней половине разреза формации, не являются исключением. По мере движения из этих районов в сторону Тегульдетской впадины в разрезе сперва появляется все больше циклов, характеризующих аллювиально-озерно-болотные и озерно-болотные обстановки, а затем — аллювиально-прибрежно-морские, прибрежно-морские и, наконец, морские обстановки. Подобное обстоятельство не оставляет сомнения в том, что древняя суша, откуда сносилась преобладающая масса обломочного материала, располагалась в трех регионах, прилегавших к прогибу. На юго-востоке прогиба это было Прибайкальское нагорье, на северо-востоке обломочный материал поступал из Северо-Байкальского нагорья и районов междуречья Нижней и Подкаменной Тунгуски (возможно, и из более северных районов, вплоть до подножия гор Путорана), а на юго-западе размывались Кузнецкий Алатау и отроги Западного и Восточного Саяна. Эпиконтинентальный морской бассейн, куда в конечном счете поступал обломочный материал, находился на северо-западе прогиба и в различные отрезки времени с неодинаковой, но все возрастающей интенсивностью ингрессировал в сторону древней суши.

На основе подобного распределения обстановок осадко- и угленакопления можно представить схематический план речной сети (фиг. 27), который подтверждается размещением терригенно-минеральных ассоциаций пород. Наиболее крупной и основной водной артерией являлась Пра-Ангара. Она, дренируя Прибайкальское нагорье, протекала внача-

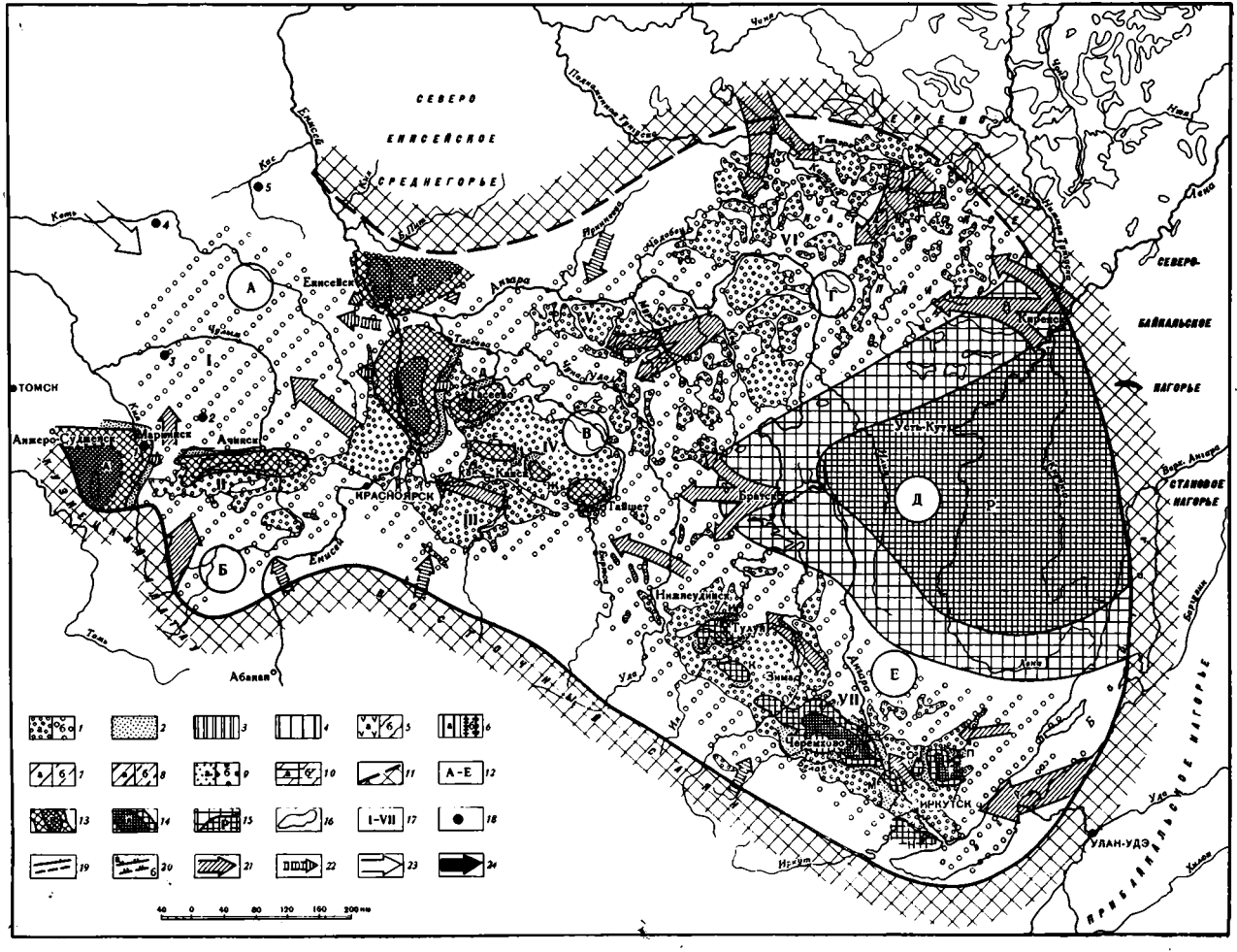


Фиг. 27. Примерная схема раннеюрской орогидрографии Ангаро-Чулымского мезозойского прогиба

Возвышенности доюрского рельефа:
1 — Мариинская (северо-восточные отроги древнего Кузнецкого Алатау)
2 — Аргинская,
3 — Северо-Енисейская,
4 — Южно-Енисейская,
5 — Панушинская,
6 — Тайнинская,
7 — Соколовская,
8 — Урало-Ключевская,
9 — Тулунская,
10 — Кирейская,
11 — Черемхово-Тагнинская,
12 — Верхнеленская, разделявшая верховья бассейнов рек Пра-Ангары и Пра-Тунгуски

ле между Восточным Саяном и Верхнеленской древней возвышенностью, а затем в районе севернее Красноярска выходила на плоскую равнину Западно-Сибирской эпипалеозойской платформы, где впадала в эпиконтинентальный морской бассейн. По пути своего следования Пра-Ангара принимала воды множества крупных и мелких притоков, стекавших с Верхнеленской возвышенности и горной страны, располагавшейся юго-западнее современного хребта Восточного Саяна (Восточно-Тувинское нагорье). Наиболее крупными притоками были Пра-Иркут, Пра-Китой, Пра-Ока, Пра-Уда и река, пересекавшая район Саяно-Партизанской мульды с юго-запада на северо-восток. Второй крупной рекой была Пра-Тунгуска, которая, по-видимому, имела два истока, соединявшихся в одну реку где-то в районе среднего течения современной Ангары. Левая Пра-Тунгуска размывала гранитные массивы и метаморфические толщи Северо-Байкальского нагорья, а правая Пра-Тунгуска — траппы и осадочные породы междуречья Подкаменной и Нижней Тунгуски. Как до слияния, так и после слияния Пра-Тунгуска имела также множество крупных и мелких притоков, дренировавших Верхнеленскую возвышенность и северный борт прогиба. Не исключено, что в начальный период образования формации она являлась притоком Пра-Ангары, но скорее всего между Канско-Ангарским горстом и Северо-Енисейским среднегорьем выходила на просторы Западно-Сибирской эпипалеозойской платформы, где впадала в эпиконтинентальный морской бассейн. Третья крупная река, меньшей протяженности — Пра-Чулым — располагалась на юго-западе прогиба. Ее основное русло, очевидно, брало начало в Кузнецком Алатау, где размывались гранитные и эффузивные массивы, а также толщи песчано-алевритовых пород. Часть материала в нее поступала также из отрогов Западного и Восточного Саяна. Далее Пра-Чулым где-то западнее древней Аргинской возвышенности выходил на северо-запад прогиба и за его пределами впадал в эпиконтинентальный морской бассейн.

Большое значение для характера формирования ландшафтов в начальный период образования юрской угленосной формации имел


СЕВЕРО
ЕНИСЕЙСКОЕ
СРЕДНЕГОРЬЕ
Енисейск
ТОМСК
Анжеро-Судженск
Мариинск
Ачинск
КРАСНОЯРСК
Абакан
Тайшет
Нижнеудинск
Тулун
Зима
Черемхово
ИРКУТСК
УЛАН-УДЭ
Усть-Кут
Бодайбо
Бирюсинск
СЕВЕРО-
БАЙКАЛЬСКОЕ
НАГОРЬЕ
СТАНОВОЕ
НАГОРЬЕ
ПРИБАЙКАЛЬСКОЕ НАГОРЬЕ
А
Б
В
Г
Д
Е
I
II
III
IV
V
VI
VII
А-Е
I-VII
40 0 40 80 120 160 200 км

Фиг. 28

Фиг. 28. Схематическая палеогеографическая карта аллювиально-озерно-болотной слабоугленосной (первой) подформации (нижняя часть). Конец регрессии — начало ингрессии

Палеоландшафты:

1 — зона речных долин, включая старицы и вторичные водоемы поймы (здесь и ниже в условных обозначениях *5, 7—10*: *а* — установленное и *б* — предполагаемое распространение осадков соответствующих палеоландшафтных зон);

2 — зона подножий склонов и конусов выноса (делювиально-пролювиальные отложения);

3 — зона заболоченных аллювиально-дельтовых равнин;

4 — зона заболоченных прибрежно-морских равнин;

5 — зона озерных, также зарастающих озерных водоемов аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин;

6 — зона развития торфяных болот и сапропелевых озер (*а* — обычное, *б* — среднее, *в* — мощное торфонакопление);

7 — зона заливно-лагунного прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна;

8 — зона заливно-лагунного прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна с признаками аридизации климата;

9 — зона открытого подвижного мелководья эпиконтинентального морского бассейна;

10 — зона наиболее удаленных от побережья участков эпиконтинентального морского бассейна

Прочие обозначения:

11 — примерные контуры Ангаро-Чулымского прогиба;

12 — части прогиба: А — северо-западная, Б — юго-западная, В — центральная, Г — северо-восточная, Д — восточная, Е — юго-восточная;

13 — возвышенности доюрского рельефа юго-западной и центральной частей прогиба различной длительности существования (густая штриховка по отношению к редкой показывает относительное превышение рельефа): а — Мариинская, б — Аргинская, в — Южно-Енисейская, г — Северо-Енисейская, д — Панушинская, е — Тайнинская, ж — Соколовская, з — Урало-Ключевская;

14 — возвышенности доюрского рельефа юго-восточной части прогиба различной длительности существования (густая штриховка обозначает повышенные участки рельефа, которые существовали почти до самого времени образования угольного пласта Мощного, где расстояние между последним и этим рельефом менее 5 *м*; редкая штриховка — высоты рельефа, где расстояния составляли 5—25 *м*, а на остальных участках прогиба — более 25 *м*): и — Тулунская, к — Кирейская, л — Черемхово-Тагнинская, м — Ангарская, н — Дабатская, о — Кармагайская, п — Харат-Ользонская (Заангарская);

15 — Верхнеленская (р) древняя возвышенность, примыкавшая к восточному борту прогиба и по периферии частично вовлекавшаяся в юрское осадконакопление;

16 — примерные контуры современного распространения юрских отложений;

17 — современные впадины: I — Тегульдетская, II — Чулымо-Енисейская, III — Рыбинская, IV — Канско-Тасеевская, V — Карабуло-Мурская; VI — Среднеангарско-Катангская, VII — Иркутская;

18 — опорные скважины: 1 — Мариинская, 2 — Белогорская, 3 — Чулымская, 4 — Максимоярская, 5 — Касская;

19 — примерная граница палеоландшафтов: *а* — установленная, *б* — предполагаемая;

20 — примерное положение береговой линии эпиконтинентального морского бассейна: *а* — установленное, *б* — предполагаемое,

21 — направления течения основных рек: Пра-Ангары, Пра-Тунгуски и Пра-Чулыма;

22 — направления течения крупных притоков основных рек;

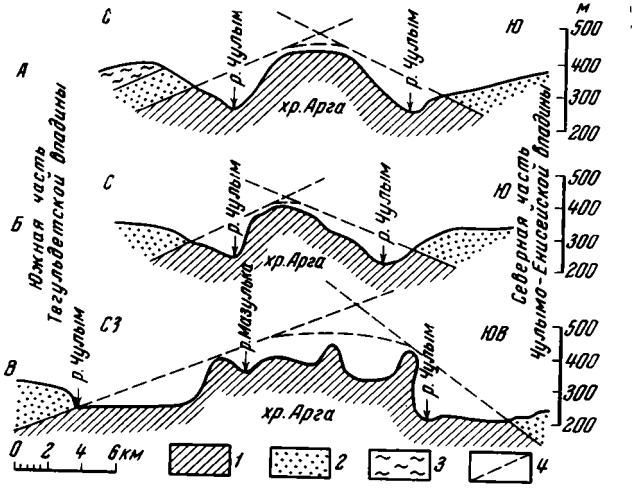
23 — направление ингрессии эпиконтинентального морского бассейна;

24 — направление регрессии эпиконтинентального морского бассейна

доюрский рельеф дна прогиба. Анализ имеющихся материалов показывает, что наиболее сильно была расчленена юго-восточная часть прогиба. Об этом свидетельствует прежде всего конгломерато-гравийный состав отложений нижней части формации, а также соотношение отдельных ее разрезов с древним рельефом, свидетельствующие о том, что на возвышенностях в ряде случаев выпадают осадки не только первой, но и частично второй подформаций. Наиболее крупными возвышенностями с перепадами абсолютных отметок до 100 *м* были Харат-Ользонская и Черемхово-Тагнинская, менее высокими — Дабатская, Кармагайская, Ангарская, Кирейская и Тулунская (фиг. 28). В центральной части прогиба крупными являлись Северо-Енисейская и Южно-Енисейская возвышенности; последняя просуществовала, как и Черемхово-Тагнинская и Харат-Ользонская возвышенности, до первой трети средней юры, а Северо-Енисейская — до середины среднеюрского времени. Небольшой по площади, но более высокой представляется Панушинская возвышенность, которая перекрылась только осадками третьей подформации, т. е. второй половины средней юры. Такие возвышенности, как Урало-Ключевская, Соколовская и Тайнинская, незначительно выделялись в рельефе и перестали существовать еще во время накопления осадков второй половины первой подформации. О рельефе Рыбинской впадины пока мало известно; вероятно, он также не был выровненным.

На юго-западе прогиба четко выделяются две крупные возвышенности. Первая, Аргинская, всхолмленная возвышенность просуществовала недолго; уже к концу нижней юры она была покрыта осадками верхних горизонтов первой подформации. Очень оригинальные и весьма простые построения были сделаны Н. И. Монаковым, Н. П. Павленко и В. И. Ситниковым — сотрудниками бывшего треста Кузбассуглегеология Министерства угольной промышленности СССР. Они составили три структурно-морфологических поперечных профиля через современный хребет Арга и прилегающие участки распространения мезозойских отложений Тегульдетской и Чулымо-Енисейской впадин (фиг. 29). Из рассмотрения этих профилей с полнейшей очевидностью следует, что хребет Арга в современном виде возник уже после накопления осадков юрской угленосной формации. Однако он выделялся в доюрском рельефе в виде плоской и расчлененной возвышенности и в начальную стадию оказывал влияние на осадко- и угленакопление. Поэтому мы не можем согласиться с утверждениями В. П. Казаринова (1953а), К. В. Боголепова (1961) и других, которые допускают, что Тегульдетская впадина в юре, так же как и в настоящее время, была ограничена с юга хребтом Арга. Вторая, Мариинская, возвышенность представляла собой отроги Кузнецкого Алатау и полностью исчезла только к концу времени образования второй подформации. В меньшей мере, чем на остальной части прогиба, рельеф был расчленен и в Тегульдетской впадине. Установленные по геофизическим данным положительные и отрицательные структуры ее дна пока не могут быть приняты за доюрский рельеф. Это можно сделать только при сопоставлении конкретных разрезов, которых, к сожалению, весьма недостаточно. Имеющиеся разрезы Белогорской и Чулымской опорных скважин дают лишь общее представление о строении формации в этом регионе.

В начальный период накопления осадков Ангаро-Чулымский прогиб представлял собой обширную аллювиально-дельтовую равнину, которая простиралась в северо-западном направлении за пределы Тегульдетской впадины (см. фиг. 28). Она не была однородной на всем своем протяжении. На побережье Байкала Пра-Ангара носила характер горной реки; вниз по течению на юго-востоке прогиба она сперва приобретала черты равнинно-горной, а затем горно-равнинной и равнинной реки. Пра-



Фиг. 29. Поперечные структурно-морфологические профили через хр. Арга и прилегающие части юга Тегульдетской и севера Чулымо-Енисейской впадин

Профили:

А — западный, *Б* — центральный, *В* — восточный;

1 — доюрские породы;

2 — юрские и меловые отложения;

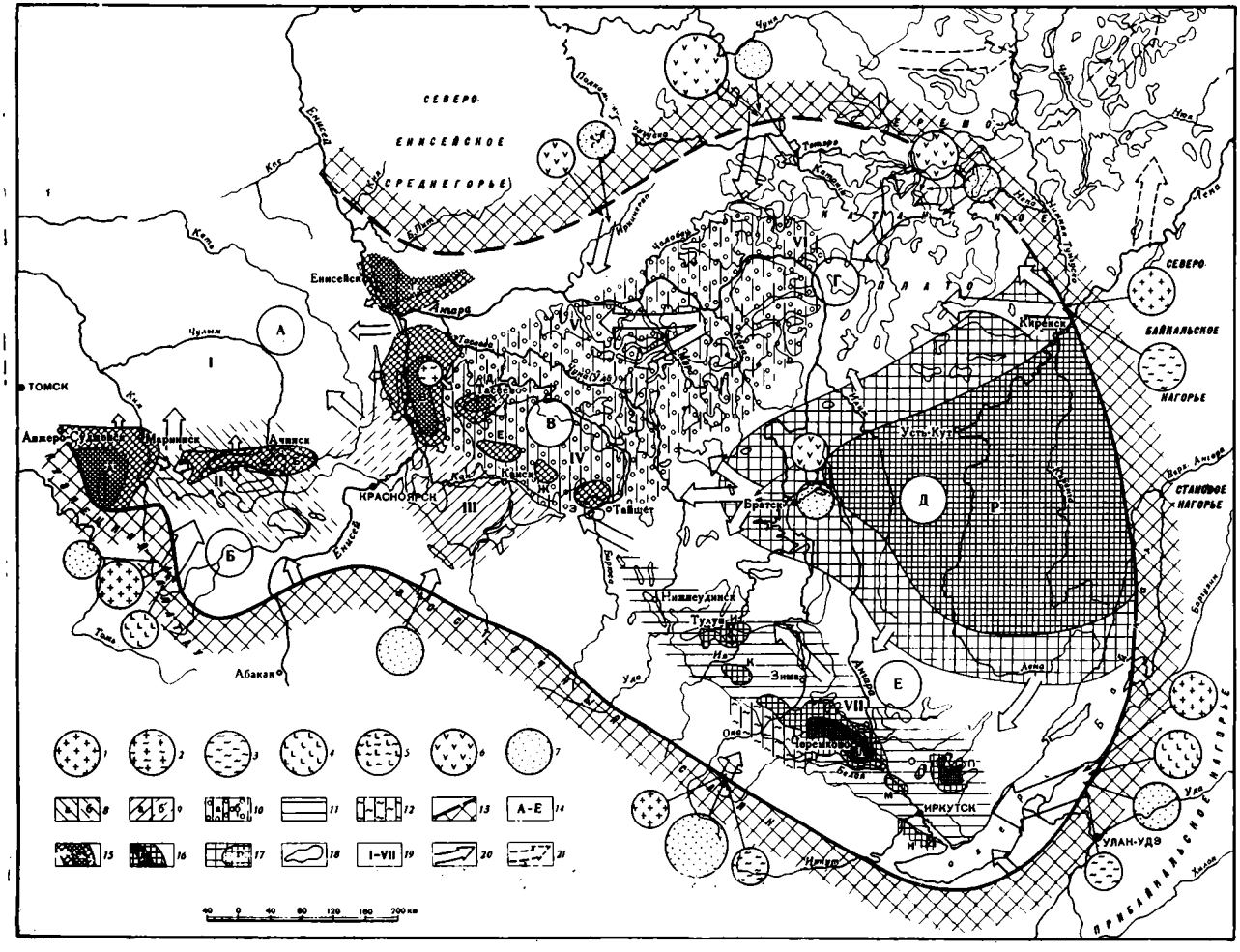
3 — четвертичные отложения;

4 — линии, показывающие предполагаемое залегание юрских и меловых отложений до их эрозии после поднятия хр. Арга

Тунгуска на северо-востоке прогиба скорее всего формировала равнинно-горный и горно-равнинный ландшафт, который севернее, за пределами прогиба, возможно, имел горный характер. При выходе в центральную часть прогиба Пра-Ангара и Пра-Тунгуска становились крупными равнинными реками с плоским профилем равновесия. Еще далее на северо-запад, ближе к устьевым частям этих рек, ландшафт речных долин был более однообразным; сами реки становились многорукавными, с относительно замедленным течением и переносили более мелкий обломочный материал. Река Пра-Чулым на самом юго-западе прогиба имела долину с горно-равнинным долинным ландшафтом, который вниз по течению переходил в ландшафт крупной речной долины.

Первые толщи аллювия на территории Ангаро-Чулымского прогиба начали образовываться на самом его северо-западе, т. е. в низовьях Пра-Чулыма, Пра-Ангары и Пра-Тунгуски, а затем по мере опускания дна прогиба они стали формироваться и переходить в ископаемое состояние в среднем и верхнем течениях этих рек. Вначале аллювий отлагался только в руслах, которые прокладывали себе дорогу в понижениях доюрского рельефа. В прибортовых частях прогиба, а также у подножий и на склонах древних возвышенностей внутри прогиба в результате размыва доюрской коры выветривания накапливались осадки делювиально-пролювиального комплекса. В случае близкого расположения русла от зоны накопления делювиально-пролювиальных осадков последние вклинивались между осадками руслового и пойменного аллювия.

Эти реки, в зависимости от того, какие материнские породы они размывали, формировали минеральный состав нижней части разреза первой подформации (фиг. 30). Так, на большей части юго-востока прогиба аллювиальные гравийные и песчаные осадки имеют полевошпатово-грауваковый состав при высоком содержании обломков кислых эффузивов. Их источником следует считать в основном граниты,


СЕВЕРО-ЕНИСЕЙСКОЕ СРЕДНЕГОРЬЕ
Енисейск
Атаро
ТОМСК
Анжеро-Судженск
Мариинск
Ачинск
КРАСНОЯРСК
Канск
Тайшет
Братск
Усть-Кут
Киренск
Нижнеудинск
Тулун
Зима
Черемхово
ИРКУТСК
УЛАН-УДЭ
Абакан
СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКОЕ НАГОРЬЕ
СТАНОВОЕ НАГОРЬЕ
ПРИБАЙКАЛЬСКОЕ НАГОРЬЕ
А
Б
В
Г
Д
Е
I
II
III
IV
V
VI
VII
А-Е
I-VII
40 0 40 80 120 160 200 км

Фиг. 30

Фиг. 30. Схематическая карта распределения терригенно-минеральных ассоциаций времени накопления аллювиально-озерно-болотной слабоугленосной (первой) подформации

Исходный материал терригенно-минеральных ассоциаций (величина кружков указывает на относительное количественное участие материнских пород):

1 — граниты;
2 — гранито-гнейсы;
3 — метаморфические породы;
4 — эффузивы;
5 — эффузивно-сланцевые породы;
6 — породы трапповой формации;
7 — песчаники и алевролиты.

Терригенно-минеральные ассоциации:

8 — олигомиктово-кварцевая (здесь и ниже: *а* — установленная, *б* — предполагаемая);
9 — олигомиктово-кварцевая при повышенном содержании кварца осадочных пород;
10 — полевошпатово-грауваккова;
11 — полевошпатово-грауваккова при высоком содержании обломков кислых эффузивов;
12 — олигомиктово-кварцевая при низком содержании биотита.

Прочие обозначения:

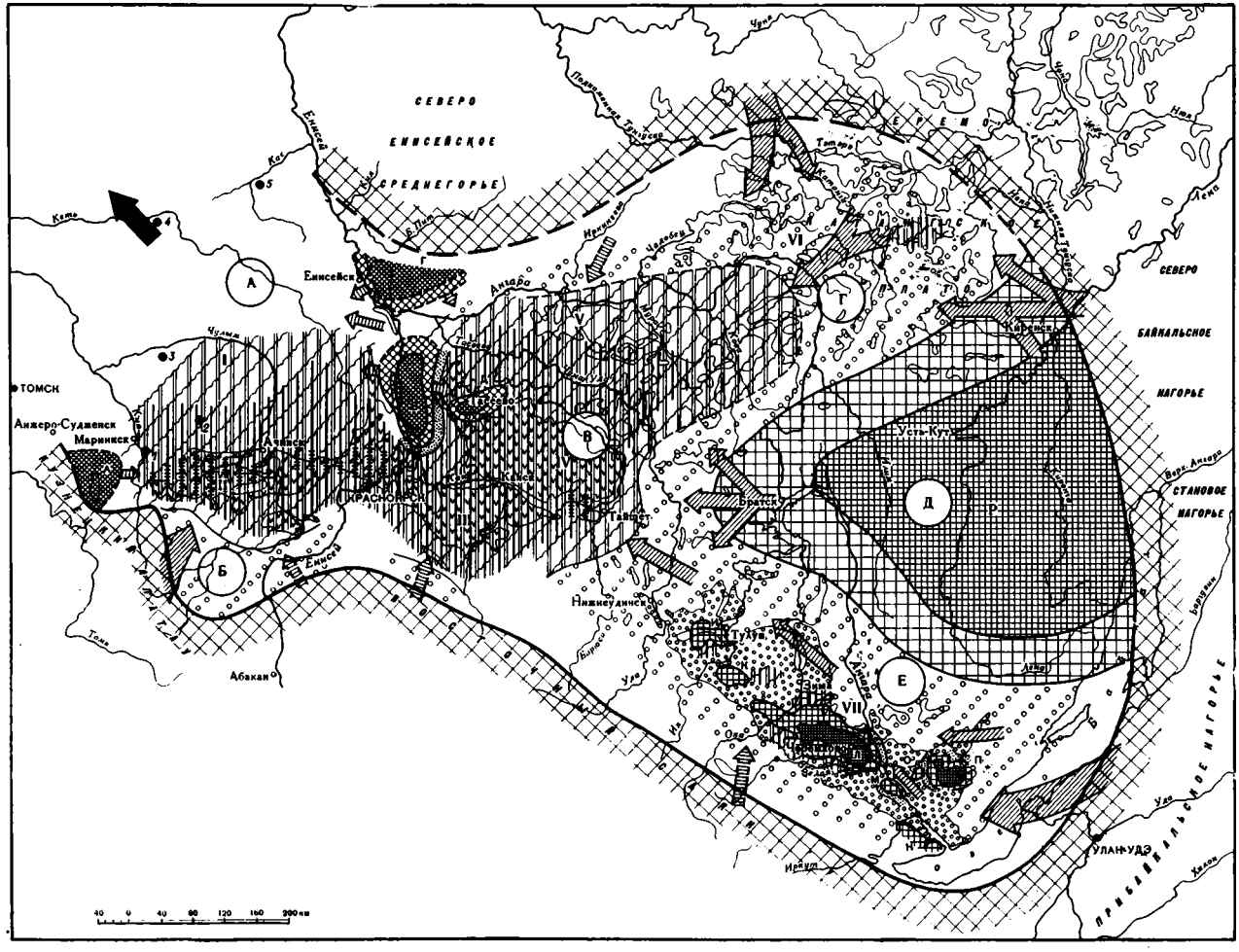
13 — примерные контуры Ангаро-Чулымского прогиба;
14 — части прогиба: А — северо-западная, Б — юго-западная, В — центральная, Г — северо-восточная, Д — восточная, Е — юго-восточная;
15 — возвышенности доюрского рельефа юго-западной и центральной частей прогиба различной длительности существования (густая штриховка по отношению к редкой показывает относительное превышение рельефа): а — Мариинская, б — Аргинская, в — Южно-Енисейская, г — Северо-Енисейская, д — Панушинская, е — Тайнинская, ж — Соколовская, з — Урало-Ключевская;
16 — возвышенности доюрского рельефа юго-восточной части прогиба различной длительности существования (густая штриховка обозначает повышенные участки рельефа, которые существовали почти до самого времени образования угольного пласта Мощного, где расстояние между последним и этим рельефом менее 5 *м*; редкая штриховка — высоты рельефа, где расстояния составляли 5—25 *м*, а на остальных участках прогиба — более 25 *м*); и — Тулунская, к — Кирейская, л — Черемхово-Тагнинская, м — Ангарская, н — Дабатская, о — Кармагайская, п — Харат-Ользонская (Заангарская);
17 — Верхнеленская (р) древняя возвышенность, примыкавшая к восточному борту прогиба и по периферии частично вовлекавшаяся в юрское осадконакопление;
18 — примерные контуры современного распространения юрских отложений;
19 — современные впадины: I — Тегульдетская, II — Чулымо-Енисейская, III — Рыбинская, IV — Канско-Тасеевская, V — Карабуло-Мурская, VI — Среднеангарско-Катангская, VII — Иркутская;
20 — основные направления сноса обломочного материала в Ангаро-Чулымский прогиб и пути его миграции в сторону эпиконтинентального морского бассейна (размер стрелок указывает на его относительные количества, поступавшие в области седиментации);
21 — вынос обломочного материала: Вилюйский прогиб

эффузивные и метаморфические породы, а также песчаники и алевролиты Прибайкальского нагорья и Верхнеленской древней возвышенности. Юго-западнее Черемхово-Тагнинской возвышенности аллювий представлен олигомиктовым песчаным материалом при низком содержании биотита. Изменение их состава связано с тем, что в этот район обломочный материал доставлялся Пра-Окой, которая дренировала главным образом осадочные терригенные породы Восточно-Тувинского нагорья и в меньшей мере — гранитные и метаморфические массивы пород.

В центре прогиба намечаются две площади распространения осадков различного минерального состава. На юге, в Рыбинской впадине, они преимущественно олигомиктово-кварцевые и характеризуются повышенным содержанием кварца из осадочных пород. Это прежде всего объясняется тем, что здесь в осадки, приносимые Пра-Ангарой, на всем пути ее следования вдоль Восточного Саяна подмешивался преимущественно материал, поступавший в результате размыва песчаников и алевролитов, который делал состав все более олигомиктовым. Эта тенденция отчетливо наблюдается после впадения в Пра-Ангару ее левого притока — Пра-Оки. Совершенно иной — полевошпатово-граувакковый состав имеют отложения первой подформации севера центральной части прогиба, которые накапливались за счет материала, приносимого Пра-Тунгуской. Это обусловлено главным образом размывом гранитов, гранито-гнейсов и кристаллических сланцев Северо-Байкальского нагорья. Присутствие в осадках относительно большого количества обломков траппов свидетельствует о другом источнике материнских пород — туфах, туфобрекчиях, долеритах. Они находились как поблизости (Среднеангарский кряж), так и приносились издалека (районы центральной части Тунгусской синеклизы). Незначительная роль принадлежит обломкам и зернам терригенных пород, а также гранито-гнейсов, распространенных в пределах Канско-Ангарского горста.

На юго-западе прогиба в разрезе первой подформации распространены преимущественно олигомиктово-кварцевые гравийные и песчаные осадки. Их источник находился поблизости — в Кузнецком Алатау и в отрогах Восточного и частично Западного Саяна. Здесь размывались гранитные массивы, эффузивно-сланцевые высокометаморфизованные породы и девонские терригенные грубообломочные образования.

Во второй половине периода образования первой подформации эпиконтинентальный морской бассейн, располагавшийся далеко за пределами прогиба, начал постепенно ингрессировать по направлению к прогибу (фиг. 31). Хотя он и не достиг прогиба, но его влияние, несомненно, сказалось на характере осадконакопления в пределах аллювиально-дельтовых равнин Пра-Ангары, Пра-Чулыма и Пра-Тунгуски. Стали постепенно создаваться благоприятные условия для формирования озерных и озерно-болотных ландшафтов, которые захватывали все новые районы прогиба. Одновременно они заболачивались и образовывали локально ограниченные торфяники часто очень сложного строения. Озерные и озерно-болотные ландшафты вдоль долины Пра-Ангары достигли района Тайшета, а по Пра-Тунгуске — почти среднего течения современной р. Ангары. Вверх по течению в этих долинах по-прежнему продолжалось накопление руслового аллювия, и лишь на отдельных их участках, главным образом у возвышенностей доюрского рельефа, возникали очень мелкие озерные водоемы, подвергавшиеся заболачиванию с образованием зольных торфяников. Озерные и озерно-болотные ландшафты покрыли пространства северо-западной части прогиба и проникли в глубь его юго-западной части, захватив район Балахтинской мульды. В процессе накопления озерных и озерно-болотных осадков были полностью перекрыты Аргинская, Тайнинская, Соколовская и Урало-Ключевская возвышенности доюрского рельефа. Одновременно



Фиг. 31. Схематическая палеогеографическая карта аллювиально-озерно-болотной слабоугленосной (первой) подформации (верхняя часть). Конец ингрессии — начало регрессии

Условные обозначения см. на фиг. 28

сократилась площадь Северо-Енисейской, Панушинской, Южно-Енисейской и Мариинской древних возвышенностей.

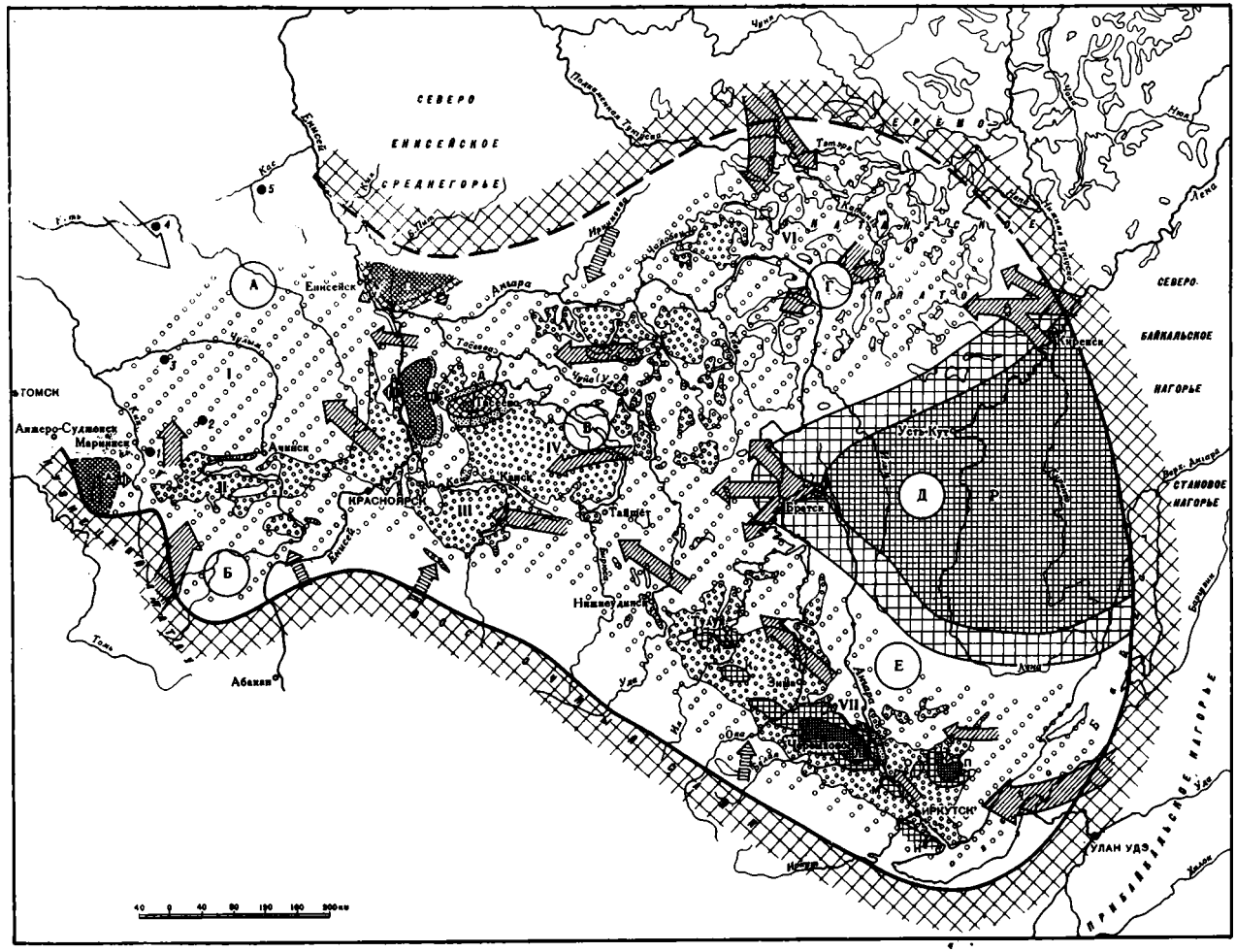
С первой, аллювиально-озерно-болотной, обстановкой связано, как правило, появление первого угольного пласта, имеющего телинитовую или посттелинитовую структуру органического вещества. Выше по разрезу, характеризующемуся озерно-болотными обстановками, развивались торфяники, в которых протекали процессы длительного разложения растительного материала с образованием преколлинитовых и коллинитовых углей, а в некоторых случаях только коллинитовых углей. В отдельных озерах накапливался сапропелевый материал, который впоследствии образовывал ограниченные по площади пласты сапропелевых, сапропелево-гумусовых и гумусово-сапропелевых углей (Соболевское и другие месторождения).

Интенсивность заболачивания и длительность существования торфяников были неодинаковыми. Так, повышенное торфонакопление, где мощность угольных пластов достигала 3—5 *м*, иногда более, наблюдается на Урало-Ключевском месторождении, которое приурочено к древней возвышенности доюрского рельефа. Повышенную мощность угольные пласты имеют в Миндерлыкской мульде, а также в Итатской, Березовской и Алтат-Назаровской мульдах юго-западной части прогиба.

При рассмотрении общего строения аллювиально-озерно-болотной слабоугленосной подформации на площади ее распространения четко устанавливается различный характер озерно-болотных циклов. Если в центре и на юго-западе прогиба их мощность не превышает 8—12 *м*, то на северо-западе она достигает 15—18 *м*. Это объясняется тем, что первые являются осадками мелких озерных водоемов речной долины, а вторые — уже осадками более крупных озер, которые были характерны для приустьевых частей аллювиально-дельтовых равнин. Кроме того, не остается постоянным общее количество циклов, которое зависит от рельефа прогиба и последующего внутриформационного среза. Так, на более приподнятых участках таких возвышенностей, как Урало-Ключевская, Соколовская, Тайнинская и другие, полностью отсутствуют аллювиальные и аллювиально-озерно-болотные обстановки, а разрез начинается с делювиальных или пролювиальных отложений. В связи с этим количество вышележащих озерно-болотных циклов может быть самое различное.

Накопление осадков первой подформации было нарушено наступившей крупной регрессией. Озерно-болотный ландшафт, занимавший до этого бо́льшую часть прогиба, был уничтожен. В результате общего восходящего движения всего прогиба в целом не только усилилась эрозия областей сноса, но и начался частичный размыв ранее накопившихся осадков первой подформации. На всей территории прогиба вновь широкое развитие получили аллювиальные отложения, причем в основном русловый аллювий; пойменный аллювий был сильно редуцирован (фиг. 32). Условий, благоприятных для возникновения озерно-болотных обстановок, пока еще не было. Если такие обстановки и возникали, то лишь на отдельных весьма небольших участках. Здесь могли накапливаться линзы торфяников, часто обогащенных повышенным количеством минеральной примеси.

Наиболее грубый и плохо отсортированный русловый аллювий накапливался на самом юго-востоке прогиба — в районе побережья Байкала. Здесь по-прежнему сохранились аллювиальные обстановки горного ландшафта. По мере движения в сторону Иркутска и далее на северо-запад аллювиальный горный ландшафт Пра-Ангары сменялся сначала равнинно-горным, а затем горно-равнинным и равнинным, что находило непосредственное отражение в характере строения и состава



Фиг. 32. Схематическая палеогеографическая карта аллювиально-озерно-болотной угленосной подформации (нижняя часть). Конец регрессии — начало ингрессии

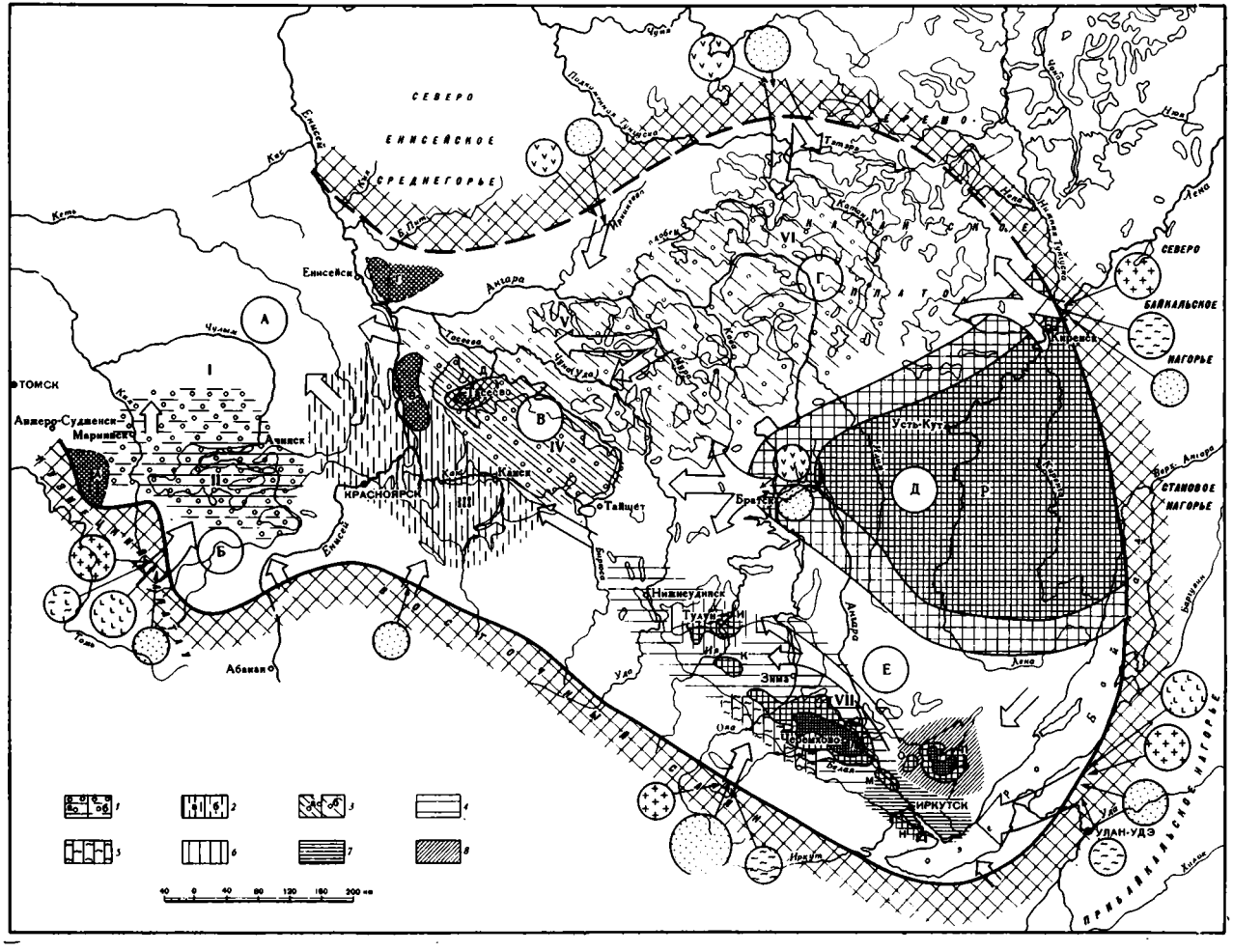
Условные обозначения см. на фиг. 28

руслового и пойменного аллювия. Преобладание грубого материала указывает на близость области сноса и на сохранившийся еще относительно сильно расчлененный рельеф горного типа, хотя в долинах рек он был уже несколько снивелирован при накоплении осадков первой подформации. Однако все возвышенности доюрского рельефа на юго-востоке прогиба еще сохранились, но имели меньшие значения абсолютных отметок. С них продолжал поступать материал, за счет которого накапливались делювиально-пролювиальные и частично аллювиальные отложения. В общем аналогичные, но обладающие некоторыми особенностями обстановки осадконакопления существовали на северо-востоке прогиба, где в долине Пра-Тунгуски накапливались также в основном осадки руслового равнинно-горного и горно-равнинного аллювия.

Вниз по течению рельеф долин Пра-Ангары и Пра-Тунгуски постепенно приобретал все более равнинный характер. Так, в центральной части прогиба он претерпел значительные изменения. Уже не существовали Урало-Ключевская, Соколовская и Тайнинская возвышенности доюрского рельефа. Уменьшились контуры Панушинской, Южно-Енисейской и Северо-Енисейской возвышенностей; около них продолжалось накопление делювиальных и пролювиальных осадков. Далее вниз по течению долины этих рек приобретали еще более равнинный характер, в их руслах накапливался преимущественно песчанный материал, а пойма занимала значительные межрусловые пространства.

На юго-западе прогиба в это время также существовали в основном аллювиальные обстановки, образованные преимущественно равнинными ландшафтами, исключая его самые южные районы, в том числе и Балахтинскую мульду, где более вероятны горно-равнинный и равнинно-горный речные ландшафты. Пра-Чулым, по сравнению с Пра-Ангарой и Пра-Тунгуской, имел более короткую долину, а поэтому отложения различных обстановок осадконакопления сменялись на более коротких расстояниях. В соответствии с этим в русле отлагались песчаные осадки, среди которых более грубый материал не характерен и чаще составляет исключение.

Пра-Ангара, Пра-Тунгуска и Пра-Чулым в своих долинах накапливали обломочный материал, который сносился с тех же областей суши, что и во время образования первой подформации. Однако, несмотря на это, его минеральный состав претерпел некоторые изменения, вызванные оживлением тектонической деятельности Южной Сибири (фиг. 33), что обусловило начало образования второй подформации. Пра-Ангара по-прежнему формировала в целом полевошпатово-граувакковый состав гравийных и песчаных отложений с высоким содержанием обломков кислых эффузивов в результате размыва гранитных массивов, метаморфических, эффузивных и осадочных пород. Но в связи с увеличением расчлененности рельефа, вызванным воздыманием Прибайкальского нагорья и Восточного Саяна, Пра-Ангарой и ее притоками в верховьях, вероятно, размывались более свежие породы, вследствие чего возникали ареалы локального развития различных в минералогическом отношении пород. В результате этого ближе к Восточному Саяну накапливались граувакково-аркозовые гравийные и крупнозернистые песчаные осадки с преобладанием кислых плагиоклазов и микроклина, а северо-восточнее они становились менее зрелыми и приобретали полевошпатово-граувакковый состав с повышенным содержанием в низах разреза биотита, близкий к составу гравелитов и песчаников большей части юго-востока прогиба. Породы более зрелого состава накапливались в результате выноса обломочного материала из Восточного Саяна Пра-Окой (олигомиктово-кварцевый при низком содержании биотита) и с Верхнеленской возвышенности в район Тулуна (моно-



Фиг. 33. Схематическая карта распределения терригенно-минеральных ассоциаций времени накопления аллювиально-озерно-болотной угленосной (второй) подформации (начальный этап)

Терригенно-минеральные ассоциации:

1 — грауваккoво-кварцевая;
2 — аркозово-кварцевая;
3 — кварцево-аркозовая;
4 — полевошпатово-грауваккoвая при высоком содержании обломков кислых эффузивов;
5 — олигомиктово-кварцевая при низком содержании биотита;
6 — мономинерально-кварцевая при высоком содержании кварца осадочных пород;
7 — грауваккoво-аркозовая с преобладанием кислых плагиоклазов и микроклина;
8 — полевошпатово-грауваккoвая при повышенном содержании биотита (в низах разреза)

Остальные условные обозначения см. на фиг. 30

минерально-кварцевый при высоком содержании кварца осадочных пород).

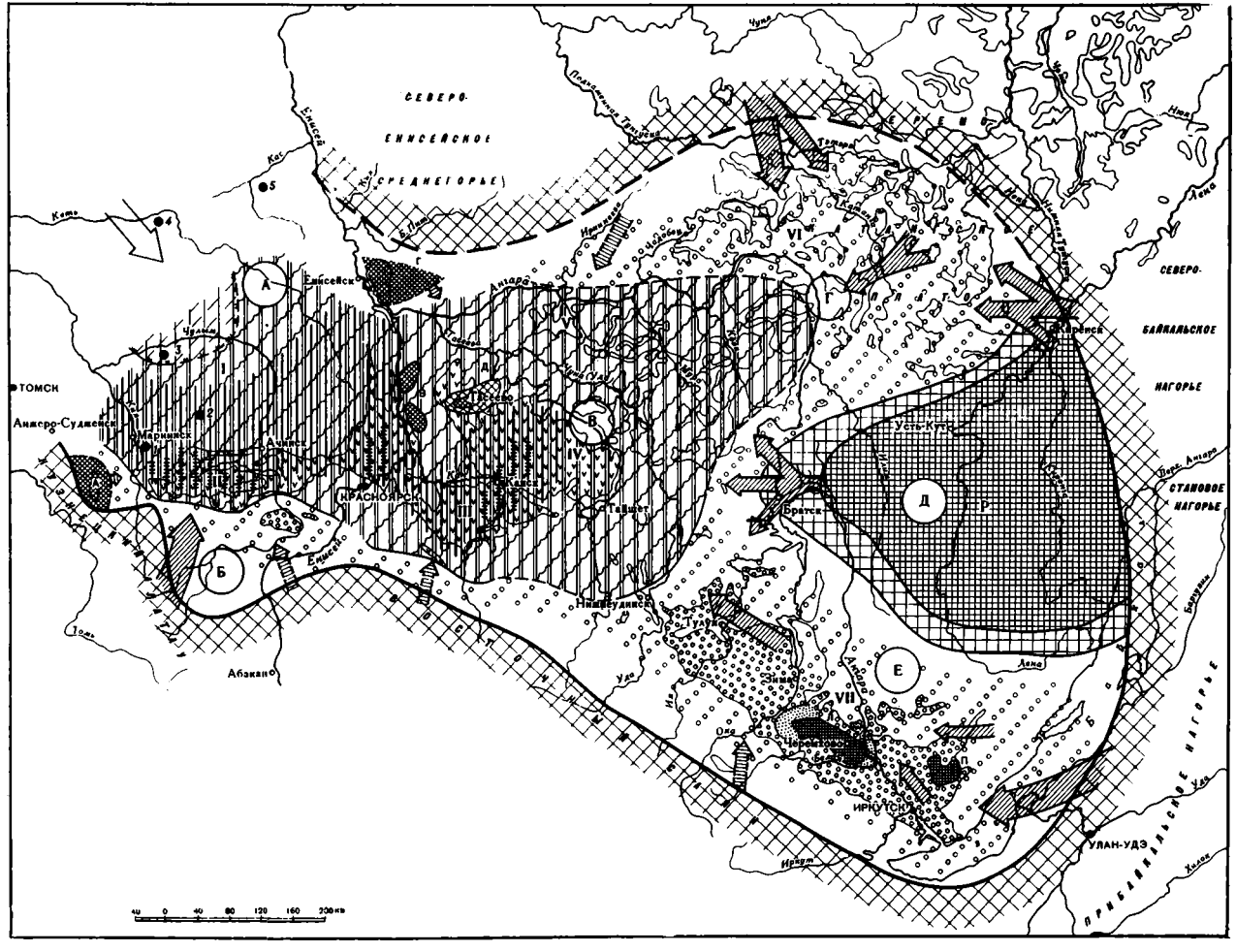
В центре прогиба за счет увеличившегося привноса обломочного материала из Прибайкальского нагорья в долине Пра-Ангары олигомиктово-кварцевая ассоциация первой подформации сменилась отложениями менее зрелого аркозово-кварцевого состава. В долине Пра-Тунгуски в северных районах Канско-Тасеевской впадины наметилась обратная картина, когда менее зрелый полевошпатово-грауваковый состав осадков сменился кварцево-аркозовым за счет уменьшения поступления обломков траппов из близ расположенных районов, которые к этому времени оказались перекрытыми осадками первой подформации. Северо-Байкальское нагорье поставляло обломочный материал прежнего состава.

На юго-западе прогиба в результате поднятия Кузнецкого Алатау и отрогов Восточного и Западного Саяна минеральный состав отложений данной подформации резко обновился. За счет вовлечения в размыв более свежих комплексов гранитных, эффузивных, эффузивно-сланцевых и осадочных пород олигомиктово-кварцевые гравелиты и песчаники сменились грауваково-кварцевыми, которые затем стали характерными для всего времени образования второй подформации.

Линия побережья эпиконтинентального морского бассейна в начальный период времени образования второй подформации находилась за пределами северо-западной части прогиба и имела, несомненно, весьма причудливые очертания; она была изрезана заливами и лагунами с большим числом баров, подводных валов и гряд, обусловивших участками то закрытый, то открытый тип побережья в зависимости от количества обломочного материала, выносимого реками, и интенсивности погружения, начавшегося еще в начальный период накопления осадков второй подформации. При довольно интенсивном разрушении окружавших прогиб пространств и выносе большого количества обломочного материала в эпиконтинентальный морской бассейн элементы ландшафта речных долин Пра-Ангары, Пра-Тунгуски и Пра-Чулыма еще не приобрели стабильности, что не создавало благоприятных условий для формирования озерно-болотных и болотных ландшафтов. Лишь на отдельных участках долин могли возникать мелкие озера и локальные торфяники.

По мере выравнивания аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин возникали благоприятные условия для общего развития озерно-болотных и болотных ландшафтов с образованием аллювиально-озерно-болотных и озерно-болотных обстановок осадконакопления (фиг. 34, 35). В результате нарастания ингрессии эпиконтинентального морского бассейна к середине времени образования второй подформации озерно-болотные и болотные ландшафты достигли окраин юго-восточной части прогиба и проникли на северо-восток и юго-запад прогиба (см. фиг. 34), а побережье эпиконтинентального морского бассейна находилось на самой окраине северо-запада прогиба. К концу времени образования подформации эти ландшафты захватили почти всю площадь юго-востока прогиба, исключая побережье Байкала и верховье р. Ангары, сохранили, как и во время отложения первой подформации, примерную площадь на северо-востоке прогиба, а на юго-западе достигли районов южнее Балахтинской мульды (см. рис. 35). В свою очередь, эпиконтинентальный морской бассейн по долине Пра-Ангары достиг района Канска, а по Пра-Чулыму — Березовской мульды.

Следовательно, к концу времени образования второй подформации озерно-болотные ландшафты распространились на огромные пространства прогиба. В долинах рек это были преимущественно мелкие озерные водоемы, вытянутые вдоль русла. Одни из них были старицами,



Фиг. 34. Схематическая палеогеографическая карта аллювиально-озерно-болотной угленосной (второй), подформации (средняя часть). Середина ингрессии

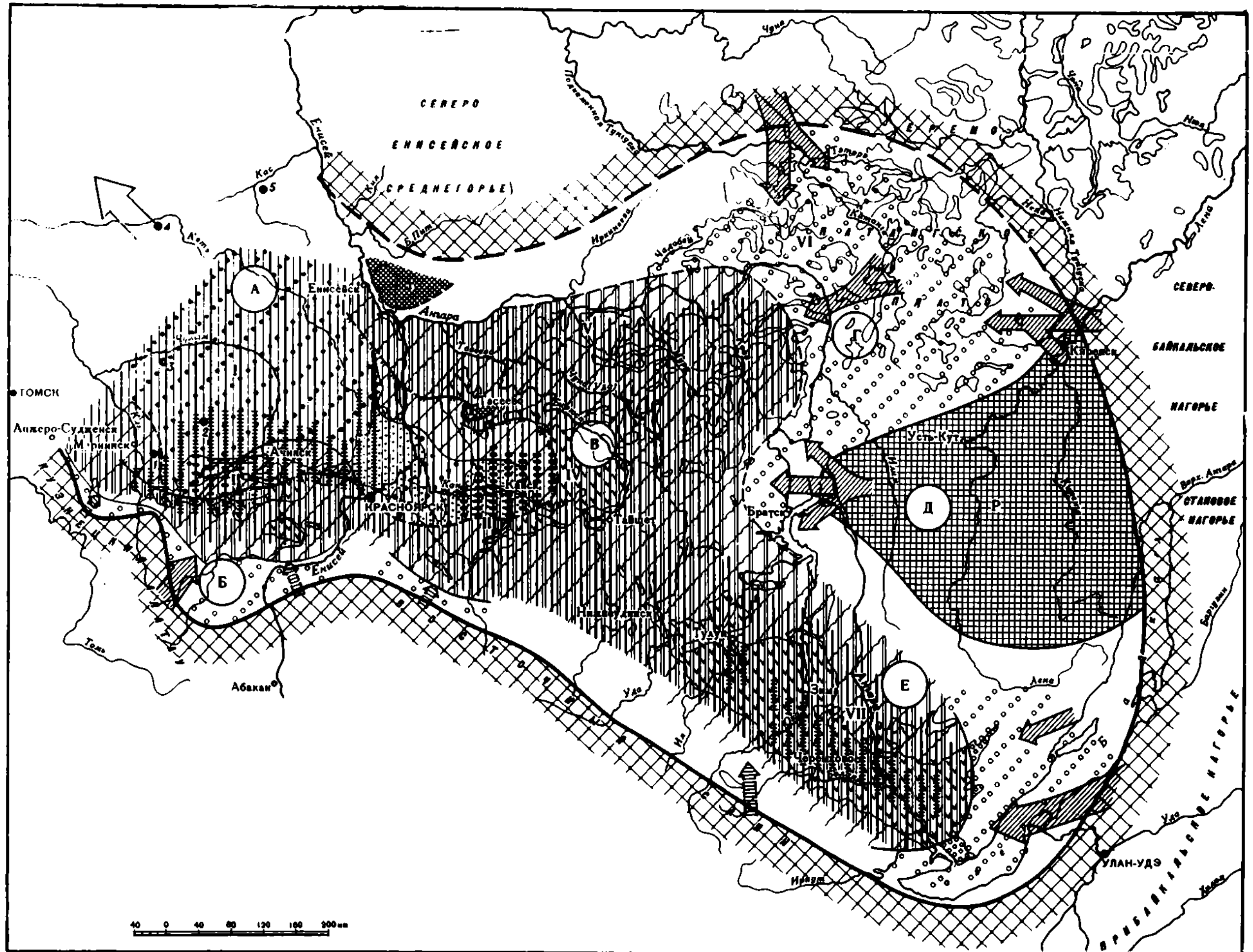
Условные обозначения см. на фиг. 28

другие — вторичными водоемами, возникавшими в понижениях рельефа поймы. На побережье и в приустьевых частях крупных рек существовали крупные озерные водоемы, которые появлялись как вследствие подпруживания старых русел, так и в результате превращения заливов и лагун в закрытые водоемы с континентальным режимом накопления осадков. Одновременно с этим, несомненно, происходило изменение конфигурации побережья и характера прибрежной зоны эпиконтинентального морского бассейна. Преимущественно открытое побережье начального этапа образования подформации превратилось в закрытое, где основным его элементом стали заливы и лагуны с заболоченными берегами. Преобразился и рельеф прогиба. Перестали существовать Южно-Енисейская и Мариинская возвышенности и резко сократила свои контуры Северо-Енисейская возвышенность, а Панушинская едва выступала среди безбрежного пространства озерных водоемов.

В пределах аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин, а также в речных долинах поселялась многочисленная влаголюбивая древесная растительность. Однако условия для ее произрастания были неодинаковыми. Устойчивость и длительность существования прибрежных ландшафтов создавали благоприятные условия для произрастания крупной древесной растительности. В свою очередь, в речных долинах частая миграция русел, многочисленные протоки и рукава, а также малые реки и притоки крупных рек неоднократно изменяли облик ландшафта речных долин. В результате всего этого древесная растительность, не доживая до крупных размеров, отмирала еще в молодом возрасте и, попадая в болота, формировала только угли с гелинитовым веществом.

В результате неоднократных и все усиливавшихся ингрессий эпиконтинентального морского бассейна происходило смещение зон седиментации все далее, в глубь прогиба с образованием соответствующих обстановок осадко- и угленакопления. Эти ингрессии каждый раз захватывали неодинаковые площади, контуры которых не совпадали. Поэтому в разрезе подформации можно наблюдать, как осадки одного генезиса отдельными языками вклиниваются в осадки другого генезиса. Особенно это наглядно проявляется при соотношении руслового и пойменного аллювия, с одной стороны, и осадков прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна — с другой.

По мере накопления осадков второй подформации осуществлялась постепенная стабилизация осадко- и угленакопления в целом, благодаря чему в каждой последующей обстановке возникали благоприятные условия для мощного торфонакопления. Образование мощных торфяных залежей происходило непосредственно в приустьевых частях крупных рек. Так, пласт угля Мощный Бородинского и Абанского месторождений тяготеет непосредственно к устью Пра-Ангары, а мощные пласты Итатского, Боготольского, Березовского, Алтатского, Назаровского и прилегающих месторождений — к устью Пра-Чулыма. В обоих случаях эти пласты перекрываются осадками прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна. Кроме того, значительно менее мощное торфонакопление происходило в долине Пра-Ангары. Там оно было связано исключительно с межрусловыми пространствами, которые совпадали с древними возвышенностями доюрского рельефа (Черемховское, Кармагайское, Забитуйское, Новометелкинское, Азейское и другие месторождения). Вполне возможно, что в аналогичных условиях формировались торфяники и в долине Пра-Тунгуски. Так, И. В. Лебедев (1956) отмечает присутствие сложно построенного угольного пласта (мощностью 1,33+6,97 *м*) на Подкаменной Тунгуске, который он сопоставляет по времени образования с мощным пластом в Канско-Ачинском угольном бассейне.



Фиг. 35. Схематическая палеогеографическая карта аллювиально-озерно-болотной угленосной (второй) подформации (верхняя часть). Конец ингрессии — начало регрессии

Условные обозначения см. на фиг. 28

Площади мощного торфонакопления имели довольно ограниченное распространение и контролировались общим распределением обстановок осадко- и угленакопления. В сторону суши оно замещалось развитием озерно-болотных обстановок с обычным торфонакоплением, а по направлению к эпиконтинентальному морскому бассейну — образованием озерно-болотных и в большей мере прибрежно-морских обстановок. Поэтому нельзя согласиться с построениями И. В. Лебедева (1956), который сопоставляет мощный (75 *м*) пласт Итатского месторождения (пласт Итатский) с 280-метровым отрезком разреза по Белогорской опорной скважине, содержащим в этом интервале до 20 угольных пластов общей мощностью 60 *м*. Однако, если даже сопоставить эти участки разреза с учетом коэффициента уплотнения осадков и торфяников, то такая разница их мощности не может быть объяснима, тем более, что мощность угольной массы примерно одинакова (на некоторых участках Итатского месторождения мощность пласта Итатского не превышает 40—45 *м*). Все это подтверждается данными литолого-фациального анализа и детальным сопоставлением разрезов, согласно которым среднеюрский разрез по Белогорской опорной скважине только в нижней половине отвечает итатской (белогорской, в старом обозначении) свите. В последней, как на Итатском и Березовском месторождениях, так и по Белогорской опорной скважине, выделяются три мезоцикла, из которых два нижних являются аллювиально-озерно-болотными, а верхний — аллювиально-прибрежно-морским, хотя русловый аллювий уже приобретает черты, переходные к осадкам подводной дельты. Кроме того, по мере постепенного увеличения в сторону центральных районов Тегульдетской впадины (в сторону более открытых частей эпиконтинентального морского бассейна) мощности осадков, имеющих более морской характер, чем осадки Итатского месторождения, происходит сокращение угленосности разреза, уменьшение мощности угольных пластов, усложнение их строения за счет появления прослоев терригенных и терригенно-углистых пород, общее ухудшение их качества. В еще более отчетливой форме это проявляется в разрезе Чулымской опорной скважины, где угленосность разреза еще более сокращается. По нашим данным, пласт Итатский Итатского месторождения может быть сопоставлен с одним из верхних пластов итатской свиты Белогорской опорной скважины.

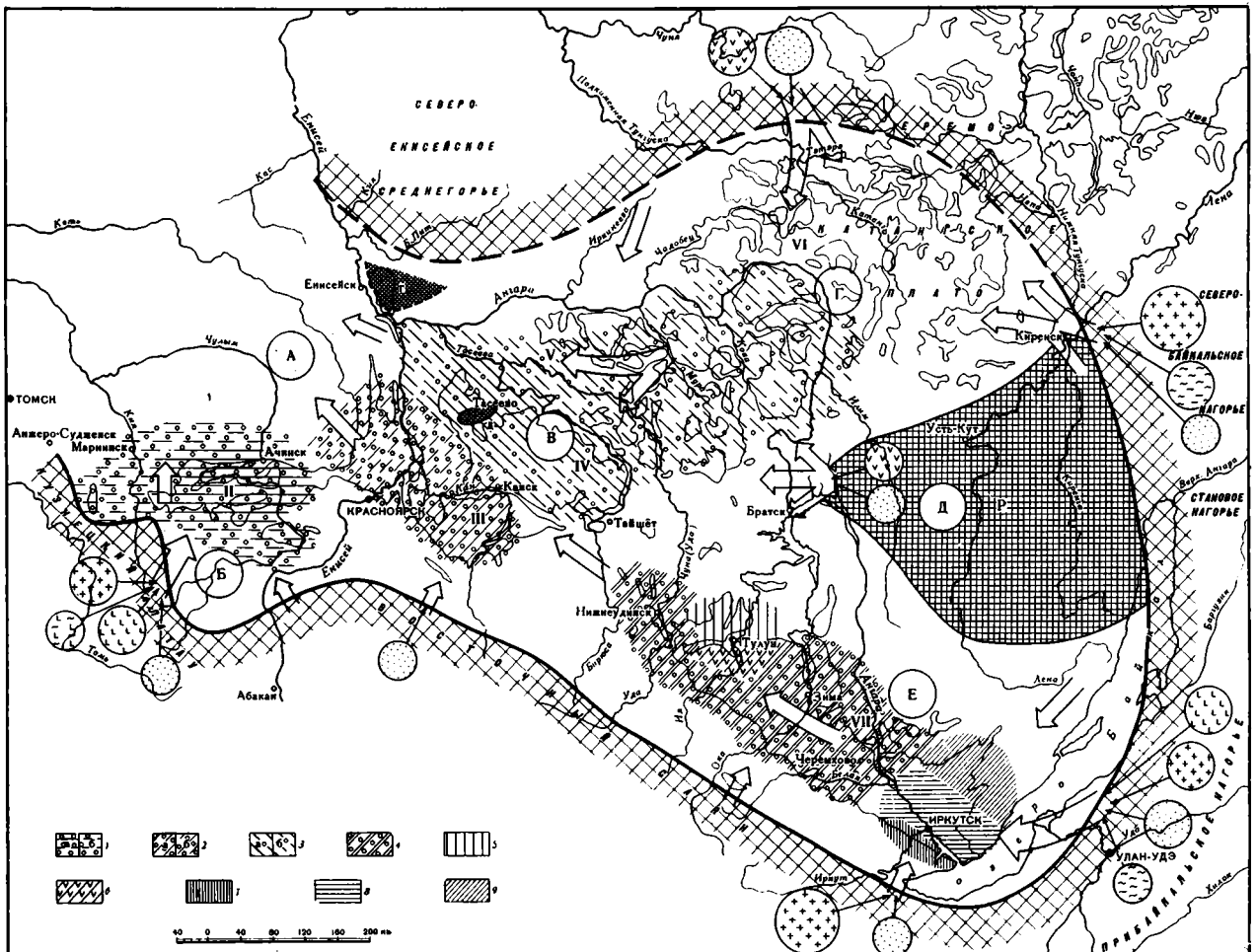
Речная сеть по мере развития ингрессии становилась все более дряхлой. Пра-Ангара, Пра-Тунгуска и Пра-Чулым пробивали себе путь среди озерно-болотного ландшафта. В отдельные периоды, когда сокращалась площадь торфяников и эпиконтинентальный морской бассейн несколько отступал, реки вновь оживали и накапливали более грубый материал. Зона такой «борьбы» между сушей и бассейном седиментации очень хорошо фиксируется на площади центральной и северо-западной частей прогиба, а также вдоль северной окраины юго-запада прогиба. Реки по-прежнему дренировали те же участки древней суши. Пра-Чулым продолжал формировать отложения гравийного и в большей мере песчаного грауваккoво-кварцевого состава (фиг. 36). Не изменился состав осадков, выносимых Пра-Тунгуской: это был все тот же кварцево-аркозовый гравийный и песчаный материал. Продолжалось усложнение минерального состава осадков средней и верхней частей второй подформации на юго-востоке прогиба. Древняя суша, прилегающая к этому региону, испытала наибольшее поднятие в связи с общим воздыманием Станового свода. Поэтому Пра-Ангара и ее притоки интенсивно размывали материнские породы и обнажали все новые и более разнообразные по составу горизонты пород. Формирование грауваккoво-аркозово-кварцевой ассоциации при значительном содержании бурого биотита и выветрелых кислых плагиоклазов обусловило общее

Фиг. 36. Схематическая карта распределения терригенно-минеральных ассоциаций времени накопления аллювиально-озерно-болотной угленосной (второй) подформации (средний и конечный этапы)

Терригенно-минеральные ассоциации:

1 — грауваккково-кварцевая;
2 — грауваккково-аркозовая;
3 — кварцево-аркозовая;
4 — грауваккково-аркозово-кварцевая при значительном содержании бурого биотита и выветрелых кислых плагиоклазов;
5 — мономинерально-кварцевая при высоком содержании кварца осадочных пород;
6 — олигомиктово-кварцевая при высоком содержании биотита;
7 — полевошпатово-грауваккковая при высоком содержании обломков гранитных пород;
8 — грауваккково-аркозовая с преобладанием кислых плагиоклазов и микроклина;
9 — полевошпатово-грауваккковая при повышенном содержании биотита (в низах разреза)

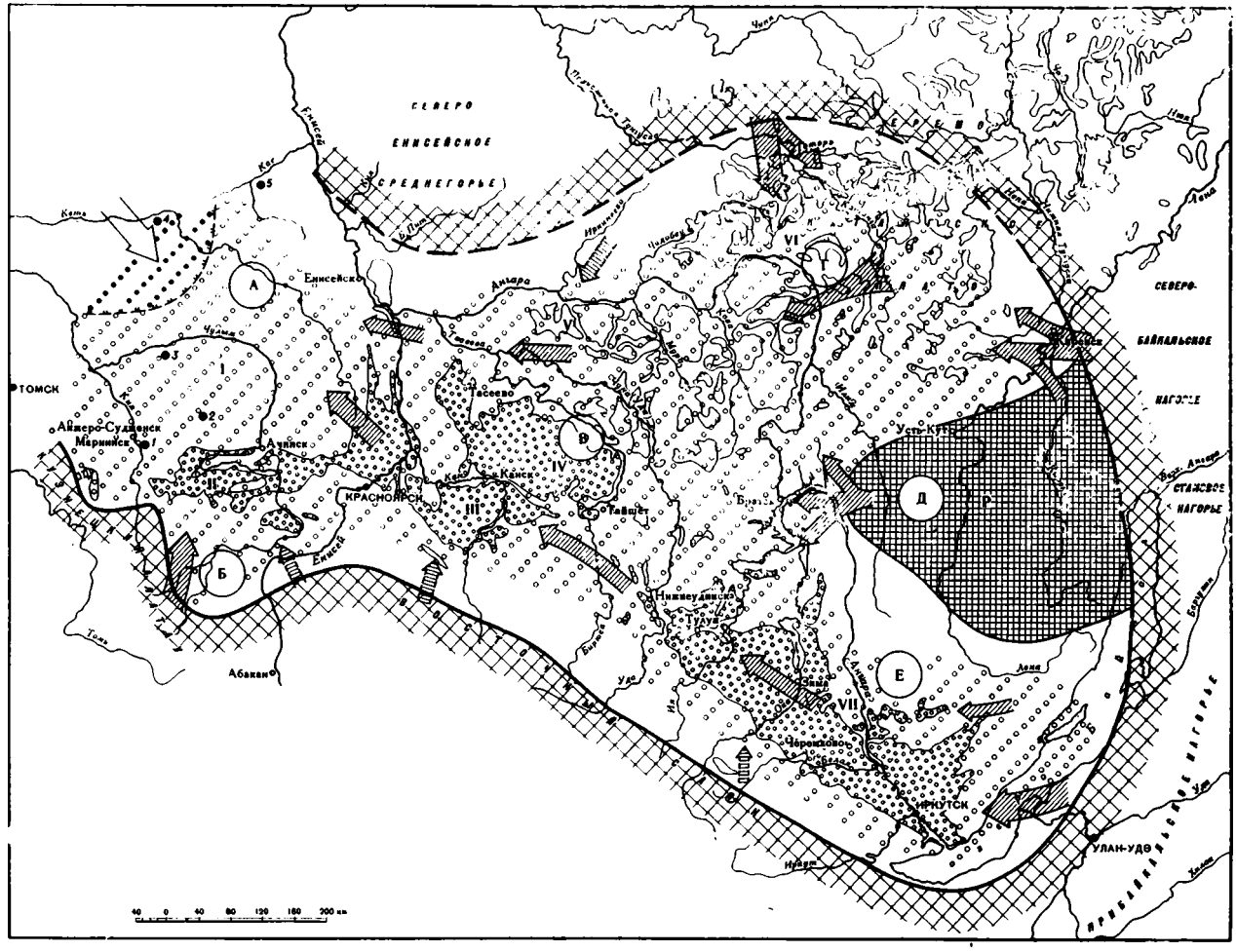
Остальные условные обозначения см. на фиг. 30



уменьшение зрелости пород средней и верхней частей подформации. В верховье Пра-Ангары еще более усложнился минеральный состав пород за счет увеличившегося сноса обломков гранитов с Восточного Саяна. В районе Тулуна в результате усилившегося размыва осадочного комплекса пород Верхнеленской возвышенности накапливались мономинерально- и олигомиктово-кварцевые песчаники.

К концу времени формирования второй подформации эпиконтинентальный морской бассейн, как уже упоминалось, глубоко проник по долине Пра-Ангары и образовал очень крупный, в значительной мере опресненный довольно открытый его залив. Река Пра-Ангара впадала в его юго-юго-восточную часть, где накапливались песчаники подводной дельты. В восточной, северо-восточной и северной частях залива отлагались песчано-алеврито-глинистые осадки макрофации заливно-лагунного прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна. Отложения подводной дельты формировались и против устья Пра-Чулыма, образуя совместно с дельтовыми песчаниками Пра-Ангары и Пра-Тунгуски обширную зону открытого прибрежного мелководья бассейна. Между устьями Пра-Чулыма и Пра-Ангары существовали условия полуизолированного, участками застойного мелководья, где могли накапливаться более мелкозернистые осадки. Не исключено, что мелководная зона эпиконтинентального морского бассейна изобиловала многочисленными островами, которые как бы продолжали сушу в глубь ее районов, а грубые осадки, значительное опреснение вод и мелководье не создавали благоприятных условий для поселения и жизни морской фауны. Как увидим ниже, в более закрытых заливах и лагунах, в которые не впадали крупные реки, поселялась в значительной мере опресненная фауна.

Дальнейшее накопление осадков было прервано регрессией эпиконтинентального морского бассейна (фиг. 37). На сей раз он также отступил за пределы северо-западной окраины прогиба, но находился в непосредственной близости от нее. Прогиб вновь превратился в аллювиально-дельтовую равнину, но еще более плоскую, чем раньше; исчезли все возвышенности доюрского рельефа. Если и существовали какие-либо неровности рельефа, то они своим происхождением были обязаны исключительно эрозии. По-прежнему существовали различия между частями прогиба, прилегающими, с одной стороны, к областям древней суши, и с другой — к побережью эпиконтинентального морского бассейна. По мере движения к областям сноса долины рек становились более узкими и, естественно, приобретали более пересеченный рельеф. Продолжавшееся обособление прогиба и смещение его главной, приангарской, оси на юго-запад, в сторону воздымавшегося Восточного Саяна, привело к относительному неодинаковому поднятию юго-западного и южного обрамлений прогиба и к некоторому перераспределению седиментации. Более интенсивное поднятие Кузнецкого Алатау и его расположение в непосредственной близости от эпиконтинентального морского бассейна обусловили крутой профиль Пра-Чулыма и, следовательно, усилили его эродирующую деятельность. В результате этого в ряде районов были уничтожены верхние горизонты отложений второй подформации, а между Итатским и Боготольским месторождениями размытым оказался мощный пласт Итатский. Зона размыва совпадает с центральной частью русла Пра-Чулыма. Этот размыв отразился и на конфигурации побережья, которое в первой половине времени накопления осадков третьей подформации глубоко вдавалось в центральные районы Тегульдетской впадины. Он же сказался и на составе осадков прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна, которые приобрели более песчаный характер. Пра-Ангара и Пра-Тунгуска, хотя и имели пологий профиль, но также



Фиг. 37. Схематическая палеогеографическая карта аллювиально-озерно-прибрежно-морской слабоугленосной (третьей) подформации (нижняя часть). Конец регрессии — начало ингрессии

Условные обозначения см. на фиг. 28

выносили большое количество обломочного материала в эпиконтинентальный морской бассейн и наращивали свои подводные дельты.

Данных по минеральному составу пород для третьей подформации сравнительно немного. Это связано с тем, как уже упоминалось выше, что ее отложения, там где они выходят на дневную поверхность, в значительной мере эродированы, а в Тегульдетской впадине автором не изучались, и по ним нет соответствующих данных. На юго-востоке прогиба, где эти породы в основном сохранились в наиболее пониженных локальных участках Бельско-Окинской и Зима-Удинской мульд, они скорее отражают влияние местных источников сноса с Восточного Саяна и Верхнеленской возвышенности, чем Прибайкальского нагорья (фиг. 38), так как осадков центральной части Пра-Ангары в настоящее время не сохранилось. В истоках р. Ангары и Приркутской мульде отложения, которые поступали как из районов Прибайкальского нагорья, так и из прилегающих участков Восточного Саяна, по-прежнему имели пестрый минералогический состав. В центре прогиба известны только песчаные осадки, выносимые Пра-Тунгуской. Здесь кварцево-аркозовая ассоциация сменяется менее зрелой кварцево-полевошпатовой при повышенном содержании обломков пород. Ее возникновение обусловлено усилившимся выносом обломочного материала из районов продолжавшего воздыматься Северо-Байкальского нагорья. На юго-западе прогиба в долине Пра-Чулыма в основном за счет размыва гранитных интрузий Кузнецкого Алатау и Саралинского массива накапливались олигомиктово-кварцевые и мономинерально-кварцевые песчаные отложения.

После некоторого усиления процессов эрозии, которым ознаменовалось начало третьего этапа образования юрской угленосной формации, вновь началась ингрессия эпиконтинентального морского бассейна (фиг. 39). К концу времени формирования третьей подформации ингрессия захватила северную окраину юго-запада прогиба, а в восточном направлении достигла района р. Енисея. Однако в отличие от конца второго этапа эпиконтинентальный морской бассейн образовал не обширный открытый залив, который в основном заполнил нижнее течение Пра-Ангары, а залив-лагуну, унаследовав при этом только его северную часть. Это объясняется тем, что большое количество обломочного материала, которое было вынесено Пра-Ангарой, заполнило ее приустьевую часть и образовало громадную подводную дельту, которая теперь препятствовала проникновению вод бассейна вдоль центральной части долины Пра-Ангары.

Новым в осадконакоплении и в характере эпиконтинентального морского бассейна явилось то, что в связи с некоторой аридизацией климата изменился комплекс заливно-лагунных осадков. В самой их прибрежной зоне стали накапливаться зеленовато-серые и пестроокрашенные алевролиты и аргиллиты, иногда даже указывающие на периодическое осушение самой прибрежно-мелководной зоны. В остальной части залива-лагуны и между дельтами Пра-Ангары и Пра-Чулыма, Пра-Ангары и Пра-Тунгуски, а также севернее последней, возможно только за некоторым исключением, отлагались песчано-алеврито-глинистые осадки прибрежного мелководья гумидного типа. Именно в этих отложениях в районе Тасеева была встречена фауна моллюсков, филлопод, остракод, которые, по мнению Г. Г Мартинсона (1961), указывают на опресненные условия их обитания. Возникает вопрос, считать ли их отложениями континентальных пресных озер или крупных опресненных заливов-лагун в специфических палеогеографических условиях, которые были характерны для периода накопления прибрежно-мелководных осадков в эпиконтинентальном морском бассейне? Автор, исходя из общего фациального и палеогеографического анализа юрской угленосной формации в целом, склонен придерживаться последней точки

Фиг. 38. Схематическая карта распределения терригенно-минеральных ассоциаций времени накопления аллювиально-озерно-прибрежно-морской слабоугленосной (третьей) подформации

Терригенно-минеральные ассоциации:

1 — олигомиктово-кварцевая при повышенном содержании полевых шпатов, переходящая вверх по разрезу в мономинерально-кварцевую;

2 — кварцево-полевошпатовая при повышенном содержании обломков пород;

3 — олигомиктово-кварцевая при высоком содержании биотита;

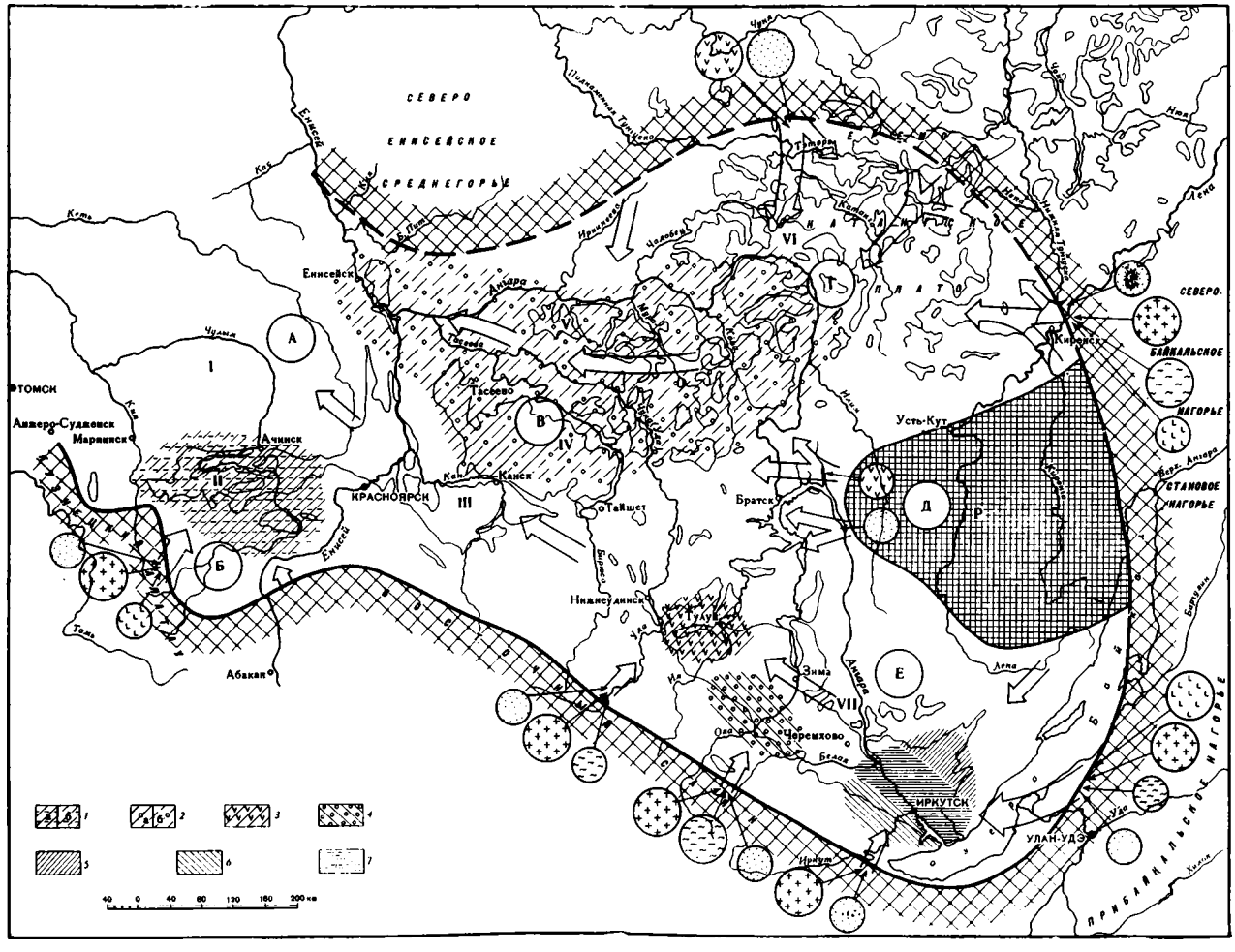
4 — аркозово-грауваккова, иногда с повышенным содержанием средних плагиоклазов;

5 — полевошпатово-грауваккова при повышенном содержании биотита (в низах разреза);

6 — загрязненная грауваккова-аркозовая;

7 — грауваккова-аркозовая с преобладанием кислых плагиоклазов и микроклина

Остальные условные обозначения см. на фиг. 30



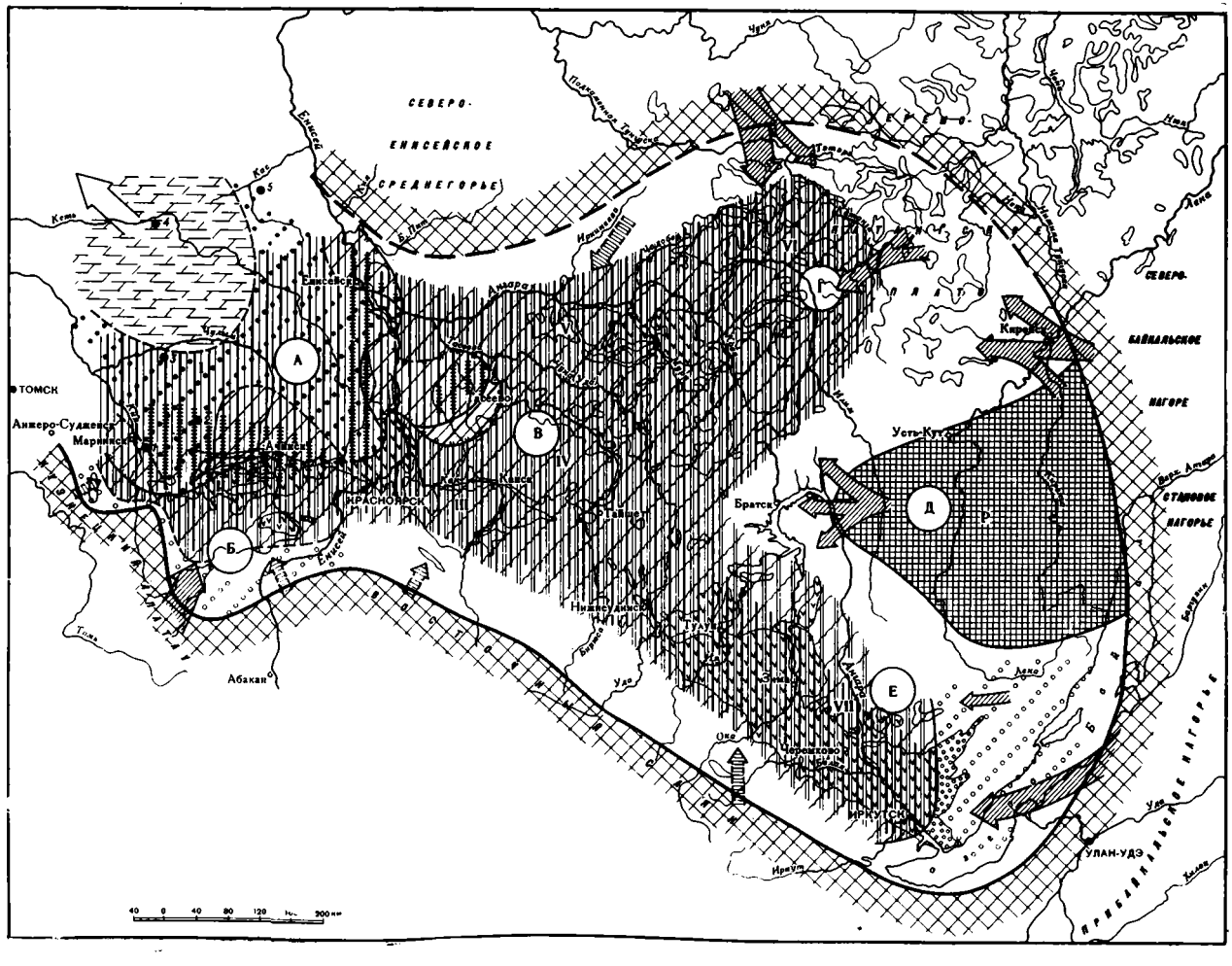
зрения. В остальном прибрежная зона эпиконтинентального морского бассейна мало отличалась от той, которая существовала в конце второго этапа образования формации. Исключением, может быть, является то, что к северо-западной окраине прогиба подступали участки эпиконтинентального морского бассейна с типично морским режимом.

Остальная часть прогиба к концу третьего этапа представляла собой обширную озерно-болотную равнину. Заболачивание уже не являлось столь характерной чертой этого ландшафта. На юго-востоке и, очевидно, северо-востоке прогиба возникали, и то не всегда, маломощные торфяники на ограниченной площади. Лишь на побережье эпиконтинентального морского бассейна формировались торфяники, давшие угольные пласты мощностью до 3—7 *м*, правда, также имеющие больше локальное распространение. Эти участки торфонакопления были приурочены к озерно-болотным и прибрежно-морским обстановкам приустьевых участков Пра-Ангары и Пра-Чулыма. Здесь заболачиванию подвергались как участки суши, так и участки прибрежного морского мелководья после их заполнения осадками рек и превращения в острова и полуострова.

Четвертый этап, отвечающий времени накопления аллювиально-прибрежно-морской углисто-карбонатной подформации, ознаменовался вновь нарушением относительно стабилизировавшегося режима седиментации. Восходящие тектонические движения, которые в наиболее интенсивной форме проявились на юго-востоке прогиба, привели к регрессии, правда менее значительной, чем ранее, эпиконтинентального морского бассейна в северо-западном направлении (фиг. 40). На юго-востоке, северо-востоке, в центре и на юго-западе прогиба широкое развитие получили аллювиальные отложения. Пра-Ангара, Пра-Тунгуска и Пра-Чулым вновь усилили свою эрозионную деятельность и в большом количестве транспортировали обломочный материал. В верховьях Пра-Ангары (побережье Байкала, истоки р. Ангары и частично Прииркутская мульда) сохранились аллювиальные обстановки речных долин горного типа, в которых накапливались разногалечные конгломераты с прослоями разнозернистых гравелитов (байкальские и кудинские конгломераты). Далее вниз по течению в русловом аллювии преобладали крупно- и среднезернистые песчаники с линзами гравелитов и включениями отдельных галек.

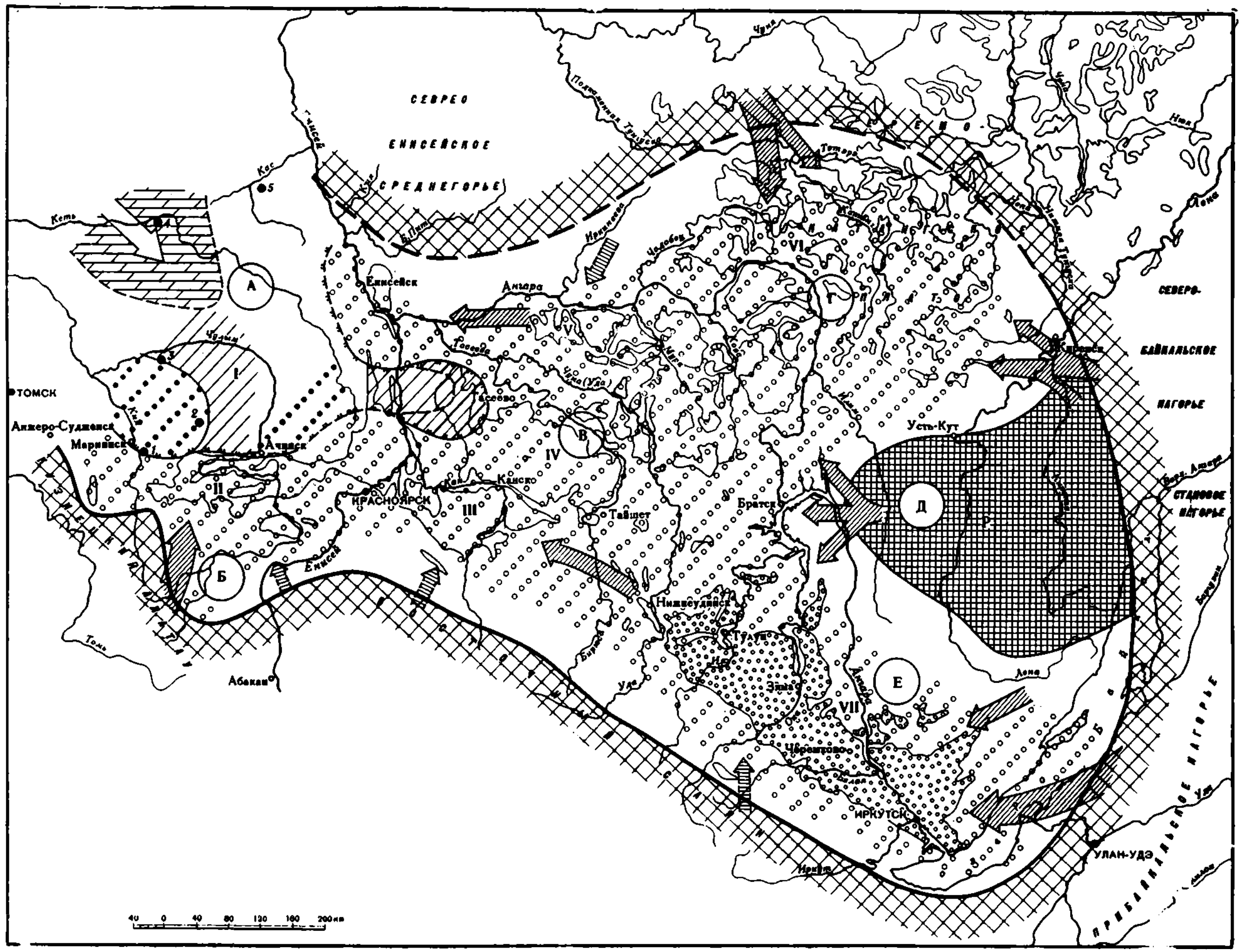
В центре и на юго-западе прогиба ландшафт представлял собой очень выровненные низовья этих трех крупных аллювиально-дельтовых равнин, которые образовали здесь сплошное поле накопления речных отложений. Кое-где в Приенисейском районе, связанном с долиной Пра-Тунгуски, в основании разреза иногда встречаются в песчаниках включения отдельных галек (геологоразведочные партии их принимают за прослои конгломератов), что дало основание некоторым исследователям (Боголепов, 1961) допускать наличие продолжительного перерыва в осадконакоплении. Нам представляется, что это следует объяснять интенсивной эрозией в лежащих к востоку и северо-востоку районах прогиба. Такой вывод подтверждается отсутствием в более западных разрезах Тегульдетской впадины аллювиальных осадков и наличием непрерывного разреза между отложениями третьей и четвертой подформаций. Даже русловый аллювий Пра-Чулыма, который в процессе выработки своей долины уничтожил не только верхние горизонты третьей подформации, но участками и ее полный разрез (Итатская мульда), сложен материалом в основном не грубее песчаного.

Эпиконтинентальный морской бассейн в пределах прогиба занимал несколько меньшую площадь, сохранив при этом почти те же очертания береговой линии, какие были характерны для конца третьего этапа образования формации. По-прежнему в районы северо-востока



Фиг. 39. Схематическая палеогеографическая карта аллювиально-озерно-прибрежно-морской слабоугленосной (третьей) подформации (верхняя часть). Конец ингрессии — начало регрессии

Условные обозначения см. на фиг. 28.



Фиг. 40. Схематическая палеогеографическая карта аллювиально - прибрежно-морской углисто-карбонатной (четвертой) подформации (нижняя часть). Конец регрессии — начало ингрессии

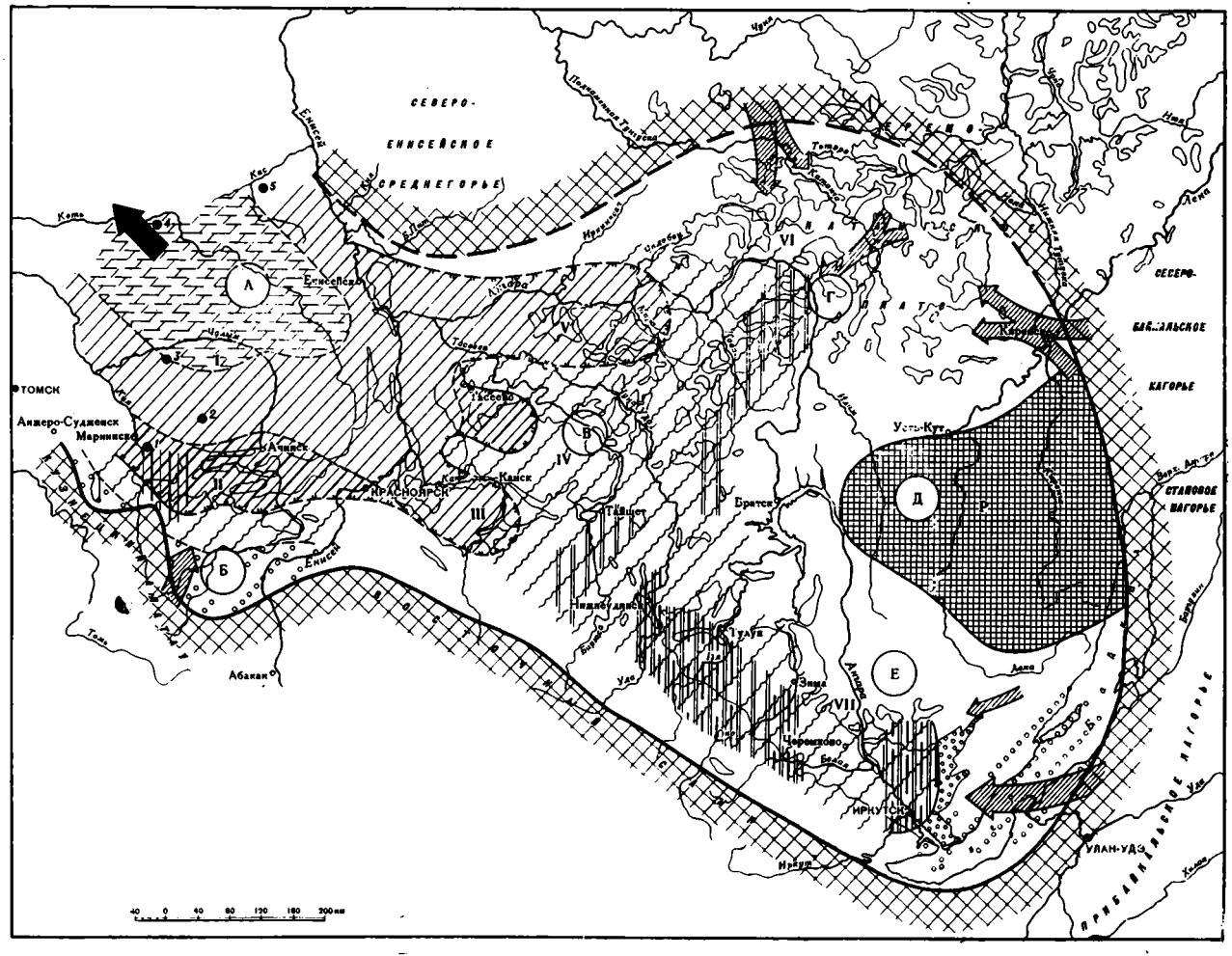
Условные обозначения см. на фиг. 28

Канско-Тасеевской впадины вдавался залив-лагуна, в самой прибрежной части которого накапливались аргиллиты и алевролиты, но уже с более отчетливо выраженными признаками аридизации климата. В остальной части побережье несколько выступало в сторону бассейна в районах устьев Пра-Ангары, Пра-Чулыма и Пра-Тунгуски. В прибрежной зоне накапливались в значительной мере опресненные осадки как прибрежного полуизолированного, так и открытого подвижного мелководья. На самом северо-западе прогиба существовали обстановки с типичным морским режимом.

Регрессия эпиконтинентального морского бассейна, несмотря на то, что на ряде участков оказались размытыми многие горизонты нижележащих пород, была сравнительно непродолжительной, особенно в центральных и юго-западных районах прогиба. Затем началась довольно интенсивная ингрессия бассейна (фиг. 41). В прибрежных районах суши смогли накапливаться осадки лишь руслового и пойменного аллювия первого аллювиально-прибрежно-морского цикла. Кое-где в центральных частях русел Пра-Ангары, Пра-Чулыма и Пра-Тунгуски ему предшествует аллювиальный цикл. Ингрессия ограничилась в основном лишь внедрением бассейна в приустьевые участки Пра-Чулыма, Пра-Ангары и Пра-Тунгуски. В устье Пра-Чулыма она не заходила южнее современных контуров распространения отложений юры. Глубже бассейн проник вдоль долины Пра-Ангары, где образовал большой залив, достигший районов юго-восточнее г. Канска. Несколько восточнее сместился залив-лагуна, в котором теперь в основном преобладали прибрежно-морские обстановки с признаками аридизации климата. Вполне возможно, что основная ингрессия эпиконтинентального морского бассейна произошла вдоль долины Пра-Тунгуски, достигнув почти среднего течения современной р. Ангары. Только проникновением сюда с запада морского бассейна можно объяснить находку Г. Ф. Лунгерсгаузеном в районе р. Чадобец верхнеюрского аммонита, хотя самый факт его находки многие исследователи ставят под сомнение.

Подобная асимметрия в ингрессии эпиконтинентального морского бассейна была связана с продолжавшимся поднятием Станового свода, которое как бы перекосило прогиб. В результате этого оказались более опущенными северо-западная и северная части прогиба, куда по долине Пра-Тунгуски и устремился эпиконтинентальный морской бассейн. В свою очередь несколько изменился и профиль самого бассейна: резко сократилась его эпиконтинентальная зона, а участки с собственно морской седиментацией приблизились к побережью. Это явилось следствием тех же восходящих движений Станового свода, благодаря которым увеличилась разница в абсолютных отметках юго-запада, юга, юго-востока, востока и частично северо-востока прогиба по сравнению с остальной его частью. Поверхность прогиба в целом стала более наклоненной по направлению к эпиконтинентальному морскому бассейну, что незамедлительно сказалось на распределении в нем зон седиментогенеза.

По мере ингрессии эпиконтинентального морского бассейна на прибрежных участках суши возникали озерные ландшафты, которые лишь на ограниченных площадях подвергались весьма незначительному заболачиванию. Оно местами шло в долине Пра-Ангары и, возможно, наблюдалось в долинах Пра-Тунгуски и Пра-Чулыма. В самом бассейне накапливались осадки прибрежного заливно-лагунного и открытого мелководья, кое-где с признаками аридизации климата, а типично морские осадки — на некотором удалении от побережья. Изменение общего характера седиментогенеза и прогрессирующая аридизация климата привели к тому, что четвертая подформация практически стала неугленосной и даже рассеянная растительная органика не всегда сопровождала



Фиг. 41. Схематическая палеогеографическая карта аллювиально-прибрежно-морской углисто-карбонатной (четвертой) подформации (верхняя часть). Конец ингрессии — начало регрессии

Условные обозначения см. на фиг. 38

осадконакопление, особенно в районах, располагавшихся на побережье эпиконтинентального морского бассейна. В то же время разрез подформации в целом обогатился рассеянным карбонатным материалом, особенно на тех участках, где он имеет морской генезис. Отложениями четвертой подформации заканчивается разрез юрской алювиально-озерно-морской угленосной формации.

Дальнейший седиментогенез, который по времени отвечает неокому, протекал в еще более резко иных условиях, что было связано с изменениями климата и особенностей тектонического развития Южной Сибири. Эти изменения были заложены еще во время образования верхней части юрской угленосной формации и к началу раннемелового времени проявились более резко. Для того чтобы это отчетливо было видно, следует кратко остановиться на строении и условиях накопления осадков вышележащей красноцветной мергелистой формации неокома, которая установлена К. В. Боголеповым (1960) на юго-востоке Западно-Сибирской эпипалеозойской платформы.

В центральной части Тегульдетской впадины (Чулымская опорная скважина) эта формация, по данным З. Н. Поярковой (1961), представлена переслаиванием глин, алевролитов и песчаников. Глины почти постоянно содержат известковистые включения. В нижней части разреза формации (230 *м*) песчаники и алевролиты несколько преобладают над глинами; все они имеют преимущественно зеленую окраску. Песчаники обычно мелко- , реже средне- и даже крупнозернистые, иногда со слабо выраженной косой слоистостью. В песчаниках нередко содержатся катуны зеленых аргиллитов, а также стяжения белого и серого карбоната, вокруг которых наблюдается оторочка из мелких кристаллов пирита. Алевролиты серые и зеленые, массивные, с горизонтальной, косоволнистой и косой слоистостью. В них изредка встречаются известковистые стяжения и мелкие кристаллы пирита. Глины серые, зеленые, красно-бурые, иногда алевритовые, часто горизонтальнослоистые, с катунами песчаников и аргиллитов, известковистыми стяжениями и кристаллами пирита. Встречаются мономиктовые конгломераты, образованные скоплениями мелких известковистых стяжений, сцементированных глинистым и песчано-карбонатным материалом. В конгломератах иногда наблюдается слабо заметная косая слоистость.

Верхняя часть этой красноцветной мергелистой формации (514 *м*) отличается более пестрой окраской пород и преобладанием или равным соотношением глинистых и песчано-алевритовых пород. Здесь встречаются маломощные прослои серых мергелей, светло-серых и серых известняков с пелитоморфной или мелкокристаллической структурой и обычно с примесью терригенного материала. Здесь же обнаружены ядра и отпечатки гастропод, пелециподо и остракод, указывающие на прибрежно-морские условия седиментации.

Анализ строения разреза и характера осадков позволяет говорить об их прибрежно-морском и частично морском генезисе. Об этом свидетельствует отсутствие не только аллювиальных, но и озерных, озерно-болотных и болотных отложений. Чередующиеся в разрезе литогенетические типы отложений образуют прибрежно-морские и морские циклы. Каждый цикл начинается осадками наиболее мелководной и прибрежной зон бассейна, представленными мелкозернистыми песчаниками и алевролитами. В средней и верхней частях формации циклы, как правило, морские и сложены глинами, аргиллитами, мергелями и известняками.

В северном направлении наблюдается постепенное увеличение мощности отложений, образование которых происходило в более открытых частях морского бассейна. Так, за пределами северо-западной окраины прогиба (Максимоярская опорная скважина) разрез рассматриваемой формации, по данным З. Н. Поярковой (1961), представлен толщей

(710 *м*) сероцветных и в большей мере пестроцветных и красноцветных пород. Формация сложена чередующимися песчаниками, алевролитами, глинами и аргиллитами, которые в разных частях разреза в той или иной мере известковисты. Она заканчивается толщей глин и аргиллитов с прослоями глинистых и известковистых алевролитов и песчаников. Здесь, а также в средней части формации встречаются отдельные слои известняков и мергелей. В нижней части разреза формации встречена фауна пелециподи остракод.

На южном борту Тегульдетской впадины (Белогорская опорная скважина) разрез данной формации начинается маломощным (1,9 *м*) слоем конгломерата, состоящим из хорошо окатанной разнообразной, в основном глинистой гальки. Его наличие свидетельствует о размыве нижележащих отложений (далее на юг и юго-восток следы размыва проявляются в более отчетливой форме). В целом формация представлена чередованием песчаников (от крупно- до мелкозернистых), алевролитов, аргиллитов, мергелей и известняков. Изредка в ее составе встречаются конгломераты, образованные галькой известняков, глин и других пород. Породы формации очень часто известковисты и изредка содержат включения отдельных обрывков растений. Ее разрез здесь имеет более четкое циклическое строение; отложения образуют прибрежно-морские и в меньшей мере типично морские циклы. Все они безугольные и образованы большей частью песчаными осадками, характеризующими открытое подвижное и сильно подвижное мелководье (подводные валы, отложения центральных частей подводной дельты).

Южнее, в Итатской и Березовской мульдах, самые нижние горизонты этой формации были вскрыты на отдельных разрозненных участках. Ее породы со следами размыва залегают на отложениях юрской угленосной формации. В строении рассматриваемой формации участвуют пестроцветные аргиллиты и алевролиты с прослоями песчаников и доломитизированных известняков. В основании ее разреза залегают базальные конгломераты, гравелиты и разнозернистые песчаники. Последние входят в состав аллювиально-морского цикла, аллювий которого по генезису является переходным к отложениям подводной дельты. В остальной части разреза формации ее отложения образуют прибрежно-морские циклы.

На восточном борту Тегульдетской впадины, по данным К. В. Боголепова (1961) и ограниченным материалам автора, к данной формации может быть отнесена вскрытая скв. 3 (западный склон Пировского вала) толща песчано-глинистых отложений, образованная прибрежно-морскими (включая заливно-лагунные осадки) и морскими циклами. Ее разрез отличается от аналогичного разреза на южном борту Тегульдетской впадины большей однородностью состава, лучшей сортировкой слагающего материала, более мелкой размерностью осадков (песчаники мелкозернистые, алевролиты глинистые, аргиллиты), постепенными переходами между различными литогенетическими типами отложений. Разрез формации содержит прослои и линзы известняков и мергелей, а некоторые горизонты обогащены карбонатным материалом.

В последнее время подтвердилось предположение о присутствии отложений неокома на северо-западе Канско-Тасеевской впадины, что нашло отражение на вновь составленной Геологической карте Енисейско-Саянской складчатой области (1965). Разрез красноцветной мергелистой формации представлен чередованием песчаников, алевролитов и редко аргиллитов. Песчаники обычно мелкозернистые, кварцевые, глинистые и составляют ее бóльшую часть. Цвет отложений в основном зеленовато-серый, участками темно-буровато-серый.

Изучением генезиса осадков красноцветной мергелистой формации неокома занимались В. П. Казаринов (1958а, б), К. В. Боголепов

(1960, 1961), автор данной монографии и др. К. В. Боголепов (1961) считает, что она образовалась в условиях сухого жаркого, по-видимому, полупустынного климата в обширных бассейнах озерного и лагунного типов. Полупустынный характер ландшафта, по его мнению, подчеркивается отсутствием в отложениях растительных остатков. По нашему мнению, несколько иное строение здесь морских циклов указывает на типично морские условия их образования. Все эти циклы не содержат прибрежных и тем более озерных и озерно-болотных отложений. Каждый такой цикл, как правило, начинается и заканчивается осадками прибрежного открытого подвижного мелководья, между которыми заключены алеврито-глинистые, иногда карбонатные осадки более глубоководных частей бассейна. На северо-западе Канско-Тасеевской впадины они имеют в основном прибрежно-мелководный морской генезис.

После накопления осадков красноцветной мергелистой формации неокома произошло оживление и изменение тектонической жизни прогиба; в результате поднятий он был полностью превращен в сушу. Наступил перерыв в осадконакоплении, который на самом северо-западе прогиба был непродолжительным. За это время сам прогиб и окружавшие его пространства, за исключением его юго-восточных частей, были в значительной степени пенепленизированы, что в сочетании с другими факторами создало необходимые условия для интенсивного развития процессов глубокого химического выветривания. По данным К. В. Боголепова (1961), в пределах Тегульдетской впадины образовалась каолинитово-латеритная аптская кора выветривания, сохранившаяся только там, где произошло последующее осадконакопление. В настоящее время она устанавливается на склонах хребта Арга, в Кемчугских горах и вдоль западного склона Енисейского кряжа (Боголепов, 1961). Отложения аптской коры выветривания и красноцветной мергелистой формации перекрываются в центральной и внешней частях Тегульдетской впадины осадками сидерито-каолинитовой, а на южном и восточном ее склонах — бокситоносной формаций (по К. В. Боголепову, 1961).

ОСОБЕННОСТИ НАКОПЛЕНИЯ ОСАДКОВ В НЕКОТОРЫХ ЛАНДШАФТНЫХ ЗОНАХ АНГАРО-ЧУЛЫМСКОГО ПРОГИБА

Прежде чем перейти к рассмотрению общей палеогеографии юрской угленосной формации Ангаро-Чулымского прогиба в целом, следует остановиться на особенностях накопления осадков в некоторых ландшафтах, обратив особое внимание на те, которые могут вызывать или вызывают сомнения у ряда исследователей. Неодинаковые, а иногда и противоположные выводы при решении тех или иных вопросов часто возникают потому, что исследователи подходят к тому или иному изучаемому объекту с разной детальностью и без достаточного использования современных методов исследования. В настоящее время ни у кого не возникает сомнения в том, что сопоставление континентальных отложений между собой или последних с морскими образованиями, особенно в зоне их сочленения, которая приурочена к прибрежно-континентальным и прибрежно-морским ландшафтам, немыслимо без предварительного детального литолого-фациального анализа соответствующих отложений. Однако такой анализ далеко не всегда проводится, что порождает, естественно, неверные выводы. На это, в частности, автор обращал внимание при рассмотрении стратиграфии юры Иркутского и Канско-Ачинского угольных бассейнов.

К ошибочным выводам приходят исследователи при решении вопросов структурного анализа, если последний не опирается на детальный фациальный анализ. Часто современные контуры распространения отложений ошибочно принимают за изначальные, а рядом расположенные впадины трактуются как первичные. Подобные рассуждения по отношению к отложениям юрской угленосной формации Южной Сибири приводят М. П. Бурцев (1961), А. А. Семериков (1961), Н. Ф. Рябоконь и др. (1962) и другие исследователи. Это бывает также при анализе древнего рельефа, который предшествует осадконакоплению. В ряде случаев без всяких оснований современный рельеф, если он еще при этом сильно расчленен, отождествляется с древним. А что делать, если не известны детали накопления осадков? Одного лишь упоминания, что это, например, аллювиальные или озерные отложения, еще недостаточно; необходимо знать, к какой части того или иного ландшафта приурочены данные отложения, каковы их соотношения со смежными, каков характер этих ландшафтов, и учитывать многие другие признаки, которые позволяют определять детали генезиса и ареалы распространения соответствующих осадков.

Во многих случаях литологическое изучение осадков в целом ограничивается рассмотрением лишь гранулометрии пород, иногда даже с определением их минералогического состава, но без учета их генезиса; последний иногда основывается на указании Д. В. Наливкина, что «не может быть моря без морской фауны» (Наливкин, 1955—1956, т. II, стр. 340). Это, например, продемонстрировано при определении генезиса юрских осадков юго-восточной окраины Западно-Сибирской эпипалеозойской платформы (Казаринов, 1955, 1958а, б). И, наконец, многие палеогеографические выводы делаются главным образом исходя из общих геологических умозаключений. Пример тому — эволюция взглядов М. М. Одинцова (1953, 1958, 1963; Одинцов и др., 1961) на историю развития Южной Сибири в мезозое.

В данной монографии многие эти вопросы в той или иной мере отражены применительно к изучению отложений юрской угленосной формации Ангаро-Чулымского прогиба. Рассмотрим более подробно некоторую специфику ландшафтов речных долин, особенно тех, которые образуют приустьевые участки крупных рек и по существу составляют основу аллювиально-дельтовых равнин. Большой интерес представляет заливно-лагунная прибрежно-мелководная зона эпиконтинентального опресненного морского бассейна и ее соотношения с открытым мелководьем и более глубоководными его частями, с одной стороны, и самим побережьем — с другой; и, наконец, торфяные болота, которые периодически возникали в результате заболачивания в основном наземных приустьевых пространств побережья и, в ряде случаев, компенсированных участков прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна. Все эти дополнительные рассуждения в значительной мере основываются на сравнении с современными ландшафтами, которые, хотя и не являются абсолютными аналогами древних, но во многих чертах им подобны.

Аллювиально-дельтовые равнины

Аллювиальные отложения составляют одну из характерных особенностей угленосных формаций с девона до наших дней. Все районы накопления угленосных отложений обычно приурочены к областям сопряжения периферии поднятий с крупными бассейнами седиментации (морскими или внутриконтинентальными), т. е. локализуются там, где происходят значительные прогибания земной коры. Именно здесь и возникают обширные аллювиально-дельтовые равнины, которые при со-

ответствующих тектонических, палеогеографических и климатических условиях подвергаются заболачиванию с последующим накоплением торфяников.

Типичной крупной и сложно построенной аллювиально-дельтовой равниной являлся Ангаро-Чулымский мезозойский прогиб на территории Южной Сибири. Ее контуры в пределах прогиба не оставались постоянными и изменялись каждый раз в зависимости от интенсивности регрессий и ингрессий эпиконтинентального морского бассейна. Как известно, эта равнина формировалась в процессе эрозионно-аккумулятивной деятельности трех основных рек — Пра-Ангары, Пра-Тунгуски и Пра-Чулыма и множества их притоков и малых рек, дренировавших окружавшие прогиб возвышенные пространства. Наиболее крупной рекой, приуроченной к главной оси прогиба, была Пра-Ангара, которая с большой достоверностью прослеживается на территории прогиба и может быть охарактеризована более детально.

Истоки Пра-Ангары находились в пределах Прибайкальского нагорья; юрские конгломераты восточного берега Байкала в районе дельты р. Селенги являются, очевидно, ее горным аллювием. Не исключено, что она начиналась не одним, а двумя-тремя истоками, где-то в Западном Прибайкалье сливавшимися в одну крупную реку, которая затем пробивала себе дорогу в северо-западном направлении вдоль Восточного Саяна.

Во время каждой регрессии эпиконтинентального морского бассейна Пра-Ангара, как и остальные реки, начинала вновь вырабатывать свой профиль равновесия. В эти периоды она наиболее энергично размывала Прибайкальское нагорье и переносила наибольшее количество обломочного материала. В верховье Пра-Ангара имела характер типично горной реки и накопление осадков было особенно неустойчивым. Формирование ландшафта речной долины усложнялось множеством притоков, стекавших с Восточного Саяна и Верхнеленской древней возвышенности. По мере приближения к эпиконтинентальному опресненному морскому бассейну речная долина расширялась, рельеф ее становился все более выровненным, а сама река дробилась на отдельные рукава и приобретала типичный равнинный характер. Наиболее причудливые контуры русло Пра-Ангары имело в первую половину образования формации, когда доюрские возвышенности внутри прогиба (Харат-Ользонская, Черемхово-Тагнинская, Тулунская, Урало-Ключевская и многие другие) еще составляли характерную черту рельефа. К концу каждого этапа образования формации Пра-Ангара и другие реки, очевидно, достигали своего профиля равновесия. Их долины в среднем и нижнем течении становились обширными и плоскими с предельно выровненным рельефом.

Неотъемлемым элементом ландшафта были многочисленные озерные водоемы. В пределах собственно долины Пра-Ангары озера были мелкими и возникали на весьма непродолжительное время, часто меняя свое местоположение и характер накопления осадков. Они обычно наследовали старицы и понижения в рельефе поймы и не всегда получали постоянное водное питание. Сочетания речного, озерного, озерно-болотного и болотного ландшафтов порождали аллювиально-озерно-болотные и озерно-болотные обстановки, детальный анализ которых позволяет выяснять и прослеживать их изменения в любой момент накопления осадков формации. Однако при реконструкции древней долины в целом все же не всегда можно нарисовать ее коренные берега, так как они чаще всего находятся за пределами современных контуров распространения соответствующих отложений, как это имеет место, например, на юго-востоке прогиба. Для отдельных отрезков детальный литолого-фациальный анализ позволяет составить довольно

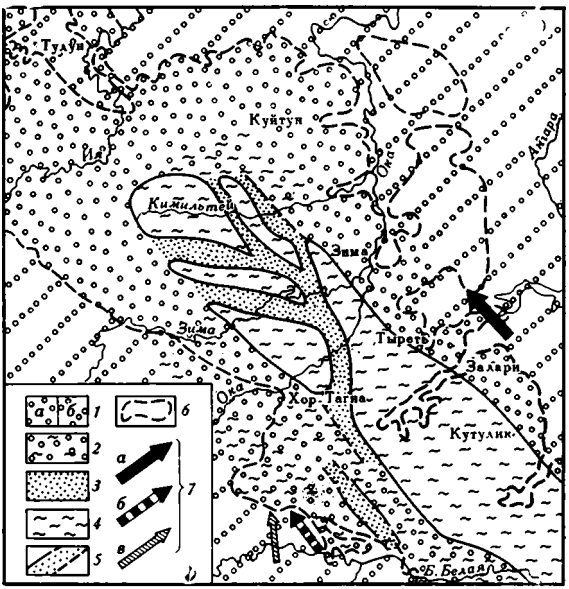
точное представление о накоплении осадков на отдельных участках речной долины. Так, например, В. И. Копорулин (1966) в процессе такого изучения особенностей осадко- и угленакопления в области Черемхово-Тагнинской возвышенности составил несколько подробных поэтапных схематических палеогеографических карт, отражающих последовательное изменение контуров отдельных элементов ландшафта речной долины Пра-Ангары. На воспроизводимых двух несколько упрощенных (сняты все обозначения, связанные с детальной расшифровкой углепроявления) и незначительно дополненных и измененных автором палеогеографических схемах (фиг. 42, 43) показан аллювий основного русла Пра-Ангары, протекающей северо-восточнее перекрытой юрскими осадками Черемхово-Тагнинской древней возвышенности рельефа, а также аллювий прибортовых частей и второстепенного русла Пра-Ангары (в него впадала Пра-Ока), обтекающего с юго-запада эту древнюю возвышенность. Область, под которой располагается погруженная Черемхово-Тагнинская возвышенность, служила ареной накопления пойменно-озерных отложений, между которыми блуждали протоки Пра-Ангары. Такое расположение элементов ландшафта речной долины обусловлено тем, что русла Пра-Ангары были приурочены к наиболее интенсивно погружавшимся частям долины, поскольку Черемхово-Тагнинская возвышенность, как указывалось, также погружалась, но менее интенсивно, т. е. фактически испытывала относительное поднятие. Именно поэтому здесь и создавались благоприятные условия не только для развития пойменно-озерных и озерно-болотных отложений, но и для мощного торфонакопления. На основе такого подробного фациального анализа строения разрезов юрских отложений и составлялись рассмотренные ранее палеогеографические карты (см. фиг. 28, 31, 32, 34, 35, 37, 39—41) для последовательно сменявшихся этапов образования каждой подформации на территории Ангаро-Чулымского прогиба.

Долины Пра-Ангары, Пра-Тунгуски и Пра-Чулыма в своем нижнем течении сливались в единую аллювиально-дельтовую равнину. Это было обширное плоское залесенное пространство, в пределах которого кое-где, особенно в начальный период образования формации, поднимались отдельные возвышенности, являвшиеся еще наследием доюрского рельефа. Основным элементом ландшафта были наземные многорукавные дельты, которые постепенно переходили в свои подводные части. Пра-Ангара, Пра-Тунгуска и Пра-Чулым впадали в очень мелководный эпиконтинентальный опресненный морской бассейн, глубины которого, особенно в первой половине образования формаций, на протяжении многих сотен километров не превышали 10—20 *м*. Об этом свидетельствует не только широкое развитие осадков заливно-лагунного прибрежного и открытого мелководья, но и то, что он примыкает к не менее обширной плоской аллювиально-дельтовой равнине, которая очень постепенно погружалась под уровень эпиконтинентального морского бассейна. Дельты занимали большие площади и состояли из основных русел, многочисленных рукавов и протоков, между которыми располагались мелкие и крупные озера. Для внешнего края побережья были характерны заливы и лагуны причудливых форм, отделенные от открытого мелководья бассейна подводными валами, косами, барами и другими аккумулятивными формами рельефа его дна. Конфигурация побережья и элементы его ландшафта были относительно неустойчивы; в процессе регрессий и ингрессий бассейна они несколько изменялись, но в целом могли длительное время сохранять один и тот же тип ландшафта и его соотношения со смежными ландшафтами.

Современные дельты таких крупных рек, как Амазонка, Ориноко,

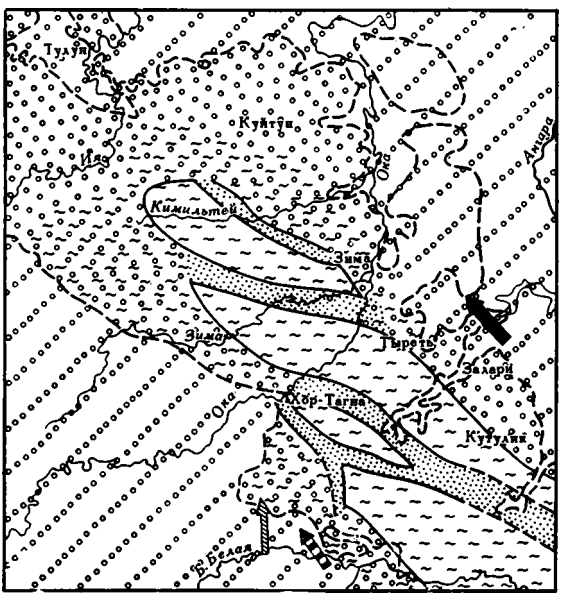
Фиг. 42. Схема детальной палеогеографии участка долины Пра-Ангары средней части второй подформации. Район погруженной Черемхово-Тагнинской возвышенности доюрского рельефа (по В. И. Копорулину, с дополнениями и изменениями П. П. Тимофеева)

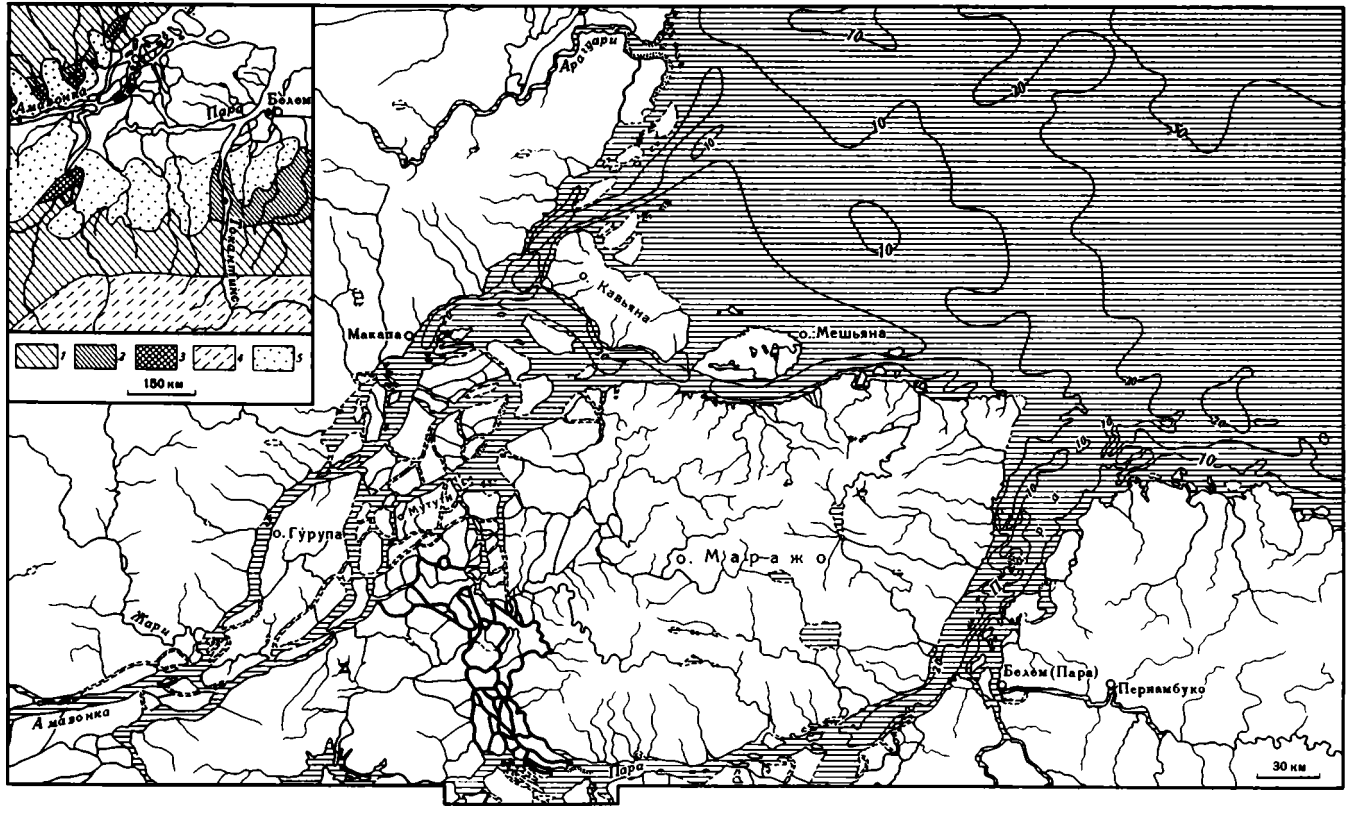
1 — участки Пра-Ангары с резким преобладанием руслового аллювия: *а* — установленные, *б* — предполагаемые;
2 — русловый аллювий прибортовых частей Пра-Ангары и ее второстепенных русел;
3 — аллювий протоков Пра-Ангары;
4 — участки долины Пра-Ангары с преобладанием озерных отложений;
5 — контуры элементов ландшафта долины Пра-Ангары;
6 — примерные контуры юрских отложений;
7 — направления течения рек: *а* — основного русла Пра-Ангары; *б* — второстепенного русла Пра-Ангары, *в* — Пра-Оки — левого притока Пра-Ангары



Фиг. 43. Схема детальной палеогеографии участка долины Пра-Ангары верхней части второй подформации. Район погруженной Черемхово-Тагнинской возвышенности доюрского рельефа (по В. И. Копорулину, с дополнениями и изменениями П. П. Тимофеева)

Условные обозначения см. на фиг. 42





Фиг. 44. Устье р. Амазонки. На врезке геологическая карта устья (по И. В. Самойлову, 1952).

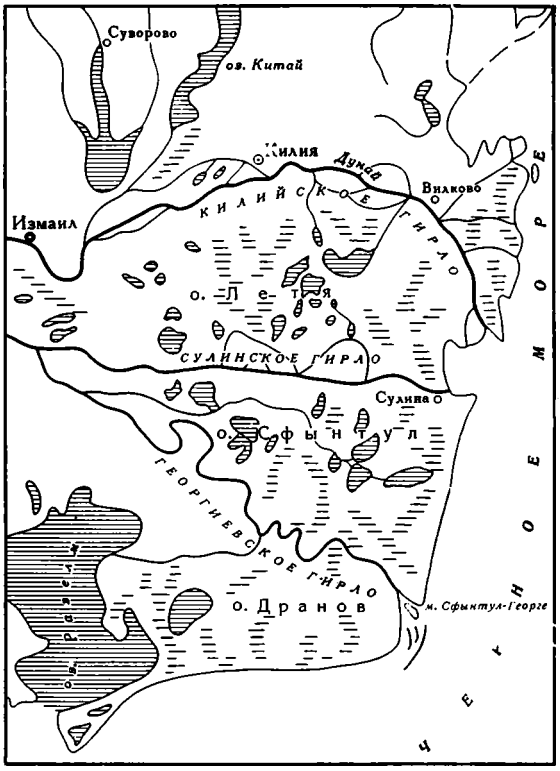
1 — кристаллические породы; *2* — силур; *3* — девон; *4* — пермотриас — мел; *5* — третичные осадки

Миссисипи, Рона, Дунай, Риони, Шатт-Эль-Араб, Янцзы и многих других, имеют довольно много сходных черт, которые помогают в расшифровке особенностей накопления осадков. Так, одной из самых крупных рек мира является Амазонка (фиг. 44), занимающая обширную низменность на севере Южной Америки. Ширина ее основного русла в нижнем течении составляет не менее 20 *км*, а в устье — до 80 *км*, что является следствием малого наклона реки (Самойлов, 1952). Впадая в океан, Амазонка дробится на рукава, между которыми располагаются острова, которые в свою очередь имеют озера; поверхность островов изрезана мелкими и короткими речками и ручейками. Очертания дельтовых островов не остаются постоянными и со временем меняются. Генезис многих островов остается пока еще неясным. Одни исследователи считают, что такие острова, как Маражо, Мешьяна и Кавьяна, сложены наносами реки, а другие полагают, что своим возникновением они обязаны поднятиям морского дна. Прибрежное мелководье (до 20 *м*) против главного русла Амазонки еще прослеживается на расстоянии до 250—270 *км* от берега. Более изрезанный внешний край имеет дельта Дуная (фиг. 45). Область дельты испытывает дифференцированные движения, благодаря чему «в северной половине дельты и долине нижнего течения Дуная имеет место опускание, особенно интенсивное в средней части долины на изгибе реки Галац — Бухарест» (Самойлов, 1952, стр. 330). Южная половина дельты характеризуется движениями с положительным знаком. Следствием этого явилось накопление повышенного количества осадков надводной и подводной дельт и повышенная извилистость ее рукавов на южной окраине. Дельта сформировалась в послеледниковый период и возникла на месте Древнедунайского лимана, отграниченного от моря длинной волноприбойной косой. За этой косой на суше располагаются крупные и мелкие озера, которые из-за недостаточного количества выносимого Дунаем материала очень медленно заполняются осадками. Бóльшая часть твердого стока идет на построение прирусловых валов. Глубины Черного моря на 100 *км* и более от берега не превышают 30—50 *м*.

Некоторый интерес представляет также дельта Волги. Ее передний край протягивается более чем на 170 *км* и постепенно нарастает за счет обмеления Каспийского моря. Севернее Астрахани Волга дробится на рукава, которые, лавируя между пологими холмами, разделяются на более мелкие протоки, образуя многочисленные озерно-проточные водоемы (ильмени). Нарастание дельты идет в основном за счет причленения к ней огромных мелководных пространств дна приустьевого взморья, заполненного выносимыми осадками. При соответствующих условиях они, как и участки наземной дельты, могли бы подвергнуться обширному заболачиванию с образованием торфяных болот.

Особенно интересна дельта р. Риони, которую посещал автор совместно с М. Н. Никоновым, Л. И. Боголюбовой, В. П. Слука и А. Л. Юревичем с целью изучения современного торфонакопления и последующих общих геолого-тектонических закономерностей формирования угольных месторождений. Ряд вопросов мы рассматриваем в следующем разделе данной главы, где дана краткая характеристика этой дельты и ее взаимоотношения с Черным морем.

Таким образом, среди особенностей дельт современных рек можно найти много аналогичных тем, которые были характерны для Пра-Ангары и других рек Ангаро-Чулымского прогиба. Судя по анализу распределения обстановок осадконакопления, реки прогиба образовывали низменные аллювиально-дельтовые равнины. Они были настолько плоскими, что незначительные опускания побережья вызывали обширные ингрессии, образуя на месте этих равнин мелководье эпиконти-



Фиг. 45. Устье р. Дуная (по И. В. Самойлову, 1952)

нентального морского бассейна. В свою очередь, аллювиально-дельтовые равнины характеризовались высоким уровнем грунтовых вод и представляли собой заболоченные лесные пространства; они отсутствовали только там, где между ними располагались озера. Независимо от того, как происходило увеличение размеров наземных дельт Пра-Ангары, Пра-Тунгуски и Пра-Чулыма,— за счет ли выполнения осадками прибрежных мелководных пространств с последующим их причленением, в результате ли медленного отступания бассейна седиментации, за счет ли нарастания дельты с суши,— в процессе совокупности этих и других возможных явлений в одни периоды они далеко вдавались в глубь эпиконтинентального морского бассейна, а в другие — являлись областями понижений, заполнявшимися водами бассейна. Во всех случаях на огромных пространствах прибрежная зона эпиконтинентального морского бассейна изобиловала многочисленными островами, барами, подводными и надводными блуждающими валами, косами, крупными и мелкими заливами и лагунами, которые создавали благоприятные условия для той или иной степени опреснения его вод.

Торфяные болота

Болотные и предшествовавшие им озерно-болотные ландшафты являются одной из характерных особенностей палеогеографии любой угленосной формации, в том числе и юрской аллювиально-озерно-морской угленосной формации Ангаро-Чулымского мезозойского прогиба. Болотные ландшафты в процессе образования формации возникали и исчезали неоднократно, но каждый раз они отражали, хотя относи-

тельно и непродолжительные, но весьма специфические и всегда даже несколько отличные друг от друга этапы ее развития. Максимума своего развития (как по продолжительности времени существования, так и по охвату той или иной территории) болотные ландшафты достигали в разное время, являясь следствием общего характера накопления осадков в каждой конкретной геологической структуре или ее части. В Ангаро-Чулымском прогибе этот максимум отвечает времени второй половины образования второй подформации, что нашло отражение в формировании мощных угольных пластов Канско-Ачинского и Иркутского угольных бассейнов.

В процессе образования юрской угленосной формации на территории Ангаро-Чулымского прогиба образовывались торфяные болота двух типов. Болота первого типа — это прерывистые и более или менее локально ограниченные болота речных долин. Они возникали в результате зарастания и заболачивания пойменных пространств, изобиловавших мелкими озерными водоемами (старицы, вторичные водоемы); часть представляла собой сапропелевые озера, где накапливался сапропелево-гумусовый, гумусово-сапропелевый и сапропелевый материал.

В речных долинах торфяные болота могли появляться на разных стадиях их развития. Одни из них связаны с начальным этапом становления речных долин, совпадающим с началом формирования прогиба в целом. Болота этого подтипа были характерны для второй половины времени образования первой подформации (нижняя юра) юго-западной, северо-западной и центральной частей прогиба. Кое-где, в основном у подножий возвышенностей доюрского рельефа и у бортов прогиба, они появлялись и в других частях прогиба, в том числе на юго-востоке, а возможно, и северо-востоке. Возникшие в этих болотах на начальной стадии образования формации угольные пласты обычно имеют сложное строение и незначительную мощность; последняя увеличивается в основном за счет многочисленных прослоев алеврито-глинистых осадков, углистых алевролитов и аргиллитов, а также сильно глинистых углей. Кроме того, само угольное вещество также весьма неоднородно и состоит из чередования маломощных слойков, представленных различными генетическими типами угля. Подобные болота и образующиеся в них торфяники не типичны для угленосной формации Ангаро-Чулымского прогиба и характеризуют начальный, но вполне закономерный этап ее образования.

Болота речных долин второго подтипа возникли на стадии общей консолидации прогиба, когда угленакопление достигло своего максимального развития на всей его площади, в том числе и на побережье эпиконтинентального морского бассейна (в пределах дельт и междудельтовых пространств побережья). Наиболее характерным представителем болот этого подтипа является угольный пласт Мощный Иркутского угольного бассейна, который накапливался преимущественно в зонах развития доюрских возвышенностей (Харат-Ользонская, Черемхово-Тагнинская, Тулунская и др.) долины Пра-Ангары. Эти эрозионно-тектонические возвышенности древнего рельефа, как известно, на фоне общего погружения прогиба испытывали относительные поднятия, т. е. опускались более медленно, в связи с чем здесь создавались благоприятные условия для сравнительно длительного и более или менее устойчивого торфонакопления. Поэтому возникали относительно мощные угольные пласты (до 6—10 *м*, иногда, на отдельных участках, несколько более), но весьма локально ограниченные и недостаточно устойчивые как на площади своего развития, так и по разрезу. Нечто подобное, очевидно, можно встретить и на северо-востоке прогиба. Болота этого подтипа — одна из характерных черт строения формации внутренних частей Ангаро-Чулымского прогиба.

Значительно больший интерес для решения ряда методико-теоретических и региональных вопросов мезозойской истории Южной Сибири представляют торфяные болота второго, дельтового, типа, т. е. болотные ландшафты, связанные с этапом общей консолидации прогиба и приуроченные к наземным дельтам крупных рек прогиба — Пра-Ангары, Пра-Чулыма и в какой-то мере, очевидно, Пра-Тунгуски. Именно с ними связано формирование многих угольных пластов с повышенной мощностью, особенно угольного пласта Мощного (до 25—85 *м*) Рыбинской, Канско-Тасеевской, Чулымо-Енисейской и Тегульдетской впадин Ангаро-Чулымского прогиба (Канско-Ачинский угольный бассейн).

Анализ строения разрезов второй, наиболее угленосной подформации на юго-западе и в центре прогиба показывает, что морфология угольных пластов полностью определяется характером строения дельт Пра-Ангары, Пра-Чулыма и Пра-Тунгуски, т. е. расположением их основных и второстепенных русел, различного рода протоков и притоков, а также многочисленных крупных и мелких озерных водоемов. Большое значение для морфологии угольных пластов имела конфигурация побережья, осложненная заливами и лагунами. Если рассмотреть многочисленные профили, в том числе и те, которые помещены в данной книге, то можно проследить некоторые детали строения угольных пластов. Так, пласт Мощный Абанского месторождения (см. фиг. 12, 13) в своей центральной части имеет наибольшую мощность (до 26 *м*), более простое и монолитное строение и представлен небольшим количеством генетических типов угля. Как внутрь прогиба (см. фиг. 13, от скв. 112 к скв. 238, 12, 20), так и на юго-запад, в сторону Пра-Ангары (см. фиг. 12, от скв. 112 к скв. 54, 83, 72, 80), на северо-восток (см. фиг. 12, от скв. 112 к скв. 895, 7, 11) и северо-запад (см. фиг. 13, от скв. 112 к скв. 29, 949, 8, 10, 4, 11к и др.) пласт угля Мощный распадается на ряд менее мощных горизонтов, между которыми вклиниваются алеврито-глинистые и углистые осадки.

То же самое наблюдается в пределах Бородинского месторождения (см. фиг. 12), где пласт Мощный формировался левее основного русла дельты Пра-Ангары. Известно, что наиболее полно он представлен примерно в центральной части Бородинского месторождения. Северо-восточнее, где пласт разрабатывается мелкими шахтами (Камалинская и др.), он имеет более сложное строение, которое еще более усложняется в северо-западном направлении, в сторону основного русла Пра-Ангары. По направлению к Балайской и Саяно-Партизанской мульдам, т. е. по мере приближения к древней суше, откуда небольшой рекой поставлялся обломочный материал в Пра-Ангару, пласт Мощный на коротких расстояниях довольно резко меняет свое строение за счет фациального замещения угля сперва углистыми, а затем безугольными алеврито-глинистыми отложениями. Как известно, на Саяно-Партизанском месторождении ему отвечают всего лишь два-три маломощных прослоя угля. В сторону эпиконтинентального морского бассейна пласт Мощный, несомненно, также претерпевает изменения, хотя, очевидно, и менее интенсивные; на западе центральной части прогиба (Миндерлыкская мульда) он представлен несколькими пластами угля небольшой мощности, среди которых значительная роль принадлежит углистым аргиллитам и углистым мелкозернистым алевролитам (см. фиг. 14).

Подобное морфологическое строение имеет пласт Мощный на юго-западе прогиба, где он формировался в дельте Пра-Чулыма (см. фиг. 15, 16). Здесь оно выявляется с несколько бо́льшим трудом, поскольку на ряде участков этот пласт был частично (см. фиг. 16, скв. 129/127), а местами даже полностью (см. фиг. 16, скв. 1393) уничтожен наложенным эрозионным размывом, связанным с регрессией, предшествовав-

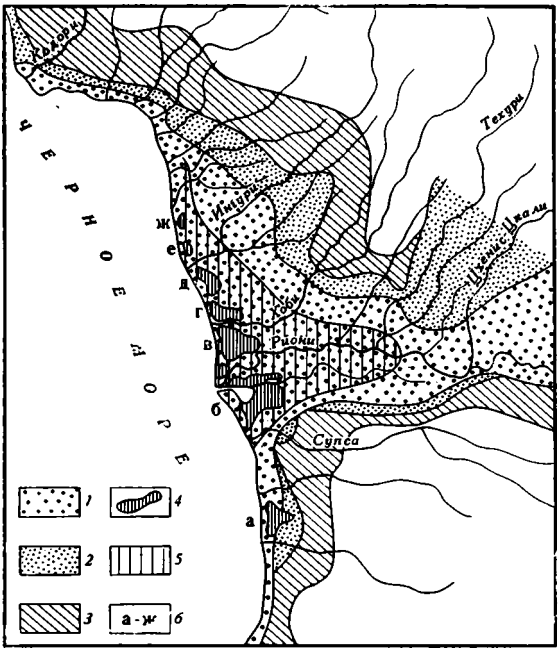
шей накоплению осадков третьей подформации. Так, несомненно, периферическая зона угольного пласта Мощного обнаруживается на востоке Назаровского месторождения (см. фиг. 15, скв. 2510, 2503), поскольку еще восточнее устанавливается второстепенное русло Пра-Чулыма (возможно, это была небольшая самостоятельная река, впадавшая непосредственно в эпиконтинентальный морской бассейн). Периферическая часть этого пласта прослеживается и севернее, на Ачинском месторождении (см. фиг. 16, скв. 2, 938, 255, 179/178/177, 170/236/168), которое было также связано с северо-восточной окраиной этой дельты, с ее участками, расположенными ближе к побережью эпиконтинентального морского бассейна.

Следовательно, угольный пласт Мощный Абанского и Бородинского месторождений представляет собой две самостоятельные и четко отграниченные крупные линзообразные залежи, разделенные основным руслом дельты Пра-Ангары. Несколько труднее это устанавливается в дельте Пра-Чулыма, где, как упоминалось, наложенные эрозионные размывы затрудняют определение морфологии угольных залежей. Поскольку основное русло Пра-Чулыма проходило где-то через западную часть Березовской мульды и далее между Итатским и Боготольским месторождениями уходило в сторону центральных районов Тегульдетской впадины, правобережное угольное тело объединяет угольный пласт Мощный Березовского, Алтатского, Гляденского, Кабитенского и Назаровского месторождений, а левобережное — Барандатского, Тисульского и Итатского месторождений.

Аналогичная морфология угольных пластов, возникших в условиях наземных дельт Пра-Ангары, Пра-Чулыма и Пра-Тунгуски, характерна и для залежей современных торфяников дельтовых областей многих рек мира — таких, как Риони, Миссисипи и др. Это и понятно, так как мезозойская история Земли не столь уж далека, и многие ее черты в той или иной мере унаследованы современным развитием. Изучение современных областей торфонакопления необходимо для того, чтобы подтвердить убедительность сделанных ранее выводов о дельтовом генезисе основного угленакопления юрской угленосной формации Ангаро-Чулымского прогиба. А это, в свою очередь, еще раз побуждает обратить внимание на генезис осадков заливно-лагунного прибрежного и открытого мелководья эпиконтинентального морского бассейна, которые сопряжены с областями дельтового осадко- и угленакопления.

Рассмотрим вначале дельту р. Риони, которая, как уже упоминалось, изучалась нами с целью как выяснения закономерностей формирования вещественного состава торфяников, представляющих начальный этап углеобразовательного процесса, так и познания общих литолого-фациальных и тектонических особенностей накопления осадков в Рионском межгорном прогибе. Освещение всех этих вопросов, естественно, не входит в нашу задачу, поскольку является предметом отдельной коллективной монографии. Остановимся только на вопросах, касающихся общего характера болотного ландшафта прогиба, а также формы и распределения торфяных залежей в пределах торфообразующей зоны побережья Черного моря.

Рионский межгорный прогиб является непосредственным продолжением на суше Черноморской котловины. Сравнительно недавно, уже в четвертичное время, по данным А. В. Моцерелия (1954), воды Черного моря проникли в глубь прогиба и образовали Колхидский залив (фиг. 46). Со временем благодаря интенсивной деятельности многочисленных рек, стекавших с окружавших прогиб горных сооружений, и прежде всего Риони, Супса, Ингури, Кодори и других залив был постепенно заполнен осадками, и на его месте образовалась Колхидская низменность. «Первое время происходило обмеление Колхидского



Фиг. 46. Схематическая геоморфологическая карта древней Колхиды (по А. В. Моцерелия, 1954) и область распространения современных и погребенных торфяников (по П. П. Тимофееву и В. П. Слука)

1 — древний Колхидский залив;
2 — террасированная полоса;
3 — горный массив;
4 — примерные контуры современных торфяников;
5 — область распространения погребенных торфяников до глубины 50 *м*;
6 — торфяные с месторождения: *а* — Кобулетское, *б* — Палиастомское, *в* — Набадское, *г* — Чурийское, *д* — Анаклийское, *е* — Саргацкое, *ж* — Гагидское

залива, затем под действием морских волн параллельно берегам залива по фронтальному направлению движения морских волн образовывались подводные гребни — лидо.

С течением времени лидо выступали над поверхностью воды и от устья до устья рек отделяли часть водоема (морского залива) в виде лагун, и, таким образом, превращались в новый берег моря.

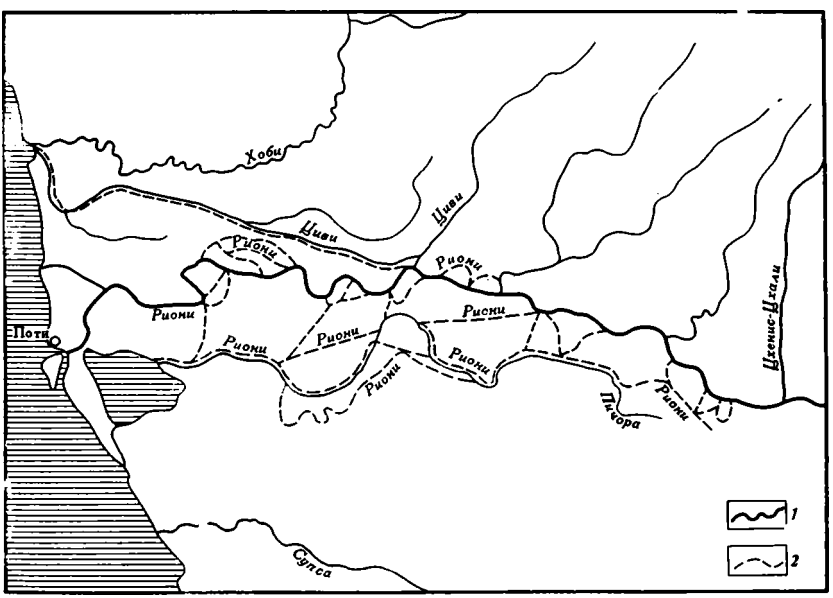
Часть бассейна, заключенная между лидо и старым берегом, т. е. лагуна, постепенно заилялась, вода становилась более пресной от перелива в нее речных вод, и таким образом создавались условия для заселения планктона и болотной растительности. В лагунах образовался торф в результате скопления огромного количества растительных остатков. Параллельно протекал процесс заиления этих лагун. Торфяники Колхиды, которые в настоящее время примыкают к берегам моря, представляли в прошлом лагуны, а озера Палиастоми, Патара-Палиастоми, Партоцхали, Большое Окватие и Малое Окватие — являлись реликтами лагун, отделенных от Колхидского залива. Колоссальное количество материалов, принесенных с гор реками, способствовало быстрому росту суши за счет моря» (Моцерелия, 1954, стр. 10). Подобным образом возник современный болотный ландшафт Колхидской низменности.

Но последнему по времени образования Колхидскому заливу, несомненно, предшествовали неоднократные трансгрессии и регрессии

Черного моря, что выразилось в чередовании морских и аллювиально-озерных осадков и в присутствии среди последних уже значительно уплотненных торфяников мощностью до 2—3 *м*. Так, на карте (см. фиг. 46) показана зона развития торфяников, залегающих до глубины 50 *м*. Однако торфяники более глубоких горизонтов, представляющие собой по существу уже пласты землистых бурых углей, известны на глубине около 200 *м*, причем они еще дальше заходят в глубь прогиба.

Что же представляет собой разрез осадков Колхидской низменности? По разрезам более 10 глубоких скважин (до 250—400 *м*) толща представлена чередованием конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов, аргиллитов, землистых бурых углей и уплотненных торфов (в верхней зоне осадки еще не уплотнены), имеющих как типично морской и заливно-лагунный, так и аллювиальный, озерный, озерно-болотный и болотный генезис. Они образуют те же типы циклов, которые характерны и для юрской угленосной формации Южной Сибири.

Болотный ландшафт Колхидской низменности не был стабильным. Элементы его рельефа во многом зависели от поведения рек, связанного с перемежающимися восходящими и нисходящими движениями прогиба в целом и окружающих его горных сооружений. Особенно сильно меняли свое направление и положение на площади прогиба крупные реки — Риони (фиг. 47), Ингури, Супса, Хоби. А. В. Моцерелия (1954) считает, что р. Риони в недалеком прошлом протекала в южной части Колхиды, всего лишь в 6 *км* от отрогов Аджаро-Имеретинского хребта, между современным руслом р. Пичори и отрогами гор. Со временем она постепенно смещалась на север и сохраняет ту же тенденцию и в настоящее время. В свою очередь русло р. Ингури передвигается на юг, что может свидетельствовать о более интенсивном погружении центральной, осевой, части Рионского межгорного прогиба.



Фиг. 47. Схематическая карта блуждания р. Риони (по А. В. Моцерелия, 1954)

1 — современные русла рек; *2* — расположение русел р. Риони в прошлом

Так постепенно возникла заболоченная Колхидская низменность (фиг. 48). Еще в конце прошлого века она была покрыта крупной и густой древесной растительностью, которая в настоящее время в связи с окультуриванием низменности распространена весьма ограниченно и в основном произрастает по побережьям рек (фиг. 49). Рельеф представляет собой равнину, сильно приподнятую со стороны окружающих гор, благодаря чему торфяники занимают относительно узкую полосу вдоль побережья Черного моря. Со стороны последнего торфяники большей частью отгорожены береговым валом (фиг. 50). Неотъемлемой чертой рельефа Колхиды является наличие старых русел, лагун (фиг. 51), различного рода крупных и мелких зарастающих озер (фиг. 52, 53), лидо, прирусловых валов. В районе Очамчире нижние горизонты торфяника погружены под уровень Черного моря, а верхний торфяник подвергается разрушению морским прибоем **(фиг. 54, 55).**

За береговым валом, между руслами крупных и мелких рек, располагаются торфяные залежи, форма, мощность и размеры которых в каждом конкретном случае определяются гидрографией прибрежной полосы. Это следует из анализа огромного материала геологоразведочных работ и подтверждается нашими наблюдениями, которые сопровождались ручным бурением. В качестве примеров приведены два профиля торфяных залежей Колхиды, на которых не только показана их форма, но и дано детальное строение по генетическим типам с указанием исходного материала.

Первый профиль (фиг. 56[1]) составлен вдоль торфяной залежи и простирается параллельно руслам рек Риони и Хоби, т. е. от побережья Черного моря в глубь Колхидской низменности. На профиле видно, как торфяник резко выклинивается в сторону приморского вала и более постепенно — в обратном направлении. Здесь можно наблюдать более частые переслаивания торфов с глинами, суглинками и супесями, которые все больше преобладают, а затем полностью вытесняют прослои торфяников.

Второй профиль протягивается вдоль побережья Черного моря, от Кобулети на юге до р. Окуми на севере. Он пересекает все известные торфяные залежи, расположенные между руслами рек, впадающих в Черное море. Данный профиль (фиг. 57) ограничен разрезами Набадской, Чурийской и Анаклийской торфяных залежей. Последние представляют собой линзообразные, с различной степенью сложности построенные тела, характеризующие особенности накопления аллювия рек Ингури, Чурии, Хоби и Риони. Строение Набадского торфяника несколько усложняется аллювием мелких рек Циви и Ция.

Рассмотрим всемирно известные разрезы торфяных залежей дельты р. Миссисипи (фиг. 58). По данным Фиска (Fisk, 1960), торфяники отграничиваются от основного русла реки прирусловыми валами. На остальной площади дельты в зависимости от характера ее рельефа и особенностей ее развития сформировались торфяные залежи, которые мало отличаются (только деталями) от торфяников Колхиды. На чертеже можно видеть, как торфообразующая зона рассекается крупными и мелкими руслами р. Миссисипи на отдельные изолированные участки, представляющие собой самостоятельные торфяные залежи.

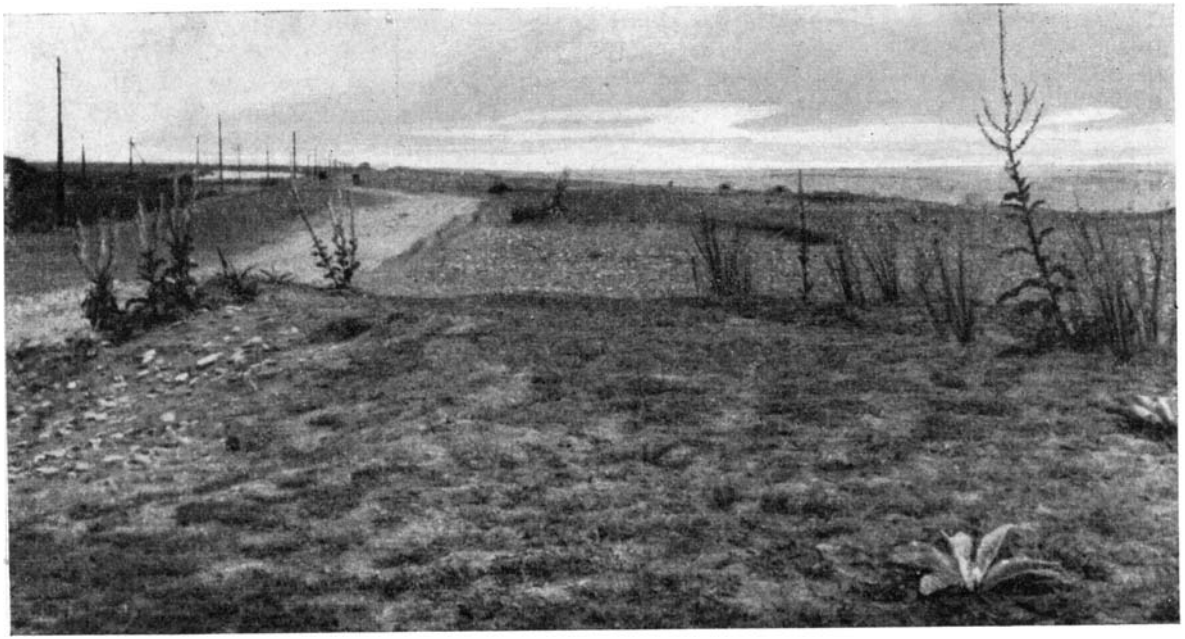
Какие же можно сделать выводы из краткого анализа строения и форм торфяных залежей современных приморских дельт рек Риони и Миссисипи, с одной стороны, и мощных угольных пластов юрской угленосной формации, накапливавшихся в крупных дельтах Пра-Ангары, Пра-Чулыма и Пра-Тунгуски — с другой?

---

[1] Фиг. 56—68 — в «Приложении» (см. отдельную папку).

Фиг. 48. Набадское торфяное месторождение. На переднем плане — папоротники и заросли кустарников с ольхой; далее — травяное болото; на горизонте — крупный ольшаник вдоль р. Циви (фото В. П. Слука)

Фиг. 49. Набадское торфяное месторождение. Заросли ольхи и кустарников по берегу р. Циви (фото В. П. Слука)



Фиг. 50. Набадское торфяное месторождение. Береговой вал, отделяющий болото от Черного моря (фото В. П. Слука)

Первый вывод заключается в том, что угольный пласт Мощный Абанского и Бородинского месторождений представляет собой не что иное, как две крупные линзообразные залежи, расположенные соответственно по правую и левую стороны основного русла Пра-Ангары. И вряд ли между ними и торфяными залежами дельты р. Риони, где на левом берегу формируется Палиастомская, а на правом — Набадская торфяная залежь, имеются какие-либо принципиальные различия. Другой пример — дельта менее крупной р. Чурии: здесь на левом берегу основного русла образуется Чурийский, а на правом — Анаклийский торфяники. Размеры и мощность этих торфяников значительно меньше тех, которые развиты в дельте Риони, поскольку р. Чурия располагается уже на северном, несколько приподнятом борту Рионского межгорного прогиба, вследствие чего значительно сократилась и ширина торфообразующей зоны. Реку Чурию или (еще лучше) р. Ингури в какой-то мере можно сравнивать с Пра-Тунгуской, которая в первую половину времени образования юрской угленосной формации располагалась на приподнятом северном борту Ангаро-Чулымского прогиба. Последняя выносила большое количество обломочного песчаного материала, но благоприятных условий для широкого заболачивания и формирования торфяников не было. Как известно, в дальнейшем, в связи с «перекосом» Ангаро-Чулымского прогиба, более пониженной и более энергично опускающейся оказалась северная половина прогиба, благодаря чему во время отложения четвертой подформации воды эпиконтинентального морского бассейна проникли далеко по долине Пра-Тунгуски. Но в это время уже исчезли благоприятные условия для формирования мощных торфяных залежей. Те же соотношения между руслом и торфяными залежами наблюдаются в дельте р. Миссисипи.

Фиг. 51. Чурийское торфяное месторождение. Травянистое болото отделено от Черного моря береговым валом и лагуной (фото В. П. Слука)

Фиг. 52. Набадское торфяное месторождение. Зарастающее озеро (фото В. П. Слука)

Фиг. 53. Торфяное лесное болото в дельте р. Неман (фото В. П. Слука)

Фиг. 54. Торфяник, подвергающийся разрушению морским прибоем. Побережье Черного моря в районе г. Очамчире (фото В. П. Слука)

Второй важный вывод — крупные дельтовые торфяники всегда сопряжены с крупными водоемами. Применительно к рекам Риони и Миссисипи—это участки побережий морских бассейнов. К аналогичным выводам автор пришел при изучении осадков юрской угленосной формации на территории Ангаро-Чулымского прогиба: Пра-Ангара и Пра-Чулым также впадали в крупный водоем—сильно опресненный, эпиконтинентальный морской бассейн, который далее в глубь Западно-Сибирской эпипалеозойской платформы переходил в типично морской бассейн. Ширина эпиконтинентальной мелководной части морского бассейна была различная. Вначале она была, очевидно, довольно широкой, поскольку и сам Ангаро-Чулымский прогиб был плоским и имел очень слабый наклон в сторону седиментационного бассейна. Со временем, по мере увеличения наклона и изменения его азимута, на северо-западе прогиба одновременно отлагались осадки как типично морского бассейна, так и его эпиконтинентальной, а вернее, уже прибрежно-морской мелководной части.

Как уже упоминалось, разрез Рионского межгорного прогиба представлен чередованием морских и континентальных отложений. Вполне вероятно, что если в дальнейшем Колхида вновь превратится в морской залив, то современные торфяники будут перекрываться толщами прибрежно-морских осадков. Эти торфяники ничем, за исключением меньшей уплотненности, не будут отличаться от тех, которые обнаружены в более низких горизонтах четвертичных отложений Колхиды. Подобная ситуация может возникнуть и в дельте р. Миссисипи. А в дельтах Пра-Ангары и Пра-Чулыма это произошло в конце времени образования второй подформации, когда мощный торфяник, из кото-

Фиг. 55. Деталь строения торфяника, изображенного на фиг. 54. Видны многочисленные корни и мелкие корешки ольхи среди сильнозольного травяного торфа (фото В. П. Слука)

рого возник угольный пласт Мощный Абанского, Бородинского, Назаровского, Березовского, Итатского и других смежных месторождений, в результате ингрессии эпиконтинентального морского бассейна оказался перекрытым осадками заливно-лагунного прибрежного и открытого мелководья. В местах сопряжения крупных дельт с крупными водоемами в результате их взаимодействия обычно формируются разрезы, представленные чередованием континентальных и морских отложений.

Эпиконтинентальный морской бассейн

Много споров всегда вызывают вопросы, связанные с генезисом так называемых переходных отложений: от правильного их решения зависят многие не только теоретические, но и практические проблемы. Уже давно и безошибочно определяется генезис типично морских отложений, если они содержат соответствующую фауну. Не менее опре-

деленно устанавливают происхождение речных и связанных с ними озерных и озерно-болотных отложений. А промежуточным — прибрежно-морским отложениям, если в них отсутствует необходимая фауна, очень часто приписывается, как правило, континентальный генезис.

Как было показано выше, в строении юрской угленосной формации Ангаро-Чулымского прогиба также принимают участие «переходные» отложения, т. е. осадки заливно-лагунного прибрежного и открытого мелководья, которые составляют основу для выделения эпиконтинентального морского бассейна, являвшегося окраинной частью крупного морского бассейна. Присутствие этих отложений, доказанное детальным литолого-фациальным их изучением и формационным анализом, было обосновано в предыдущих разделах данной книги. Было показано, что при определении генезиса осадков, лишенных какой-либо фауны, решающая роль принадлежит анализу исключительно генетических признаков осадков и выделению на их основе литогенетических типов отложений и им соответствующих фаций, а также распределению их в разрезе формации и на площади прогиба. Очень важно установить общую направленность смены ландшафтов и обстановок осадко- и угленакопления. И можно было бы больше не останавливаться на этих вопросах, если бы в последнее время в литературе не появилась статья М. М. Одинцовой (1965) «Спорные вопросы геологии юрских отложений юга Восточной Сибири», защищающая устаревшие представления по многим вопросам геологии этого региона. В этой статье М. М. Одинцова в значительной мере необоснованно, без учета нового фактического материала по генезису осадков, возражает против ряда основных построений автора, касающихся сопоставления некоторых разрезов юрской угленосной формации, общей истории развития Южной Сибири в мезозое и генезиса некоторых горизонтов отложений формации в центре, на юго-западе и северо-западе Ангаро-Чулымского прогиба. Первые два вопроса будут рассмотрены ниже; здесь же мы остановимся на дополнительном обосновании присутствия в разрезе юрской угленосной формации отложений эпиконтинентального морского бассейна.

По мнению М. М. Одинцовой, для доказательства наличия морских отложений в разрезе юрской угленосной формации необходима только морская фауна. Если ее нет, то не может быть речи даже о прибрежно-морских отложениях. Но разве одним лишь этим критерием можно руководствоваться при установлении генезиса морских осадков? Давно уже известно, что очень часто обширная область прибрежно-морских осадков, имеющих песчано-алевритовый состав, бывает лишена каких-либо остатков фауны. Здесь не всегда возможны благоприятные условия не только для ее поселения и жизни, но и для захоронения; причина тому — большая динамика водной среды и многократный перемыв осадков. Взять хотя бы угленосные отложения карбона Донбасса: теперь никто не сомневается в том, что там присутствуют аллювиальные отложения и что одни горизонты имеют типично морскую фауну, а другие характеризуют прибрежное открытое или закрытое, в разной степени подвижное мелководье морского бассейна. Было, однако, время, когда автору в числе других литологов, работавших под руководством Ю. А. Жемчужникова, приходилось доказывать, наоборот, что часть песчаных толщ, нередко очень грубозернистых и относимых к прибрежно-морским, на самом деле является русловым и пойменным аллювием. Наличие большого количества морских отложений в Донбассе, несомненно, влияло на ход рассуждений исследователя и побуждало его приписывать всей угленосной толще, за исключением пластов угля и почвенных образований, морской генезис, тем более, что тогда бытовало представление Л. В. Пустовалова (1940) и других о том, что аллювиальные отложения вообще не переходят в ископаемое состоя-

ние. Детально разработанного метода литолого-фациального анализа практически тогда еще не существовало.

Обратная картина наблюдается в Ангаро-Чулымском прогибе. Здесь в разрезе угленосной формации резко преобладают аллювиальные, озерные, озерно-болотные и болотные отложения, а осадки с морской фауной (в результате все нараставшей трансгрессии) появляются в самых верхах третьей подформации по периферии северо-западной части прогиба. Поэтому нет ничего удивительного в том, что все отложения, не содержащие морскую фауну, чисто психологически считаются континентальными. В итоге получается, что, по представлению М. М. Одинцовой, тонкоотмученные осадки с типично морской фауной пелециподо — *Pseudomonotis* ex gr. *echinata, Pseudomonotis* cf. *donetziana* Boriss., *Pseudomonotis* sp., *Modiola* sp., *Tancredia* sp. (Булынникова, Сурков, 1962) непосредственно переходят в озерно-болотные и аллювиальные отложения. А где же «переходные», т. е. прибрежно-морские, отложения, представляющие собой осадки заливно-лагунного прибрежного и открытого (подводная дельта, подводные валы и бары, косы, пересыпи и другие аккумулятивные формы морского дна) мелководья? В угленосных толщах Донбасса, Подмосковного бассейна, Кизела, Тувы и в других бассейнах они занимают огромные площади. Эти осадки присутствуют и в аллювиально-озерно-морской угленосной формации Ангаро-Чулымского прогиба, что доказывается не только аналогией, но и фактическим детальным литолого-фациальным их изучением, которое позволило выделить соответствующие литогенетические типы отложений и их фации, установить присутствие аллювиально-прибрежно-морских и прибрежно-морских обстановок осадконакопления, проследить эволюцию их в разрезе и на площади.

Что же представлял собой эпиконтинентальный морской бассейн и каковы его соотношения с типично морским водоемом, с одной стороны, и аллювиально-дельтовыми равнинами — с другой? За внешним, сильно изрезанным краем побережья в различных участках бассейна накапливался разнообразный по гранулометрическому и минеральному составу комплекс преимущественно мелководных осадков. Прибрежное мелководье, располагавшееся между устьями таких крупных рек, как Пра-Ангара, Пра-Чулым и Пра-Тунгуска, вдавалось в глубь суши и представляло собой зону крупных и мелких заливов и лагун, которые в особенно больших количествах возникали всякий раз, когда происходили пульсирующие регрессии внутри каждой подформации. Эта заливно-лагунная зона отделялась от остальной части эпиконтинентального морского бассейна барами, косами, подводными и надводными валами, которые создавали закрытый тип заливно-лагунного побережья. За этими аккумулятивными формами простиралось безбрежное открытое мелководье. Выносимый в большом количестве реками обломочный материал, в зависимости от характера динамики водной среды, распределялся по-разному. Одна, наибольшая и представленная самым крупным материалом часть его шла на образование подводной дельты, а также крупных и мелких аккумулятивных форм. Более тонкий материал разносился на далекие расстояния и накапливался как в заливно-лагунной зоне, так и в наиболее удаленных от побережья участках, составлявших уже собственно морской бассейн.

Рельеф дна открытого мелководья эпиконтинентального морского бассейна был неровным и состоял, можно полагать, из отдельных расходившихся и постепенно исчезавших борозд, которые по существу продолжали наземные русла. Это очень характерно и для современных рек, впадающих в мелководные водоемы. Нечто подобное можно наблюдать на дне Персидского залива перед устьем р. Шатт-Эль-Араб. Здесь на глубине 10—20 *м*, с перепадом высот до 10 *м* ложбины про-

слеживаются на расстоянии до 100 *км* от берега (Самойлов, 1952). В зависимости от количества выносимого реками обломочного материала, динамики вод открытого мелководья и интенсивности ингрессий и регрессий перед устьями, особенно крупных рек, могли возникать блуждающие острова, как, например, в устье р. Янцзы (Самойлов, 1952).

Следовательно, эпиконтинентальный морской бассейн представлял собой очень мелководный и опресненный водоем с сильно извилистым низким побережьем, которое постепенно погружалось под уровень его вод. Наземные, а тем более подводные дельты вдавались далеко в глубь бассейна, а между ними располагалась заливно-лагунная зона. При ингрессии побережье приобретало иные очертания, и воды бассейна проникали в приустьевые части речных долин, образуя большие опресненные заливы. В зависимости от наклона поверхности прилегающей суши изменялась как ширина мелководной зоны, так и размеры всего эпиконтинентального морского басссейна. Так, в частности, установлено, что в начальный период образования формации этот морской бассейн был очень большим и занимал значительные площади Западно-Сибирской эпипалеозойской платформы. Однако со временем, в процессе поднятия гор Южной Сибири, он постепенно сокращался по мере приближения к берегу условий типично морской седиментации. Обширная заливно-лагунная зона, общее мелководье, привнос большого количества обломочного материала, проникновение пресных вод в глубь бассейна, многочисленные блуждающие острова и некоторая аридизация климата на более поздних этапах образования формации превращали эпиконтинентальный морской бассейн в сильно опресненный водоем, в котором уже не было благоприятных условий для поселения и жизни типично морской фауны. Последняя могла существовать только на значительном удалении от побережья, в условиях собственно морского водоема.

Большой интерес для решения вопросов генезиса «переходных» осадков, т. е. прибрежно-морских, представляют новые данные, полученные в результате исследований автора совместно с Л. И. Боголюбовой и другими по геохимии бора в угольных пластах различных обстановок осадко- и угленакопления угленосных формаций вообще и юрской угленосной формации Ангаро-Чулымского прогиба в частности (Тимофеев, Боголюбова и др., 1967). Исследованию бора в осадочных породах, в том числе и в углях, посвящено много работ. В них широко обсуждается возможность использования этого элемента как геохимического критерия фациальных условий осадко- и торфонакопления, особенно в тех случаях, когда отсутствует фауна, а генетические признаки осадка выражены недостаточно четко. Уже давно Гольдшмидт (Goldschmidt, 1932), Гольдшмидт и Петерс (1938) отнесли бор к числу «талассофильных» руководящих элементов, характеризующих морскую среду осадконакопления. Эрнст, Крейчи-Граф и Вернер (Ernst, Krejči-Graf, Werner, 1958) при изучении верхнекарбоновых отложений Рурского угольного бассейна установили пониженное содержание бора в фациях с пресноводной фауной. При этом ими было выяснено, что одни и те же фации в различных районах седиментации могут содержать различное количество бора, однако в морских фациях оно будет обязательно наибольшим. В связи с этим содержание бора в осадках они использовали как один из параметров при корреляции морских горизонтов.

Кейт и Дегенс (1961) при исследовании 15 образцов морских сланцевых глин из китаннингской и кларионской формаций и 15 образцов пресноводных сланцевых глин формации Фрипорт Аппалачского каменноугольного бассейна (карбон) нашли, что пресноводные отложения

содержат бора не более 0,0044%, а в морских его оказывается в среднем 0,0115%. Учитывая характеристику исследованных образцов с фаунистической точки зрения, а также источник поступавшего материала для всех сланцевых глин, который был единым и располагался южнее Аппалачского бассейна, Кейт и Дегенс пришли к выводу о том, что бор является очень удобным геохимическим индикатором для различия морских и пресноводных отложений; повышенное его количество в глинах в данном случае связано с морским генезисом последних. Кеар и Росс (Kear, Ross, 1961) обнаружили очень высокое (до 0,045%) содержание бора в малозольных углях Новой Зеландии. Такое количество бора, по мнению этих исследователей, обусловлено не только трансгрессиями моря в период торфонакопления, но также и поступлением в торфяник грунтовых вод термальных источников, богатых бором, или выщелачиванием его из пород вулканогенного происхождения (граниты, гнейсы).

Хардер (Harder, 1963) указывает, что для определения фациальной принадлежности осадка по содержанию бора в породе необходимо знать: во-первых, гранулометрический тип породы (песчаник, алевролит, глина и т. д.); во-вторых, их минералогический состав; в-третьих, характер исходного материала, связанного с источником сноса, и, в-четвертых, степень измененности породы в процессе диагенеза и метаморфизма. Он показал, что средняя концентрация бора при прочих равных условиях оказывается наибольшей в глинах, она уменьшается в песках и становится еще меньшей в известняках. Хардер установил, что в глинах бор прочно связан с минералами мусковит-иллитовой группы, причем, как он предполагает, связан не сорбционно, а скорее всего замещает алюминий в комплексах с координационным числом 4 или 6, которые для включения бора наиболее благоприятны. В чистых кварцевых песчаниках, по данным Хардера, бор содержится в незначительном количестве. Содержание бора в песчаниках может увеличиваться в связи с обогащением их турмалином или присутствием глинистой фракции с повышенным количеством мусковита или серицитизированных плагиоклазов. Исходя из экспериментальных данных, он показал, что ни каолинит, ни монтмориллонит бор почти не концентрируют. Однако в природных условиях каолинит и монтмориллонит поглощают бор в количестве на порядок ниже, чем иллиты. С увеличением степени метаморфизма пород, отмечает Хардер, содержание в них бора уменьшается. Обобщая данные своих исследований, Хардер пришел к заключению, что бор может быть использован как руководящий элемент при определении фаций осадконакопления, если будет оценено влияние указанных выше факторов на его концентрацию в осадках.

Эрнст (Ernst, 1963) при изучении осадков верхнего карбона Рурского каменноугольного бассейна установил, что повышенная концентрация бора отмечается в слоях, имеющих морское происхождение. Минералогическому составу он отводит второстепенную роль и выдвигает климат в качестве фактора, существенно влияющего на степень бороносности осадков.

По данным Порренги (Porrenga, 1963), содержание бора в осадках зависит от следующих факторов: минералогического состава осадка и крупности его зерна, исходного материнского материала, скорости накопления осадка и концентрации бора в воде, с которой осадок контактирует. Исследуя осадки с точки зрения содержания в них бора, Порренга показал, что бор, как индикатор морских и не морских отложений, имеет локальное значение.

Л. А. Гуляева и В. Н. Лыгалова (1965) на основании изучения содержания бора в нижнемеловых отложениях Зея-Буреинской впадины пришли к выводу о том, что глинистые породы этого района в

среднем несколько богаче бором (0,0038%), чем песчано-алевритовые (0,0022%). Общее низкое содержание бора в породах, по их мнению, является надежным критерием отнесения их к пресноводным фациям.

Е. Я. Поделько (1965а, б) при изучении верхнемезозойских отложений Забайкалья установил низкое содержание бора в углях. Так, по его данным (Поделько, 1965а), среднее содержание бора в глинах, аргиллитах и глинистых алевролитах Боргойской впадины составляет 0,0032%, а Ононской —0,0129%. Повышенное количество бора в отложениях Ононской впадины он связывает не с трансгрессией моря, а с поступлением в бассейн седиментации терригенного материала, резко обогащенного бором. Е. Я. Поделько (1965б) изучал также содержание бора и в углях Гусиноозерской, Тунгуйской, Алтано-Кыринской и других впадин Забайкалья. Им установлено, что количество бора в углях этих впадин в среднем составляет 0,0039%. Это, по мнению Е. Я. Поделько, не противоречит озерно-болотному генезису изученных отложений, установленному фациальным анализом. При этом он отмечает, что основная роль в накоплении бора органическим веществом угля принадлежит сорбционным процессам.

Литература по этим вопросам обширна; имеется еще много работ, посвященных изучению геохимии бора при накоплении органического вещества углей и пород осадочного генезиса. Однако в них не сообщается принципиально новых сведений, касающихся данного вопроса.

Изложенные кратко основные представления различных исследователей по поставленному вопросу сводятся к единому мнению о том, что источники накопления бора в осадках и торфах могут быть следующие: а) терригенный материал с борсодержащими минералами, поступающий из областей сноса в бассейн седиментации и торфяные болота; б) грунтовые воды, обогащенные бором и питающие торфяник; в) морская вода, воздействующая на торфяник в процессе трансгрессий бассейна седиментации. Прежде чем рассмотреть каждый из возможных вариантов источника бора по отношению к угольным пластам вообще, ознакомимся с данными по содержанию бора в золе углей и в самих углях некоторых угольных пластов юрской угленосной формации Ангаро-Чулымского прогиба.

В задачу наших исследований входило не только выяснение форм миграции и особенности распределения бора в углях различных палеогеографических обстановок осадко- и торфонакопления всего разреза юрской угленосной формации на всей площади Ангаро-Чулымского прогиба. Как уже указывалось, автору необходимо было также найти дополнительные критерии доказательства генезиса и максимального ареала распространения прибрежно-мелководных осадков эпиконтинентального морского бассейна в тех районах Ангаро-Чулымского прогиба, где они были фиксированы в процессе литолого-фациального анализа и палеогеографических построений. С этой целью было изучено содержание бора в некоторых пластах углей ряда месторождений Канско-Ачинского и Иркутского угольных бассейнов. Исследованные угольные пласты принадлежат к озерно-болотным, аллювиально-прибрежно-морским и прибрежно-морским обстановкам осадко- и торфонакопления. Определение общего количества бора в золе углей выполнено Л. В. Миессеровой и Н. П. Федоровской (Тимофеев и др., 1967) экстракционно-фотометрическим методом (Блюм и др., 1961). Этот метод основан на реакции фторидного комплекса с кристаллическим фиолетовым. Для установления формы связи бора с органическим веществом угля определялось количество бора в углях, растворимого в 4-н серной кислоте, также методом указанных выше авторов.

Данные наших исследований (табл. 1) по изучению распределения бора в золе данных углей различных палеогеографических обстановок

Таблица 1

Зависимость содержания бора (B) в золе углей и углях некоторых пластов юрской угленосной формации Ангаро-Чулымского прогиба от палеогеографических обстановок осадко- и торфонакопления

Угольный бассейн	Угольное месторождение	Угольный пласт	Мощность пласта, *м*	Глубина образца от кровли пласта, *м*	A^c, %	Содержание бора, %		$B_{морск}$ / $B_{озер}$	Палеогеографические обстановки осадко- и торфонакопления
						в золе	в пересчете на уголь		
Канско-Ачинский	Абанское	Мощный	25,0	4,6	5,61	0,2602	0,0146	5,21	Прибрежно-морская
		»		8,7—12,7	8,85	0,1615	0,0143	5,11	
		»		12,7—16,7	12,10	0,0760	0,0092	3,29	
		»		17,9—20,0	11,15	0,0780	0,0087	3,11	
		Скв. 895, обр. 45а	0,70	0,45	9,32	0,0305	0,0028	1	Озерно-болотная
	Бородинское	Мощный (карьер)	50,0	40—45	15,7	0,0286	0,0044	5,64	Аллювиально-прибрежно-морская
		То же		40—45	14,11	0,1095	0,0045	5,77	
		Скв. 1089, обр. 39	1,55	0,6—0,7	18,12	0,0043	0,00078	1	Озерно-болотная
	Назаровское	Мощный (карьер)	18,0	3,0	6,95	0,0733	0,0051	2,22	Аллювиально-прибрежно-морская
		То же		8,0—12,0	6,95	0,0518	0,0036	1,56	
		»		12,0—16,0	6,14	0,0394	0,0024	1,04	
		Скв. 2521, обр. 96	1,10	0,80	15,8	0,0144	0,0023	1	Озерно-болотная
	Березовское	Мощный (скв. 17)	46,0	2,0—3,0	4,36	0,1217	0,0053	2,12	Аллювиально-прибрежно-морская
		То же		15,0—20,0	4,80	0,1100	0,0053	2,12	
		Скв. 2, обр. 78	0,70	0,40	9,70	0,0297	0,0029	1	Озерно-болотная
		Скв. 12, обр. 99	1,00	0,50	34,58	0,0072	0,0025	1	»
Иркутский	Черемховское	Мощный (шахта Малый Артем)	7,0	1,2	11,10	0,0312	0,0036	1	»
		То же		4,3	6,84	0,0426	0,0031	1	

осадко- и угленакопления подчеркивают повышенное его содержание во всех образцах по сравнению с кларком в литосфере (0,0003%). При этом наибольшее количество бора обнаруживается в углях из прибрежно-морских обстановок осадконакопления, которое колеблется от 0,0087 до 0,0146%. Его несколько меньше в золе углей аллювиально-прибрежно-морских, где оно изменяется от 0,0024 до 0,0053%. В углях озерно-болотных обстановок бора содержится от 0,00078 до 0,0023—0,0025%, иногда и несколько более, достигая 0,0036%.

Наибольшее количество бора содержит угольный пласт Мощный Абанского месторождения Канско-Ачинского угольного бассейна, который приурочен к прибрежно-морской обстановке верхней части разреза второй подформации центральной части прогиба. В верхней части этого пласта бора 0,0146%; к основанию пласта количество его постепенно сокращается до 0,0087%. Это закономерное уменьшение содержания бора сверху вниз по разрезу несомненно свидетельствует о его поступлении только в результате взаимодействия прибрежного торфяника с водами эпиконтинентального морского бассейна в процессе ингрессии последнего. Поэтому не случайно кровля этого угольного пласта представлена осадками заливно-лагунного прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна.

На Бородинском месторождении Канско-Ачинского угольного бассейна тот же пласт угля Мощный связан уже с аллювиальной прибрежно-морской обстановкой, что сказалось в меньшем содержании бора (0,0045%). Следует, правда, заметить, что эти данные относятся к углям из нижней части пласта, и вполне вероятно, что из верхних его горизонтов они будут в 1,5—2 раза больше. Однако бора здесь будет все же меньше, чем в том же пласте на Абанском месторождении. Это объясняется тем, что прибрежно-морская обстановка этого пласта располагалась на побережье вдали от устья Пра-Ангары, в зоне развития осадков заливно-лагунного прибрежного мелководья. Угольный пласт Мощный Бородинского месторождения перекрывается осадками открытого подвижного мелководья эпиконтинентального морского бассейна, т. е. осадками той части бассейна, которая располагалась примерно против устья Пра-Ангары и имела, естественно, наиболее опресненную водную среду.

Близкое содержание бора наблюдается в углях пласта Мощного Назаровского (0,0051—0,0024%) и Березовского (0,0053%) месторождений западной части Канско-Ачинского угольного бассейна. Здесь они сопряжены также с аллювиально-прибрежно-морскими обстановками верхней части второй подформации юго-западной части прогиба, но уже дельтовой области Пра-Чулыма. Поэтому тот же, но несколько больший, чем в дельте Пра-Ангары, опресненный характер прибрежных вод сказывается на содержании бора в угольном пласте и этих месторождений.

Относительно резко пониженное содержание бора имеют угольные пласты озерно-болотных обстановок средней части разреза второй подформации всех упомянутых месторождений Канско-Ачинского угольного бассейна, которое колеблется в пределах 0,0023—0,0029%, иногда уменьшаясь до 0,00078%. Аналогичное количество бора характерно и для угольного пласта Мощного Черемховского месторождения Иркутского угольного бассейна (0,0031—0,0036%), где он связан с озерно-болотными, а в некоторых участках с аллювиально-озерно-болотными обстановками. По сравнению с аллювиально-прибрежно-морскими обстановками здесь его количество в 1,5—2 раза (иногда и несколько более) меньше, а по отношению к прибрежно-морским — в 3—6 раз (см. табл. 1). Эти колебания отношения морского бора к озерному на каждом месторождении различны и определяются исключительно по-

ложением обстановок осадко- и угленакопления в данной общей палеогеографической схеме накопления осадков.

Из краткого анализа распределения бора в угольных пластах различных обстановок осадко- и угленакопления устанавливается определенная закономерность. Все те угольные пласты, которые перекрыты осадками различных частей эпиконтинентального морского бассейна, т. е. приурочены к прибрежно-морским или аллювиально-прибрежно-морским обстановкам, наибольшее количество бора содержат в верхней части; вниз по разрезу оно постепенно уменьшается. Угольные же пласты озерно-болотных обстановок имеют незначительное, или в несколько раз меньшее, содержание бора.

Закономерное увеличение содержания бора в углях в связи с изменением палеогеографических обстановок их накопления от озерно-болотных к аллювиально-прибрежно-морским и далее к прибрежно-морским справедливо как для углей в пределах одного и того же месторождения, так и для углей различных месторождений, формировавшихся в тех или иных частях Ангаро-Чулымского прогиба. Вместе с тем угли одноименных обстановок осадко- и торфонакопления, но различных месторождений также, лишь в меньшей мере, неодинаковы между собой по содержанию бора (см. табл. 1). Так, в угле пласта озерно-болотной обстановки Бородинского месторождения (скв. 1089, обр. 39) количество бора равно 0,00078%, в то время как уголь пласта той же обстановки, но Абанского месторождения (скв. 895, обр. 45а) содержит бора 0,0028%. На Черемховском месторождении (шахта Малый Артем) в пласте Мощный, который также связан с озерно-болотной обстановкой, его количество колеблется от 0,0031 до 0,0036%. Уголь верхней части пласта Мощного Назаровского и Березовского месторождений, приуроченного к аллювиально-прибрежно-морской обстановке, содержит бора примерно 0,0051—0,0053%, а в угле того же пласта на Абанском месторождении, но уже связанного с прибрежно-морской обстановкой, бора оказывается примерно в три раза больше, до 0,0146%. Полученные различия, как увидим ниже, объясняются особенностями положения сравниваемых обстановок осадко- и торфонакопления тех или иных месторождений в общей палеогеографической схеме накопления осадков юрской аллювиально-озерно-морской угленосной формации на территории Ангаро-Чулымского прогиба.

Из данных табл. 1 видно также, что зола углей прибрежно-морских и аллювиально-прибрежно-морских обстановок всегда оказывается более обогащенной бором, чем зола углей озерно-болотных обстановок. В соответствии с этим устанавливается, что повышенной концентрации бора в золе углей всегда сопутствует и повышенное содержание щелочноземельных элементов — CaO и MgO, а также элементов-примесей — стронция и бария. В составе золы углей с пониженным содержанием бора обнаруживается больше SiO_2, Al_2O_3, TiO_2 и др. Из элементов-примесей обнаружены повышенные концентрации Cr, Cu, Pb и V.

Таков общий характер распределения бора в угольных пластах различных обстановок осадко- и торфонакопления внутри каждого рассмотренного месторождения, а также в одноименных обстановках различных месторождений, занимающих неодинаковое положение по отношению к побережью эпиконтинентального морского бассейна. Теперь необходимо выяснить источник и причины, которые обусловили появление и распределение бора в изученных нами углях из различных обстановок осадко- и торфонакопления. Выше упоминалось, что могут быть три источника поступления бора в торфяники. Выясним, который из них имел решающее значение при формировании некоторых угольных пластов Канско-Ачинского и Иркутского угольных бассейнов.

По данным табл. 1 нетрудно убедиться в том, что содержание бора в угле, как правило, увеличивается при уменьшении зольности последнего. Например, зола угля из озерно-болотной обстановки Березовского месторождения (скв. 2, обр. 78), имеющего зольность 9,70%, содержит бора 0,0297%, а зола другого угля того же месторождения одноименной обстановки (скв. 12, обр. 99), но с зольностью 34,58%, содержит бора 0,0072%. То же можно констатировать и в отношении других пар образцов с различной зольностью, указанных в таблице. Подобное соотношение концентрации бора в золе угля и его зольности отмечают В. А. Назаренко (1937), Кеар и Росс (Kear, Ross, 1961), Е. Я. Поделько (1965а, б) и другие исследователи. Этот факт в достаточной мере свидетельствует о том, что бор в углях лишь частично может быть связан с терригенной примесью и в основном находится в соединении с органической частью угля. Подтверждением этому является обратная зависимость количества бора в угле, переходящего в сернокислую вытяжку, от содержания золы в угле (см. табл. 1). Например, из угля пласта Мощного Абанского месторождения при зольности 12,10% в сернокислый раствор переходит 70% бора от общего его содержания, а в угле того же пласта, но с зольностью 5,61% растворенного бора оказывается 86%. К аналогичному выводу пришел и Е. Я. Поделько (1965б) при исследовании бора в углях Забайкалья. При этом он также установил, что с повышением зольности угля происходит увеличение содержания бора, связанного с минеральной примесью. Переход в сернокислый раствор такого большого количества бора свидетельствует о том, что он связан с органическим веществом скорее всего сорбционно. Это пока наиболее вероятное предположение, которое требует подтверждения более детальными методами исследования. Если бор в исследованных нами углях связан с органической частью, то он поступал в торфяник в растворенном состоянии, а не в виде борных минералов, таких, например, как датолит, иллит, турмалин и др. Однако указанные минералы не только в воде, но и в самых сильных кислотах труднорастворимы, и вследствие этого высвобождение бора из них в природных условиях практически не происходит. Поэтому наличие бора в органическом веществе угля не является результатом разрушения борных минералов, принесенных в период торфонакопления; если бы они поступали в торфяник вместе с терригенной примесью, то увеличивали бы содержание минерального бора в золе угля, а также и зольность последнего, что не было обнаружено нашими исследованиями. Следовательно, накопление бора в углях за счет привноса в торфяник борсодержащих минералов из источника сноса для наших углей исключается.

Можно попытаться объяснить накопление бора в углях за счет питания торфяника грунтовыми водами, обогащенными бором вследствие выщелачивания борсодержащих пород на водосборных площадях. Возможность этого подтверждается широким развитием гранитов в областях сноса. В связи с этим в составе акцессорных минералов тяжелой фракции песчаников изученных разрезов обнаружено много турмалина (в среднем до 20%). Однако таким путем нельзя объяснить столь различную концентрацию бора в углях, пласты которых принадлежат к одному стратиграфическому разрезу и находятся в обстановках осадко- и угленакопления, непосредственно сменяющих друг друга. Так, например, на Абанском угольном месторождении отложения озерно-болотной обстановки с пластом угля (скв. 895, обр. 45а) непосредственно перекрываются осадками с угольным пластом Мощным прибрежно-морской обстановки, с одновременным увеличением количества бора соответственно от 0,0028 до 0,0087—0,0146%. Остается полагать, что проникновение морских вод, которые всегда содержат бор в значитель-

ном количестве, является и в данном случае первым по значению и основным источником повышенного накопления бора в угле пласта Мощного.

Как было показано выше, наиболее бороносными являются угольные пласты прибрежно-морских и в несколько меньшей мере — аллювиально-прибрежно-морских обстановок. Угли озерно-болотных обстановок всегда содержат мало бора. Поэтому концентрация бора в угле может служить руководящим критерием при определении фациальной принадлежности угля к той или иной обстановке осадконакопления в целом. При этом в одном и том же районе и в одной и той же угленосной формации концентрация бора в углях прибрежно-морских и особенно аллювиально-прибрежно-морских обстановок является несомненно результатом суммарного влияния на торфяник морских и грунтовых вод, содержащих бор, в то время как бор в углях озерно-болотных обстановок связан лишь с питанием торфяника грунтовыми водами (если концентрация бора в угле не зависит от зольности).

Увеличение концентрации бора в угле пласта Мощного Абанского и Назаровского месторождений по разрезу от почвы к кровле (см. табл. 1) свидетельствует об усилении поступления в торфяник морских вод и подачи бора к концу торфонакопления в процессе ингрессии эпиконтинентального морского бассейна. Последнее было завершено накоплением в кровле этих пластов осадков заливно-лагунного прибрежного и открытого мелководья. Меньшее содержание бора в углях пласта Мощного Бородинского, Назаровского и Березовского месторождений, по сравнению с концентрацией бора в угле того же пласта Абанского месторождения, объясняется неодинаковым положением этих обстановок осадко- и торфонакопления в общей палеогеографической схеме накопления осадков юрской угленосной формации в целом.

Так, прибрежно-морская обстановка накопления угольного пласта Мощного Абанского месторождения располагалась в заливно-лагунной зоне побережья эпиконтинентального морского бассейна, находившейся на некотором удалении от устья Пра-Ангары. Сюда пресные воды Пра-Ангары, если и попадали, то в весьма небольших количествах и существенно не влияли на концентрацию бора в морской воде. В то же время в аллювиально-прибрежно-морской обстановке угольного пласта Мощного Бородинского месторождения, формировавшейся в приустьевой части Пра-Ангары, воды эпиконтинентального морского бассейна были в значительной мере опреснены и содержали, естественно, несколько меньше бора. Последний, как известно, в речной воде в растворенном состоянии находится в весьма малых количествах, изменяющихся от сотых до тысячных долей миллиграмма на литр (Коновалов, 1959), тогда как в морской воде его содержание в среднем достигает 4,6 *мг* на литр (Сауков, 1965).

В соответствии с неодинаковым положением прибрежно-морской и аллювиально-прибрежно-морской обстановок осадко- и торфонакопления по отношению к устью Пра-Ангары заключенные в них угольные пласты имеют несколько неодинаковую кровлю, хотя в целом она по генезису относится к прибрежно-мелководным осадкам эпиконтинентального морского бассейна. В прибрежно-морской обстановке преобладало накопление алеврито-глинистых осадков заливно-лагунного мелководья, а в аллювиально-прибрежно-морской обстановке — алеврито-песчаных осадков открытого мелководья бассейна (подводная дельта, бары, подводные валы и другие аккумулятивные формы дна этой зоны бассейна). При прочих же равных условиях в глинистых отложениях бора всегда несколько больше даже в одних и тех же фациях.

Поэтому не случайно в угольном пласте Мощном Абанского месторождения количество бора примерно в два раза выше, чем в том же

пласте Бородинского месторождения (для нижних частей пластов; такое же соотношение, очевидно, характерно и для верхних частей этих же пластов). Этим же следует объяснять пониженное количество бора в угольном пласте Мощном Назаровского и Березовского месторождений, который, как и на Бородинском месторождении, формировался здесь в аллювиально-прибрежно-морской обстановке, но уже в приустьевой части не Пра-Ангары, а Пра-Чулыма. Здесь, очевидно, было несколько бóльшим влияние пресных вод Пра-Чулыма, благодаря чему данный пласт угля содержит бора несколько меньше.

Следовательно, наличие в одновозрастном угольном пласте Мощном Абанского, Бородинского, Назаровского и Березовского месторождений Канско-Ачинского угольного бассейна повышенного содержания бора подтверждает ранее сделанные автором выводы о том, что уже в середине средней юры (конец второй подформации) воды эпиконтинентального морского бассейна достигли северной окраины юго-западной и ряда районов центральной частей Ангаро-Чулымского прогиба (Тимофеев, 1963а, б; 1967; 1969).

Эти выводы с еще большей убедительностью показывают, что в настоящее время нельзя односторонне подходить к решению весьма сложных вопросов, каким является генезис осадков. Со временем расширяются наши возможности в изучении осадков, появляются новые методы, исследования становятся комплексными. Благодаря этому во все возрастающем количестве в анализ вовлекаются более достоверные исходные данные, которые приводят к выявлению внутренних причинных связей различных природных процессов. Указание на то, что в тех или иных осадках отсутствует фауна — это еще не факт; она может там быть, но в данный момент не обнаружена. Это станет фактом только тогда, когда мы сможем объяснить, почему здесь нет фауны. А для этого, исходя не только из общих геологических соображений, но и из конкретного рассмотрения первичных (генетических) признаков осадков, нужно знать генезис осадков, который доступен детальному литолого-фациальному анализу. Без него не могут быть правильно решены как вопросы генезиса осадков, так и многие другие, позволяющие в конечном итоге расшифровать палеогеографические и палеотектонические особенности формирования осадков и геологического развития любой территории вообще и Южной Сибири в частности. М. М. Одинцова, не владея таким методом (судя по опубликованным работам) и, естественно, не имея собственной точки зрения на генезис этих осадков, продолжает защищать представления, которые давно устарели. А новые данные появляются все в большем и большем количестве; их нужно анализировать и превращать в осознанные факты, а не просто отвергать, как это делают М. М. Одинцова и некоторые другие геологи.

ОБЩАЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЮРСКОЙ УГЛЕНОСНОЙ ФОРМАЦИИ АНГАРО-ЧУЛЫМСКОГО ПРОГИБА

Рассмотрение характера распределения обстановок осадко-и угленакопления в разрезе и на площади каждой подформации, а также некоторых особенностей накопления осадков в аллювиально-дельтовых равнинах, торфяных болотах и эпиконтинентальном морском бассейне позволяет сформулировать общую палеогеографию юрской аллювиально-озерно-морской угленосной формации.

Что же представляла собой территория Южной Сибири во время накопления юрских угленосных отложений? Длительный континентальный перерыв, предшествовавший юрскому времени, определил характер доюрского рельефа. Последний, несомненно, сказался на первоначаль-

ной выработке особенностей строения аллювиально-дельтовых равнин, которые были сформированы тремя крупными реками — Пра-Ангарой, Пра-Тунгуской и Пра-Чулымом. И в дальнейшем он еще долгое время определенным образом влиял на осадко- и особенно угленакопление в целом.

Начальный этап образования юрской угленосной формации характеризовался усиленной эрозией и нивелировкой рельефа. В связи с начавшимся заложением прогиба и воздыманием окружавших его возвышенных пространств реки прогиба начали усиленно размывать последние и транспортировать обломочный материал далеко за пределы северо-западной окраины прогиба. Представляется, что границы морского бассейна, который для нижнеюрского времени В. Н. Саксом (Сакс, Ронкина, 1957; Сакс и др., 1963) установлен на севере Западно-Сибирской эпипалеозойской платформы, были значительно южнее за счет его эпиконтинентальной прибрежно-мелководной части.

Реки прогиба разрабатывали свои аллювиальные долины, но при выходе в пределы северо-западной части прогиба в нижнем течении вплоть до побережья эпиконтинентального морского бассейна сливались в единую прибрежную аллювиально-дельтовую равнину с тремя крупными дельтами. По мере выработки реками профиля равновесия и старения ландшафтов аллювиально-дельтовых равнин в них начинали возникать озерные, а вслед за ними периодически озерно-болотные и болотные ландшафты, которые все проникали в глубь прогиба. К концу раннеюрского времени они захватили лишь центральные, северо-западные и юго-западные районы прогиба. Морской бассейн, очевидно, к этому времени также несколько расширил свои границы на юг, сместив в этом же направлении свою мелководно-опресненную часть в виде эпиконтинентального морского бассейна. Однако и последний все же не достиг северо-западной окраины прогиба и еще находился от нее на значительном удалении.

Второй этап образования формации ознаменовался новой регрессией, в процессе которой, очевидно, не полностью, но в значительной мере исчезли озерные и особенно озерно-болотные и болотные ландшафты. Лишь кое-где, в пониженных или изолированных участках, удаленных от русел и областей сноса обломочного материала, они могли сохраниться от полного уничтожения. Продолжалась дальнейшая нивелировка рельефа; к концу второго этапа еще оставались Панушинская и Северо-Енисейская возвышенности, но они практически уже не влияли на осадконакопление. После накопления комплекса речных отложений эпиконтинентальный морской бассейн с нарастающими импульсами начал вновь ингрессировать в южном направлении. Даже незначительные опускания плоского побережья этого бассейна позволили ему залить огромные пространства Западно-Сибирской эпипалеозойской платформы. Вполне вероятно, что к концу первой половины средней юры он достиг центральной и юго-западной частей прогиба. Наиболее глубоко бассейн проник вдоль долины Пра-Ангары, где его осадками оказался перекрыт пласт угля Мощный Бородинского и Абанского месторождений. Под аналогичными осадками оказался пласт угля Мощный Итатского, Березовского и других месторождений северной окраины Чулымо-Енисейской впадины. Разрез второй подформации приобрел сложное строение в результате чередования на северо-западе прогиба аллювиальных, озерных, озерно-болотных, болотных осадков, с одной стороны, и осадков заливно-лагунного прибрежного и открытого мелководья эпиконтинентального морского бассейна — с другой.

По мере ингрессии эпиконтинентального морского бассейна на аллювиально-дельтовых равнинах постепенно вновь создавались благоприятные условия сначала для единичного, а затем для почти сплош-

ного развития озерных, озерно-болотных и болотных ландшафтов. К концу времени образования второй подформации они захватили почти всю площадь прогиба; только в верховьях речных долин и у бортов прогиба накапливались речные отложения. На юго-востоке прогиба, а также в верховьях его юго-западной и, возможно, северо-восточной частей разрез приобрел более или менее простое строение: внизу в основном из аллювиальных и аллювиально-озерно-болотных, а вверху — озерно-болотных циклов. В сторону эпиконтинентального морского бассейна разрез подформации был усложнен в значительной мере за счет вклинивания руслового аллювия в толщи озерно-болотных, болотных, а на северо-западе прогиба и морских отложений.

Третий этап образования формации ознаменовался вновь наступавшей регрессией эпиконтинентального морского бассейна. Теперь он хотя и ушел за пределы прогиба, но находился все же недалеко от его северо-западной окраины. Близость его выражена в наличии в основании третьей подформации разреза Максимоярской опорной скважины песчаных отложений скорее дельтового, чем аллювиального генезиса. Регрессия бассейна привела к тому, что прогиб превратился в арену усиленной деятельности крупных и малых рек. В связи с усилившимся поднятием окружавших прогиб возвышенных пространств и продолжавшимся еще большим обособлением Ангаро-Чулымского прогиба от Вилюйского прогиба Пра-Ангара, Пра-Тунгуска и особенно Пра-Чулым размывали не только области сноса, но и ранее накопившиеся отложения. Так, более крутой наклон поверхности юго-западной части прогиба в сторону бассейна седиментации обусловил значительный врез долины Пра-Чулыма в отложения нижележащей подформации. Именно благодаря этому был уничтожен основной угольный пласт Мощный между Итатским и Боготольским месторождениями.

Так постепенно территория прогиба вновь превратилась в обширную аллювиально-дельтовую равнину. Исчезли все возвышенности доюрского рельефа, и резко сократились размеры и абсолютные отметки Верхнеленской древней возвышенности. По сравнению с предыдущей данная регрессия была не столь продолжительной. За это время в низовьях аллювиально-дельтовых равнин накопились лишь маломощные толщи аллювиальных осадков. А затем началась новая ингрессия эпиконтинентального морского бассейна. Она имела также пульсирующий, все нарастающий темп, и к концу времени образования третьей подформации, т. е. к концу средней юры, бассейн седиментации достигал окраины центральной и юго-западной частей прогиба. Эта ингрессия была более обширной, чем предыдущая, и, очевидно, захватила многие новые районы Западно-Сибирской эпипалеозойской платформы. Однако в пределы прогиба она все же далеко не проникла и только несколько углубилась вдоль речных долин. Между устьями Пра-Ангары и Пра-Тунгуски образовался залив-лагуна, который захватил северо-западную часть Канско-Тасеевской впадины.

К концу третьего периода образования формации собственно морской бассейн впервые достиг Ангаро-Чулымского прогиба. В эпиконтинентальной части этого бассейна накапливались песчаники, алевролиты, аргиллиты, частично известняки, характеризующие в основном его заливно-лагунное прибрежное и открытое мелководье. В заливно-лагунной зоне между устьями Пра-Ангары и Пра-Тунгуски впервые появились зеленовато-серые и пестроцветные алевролиты и аргиллиты, указывающие на некоторые признаки аридизации климата. На суше, в аллювиально-дельтовых равнинах, между медленно текущими, стареющими крупными и мелкими реками возникали озерные, озерно-болотные и болотные ландшафты, которые к концу третьего периода захватили средние течения Пра-Ангары, Пра-Чулыма и, вероятно, Пра-Тунгуски.

Далее наступил последний, четвертый, этап накопления осадков юрской угленосной формации, начавшийся новой регрессией эпиконтинентального морского бассейна. Последний едва вышел за пределы юго-западной и центральной частей прогиба, сохранив при этом крупный залив-лагуну, которая по-прежнему, хотя несколько и изменив свои контуры, занимала северо-запад Канско-Тасеевской впадины. Собственно морской бассейн располагался у самой северо-западной окраины прогиба, где по Максимоярской опорной скважине разрез подформации полностью имеет морской генезис.

Остальная часть прогиба вновь стала ареной интенсивной деятельности Пра-Ангары, Пра-Тунгуски и Пра-Чулыма, а озерные, озерно-болотные и болотные ландшафты практически прекратили свое существование. Особенно оживились Пра-Ангара и Пра-Чулым. Так, в основании разреза подформации на территории Прииркутской мульды появились конгломераты (кудинские конгломераты), которые до этого отсутствовали в разрезах третьей и второй подформаций. Вполне возможно, что в процессе их образования были размыты многие горизонты нижележащих отложений. Более отчетливо результаты размыва наблюдаются по северной окраине юго-западной части прогиба. Здесь, в районе Итатской мульды, через которую проходила центральная часть русла Пра-Чулыма, размыты не только верхние или средние, но и нижние горизонты третьей подформации.

В дальнейшем регрессия сменилась ингрессией эпиконтинентального морского бассейна. Она была довольно интенсивной. Бассейн седиментации в процессе ингрессии довольно быстро достиг примерно тех же районов, что и в конце времени образования третьей подформации, где и оставался до конца четвертого этапа. Однако контуры побережья в ряде случаев были несколько иными. Если на том же месте по-прежнему сохранился залив-лагуна, то бассейн продвинулся дальше в сторону долины Пра-Чулыма, а по Пра-Ангаре достиг восточных районов Рыбинской впадины; по долине же Пра-Тунгуски к концу четвертого этапа он, очевидно, достиг районов среднего течения современной р. Ангары. Именно здесь, в районе р. Чадобец, Г. Ф. Лунгерсгаузеном описаны находки аммонитов. Проникновение эпиконтинентального морского бассейна в глубь прогиба по его северной окраине объясняется продолжавшимся увеличением асимметрии прогиба за счет поднятия гор Южной Сибири и Прибайкалья. На присутствие морских осадков в районе Мариинска и несколько восточнее ранее указывалось Ф. С. Безулуцковым, Т. И. Гуровой и др. (1957).

Во время четвертого этапа образования формации несколько увеличилось влияние аридного климата, распространявшегося в северном и северо-восточном направлениях со стороны Средней Азии. Это привело к некоторой аридизации климата и по периферии Ангаро-Чулымского прогиба, что отразилось на характере прибрежно-мелководных осадков эпиконтинентального морского бассейна. Собственно морские отложения с типично морской фауной в большом количестве известны на самом северо-западе прогиба, и, очевидно, если они не заходили, то во всяком случае вплотную подходили к заливу, образованному эпиконтинентальным морским бассейном по направлению к устью Пра-Тунгуски.

На суше по мере расширения ингрессии эпиконтинентального морского бассейна в основном накапливались аллювиальные отложения, количество которых увеличивалось вверх по речным долинам; площади же развития озерно-болотных отложений были меньше, чем в предыдущие этапы. Наиболее благоприятные условия для возникновения озерных ландшафтов на этот раз существовали в низовьях речных долин. Здесь отлагались тонкоотмученные осадки с небольшим количеством обрывков растений и детрита. Однако мелкие озерные водоемы

возникали и на более высоких участках речных долин, где они могли не только эпизодически заболачиваться, но и превращаться в локально развитые болота. Но все же заболачивание чаще ограничивалось формированием слабо выраженных почвенных образований.

Накопление отложений юрской аллювиально-озерно-морской угленосной формации закончилось новой регрессией. Изменение климата, выразившееся в еще большей его аридизации, привело к образованию красноцветной мергелистой формации неокома (по К. В. Боголепову, 1961).

Одной из характерных черт юрской формации является ее угленосность, описание которой дано выше. Ее возникновение, достижение в развитии какого-то максимума и исчезновение были непосредственным отражением особенностей палеогеографии в конкретном структурном регионе Южной Сибири. Угленакопление было двух типов. Одно из них — речного типа, в целом менее перспективно, связано как с начальным этапом образования формации, так и со стадией общей консолидации прогиба. Оно приурочено к долинам Пра-Ангары, Пра-Чулыма и, очевидно, Пра-Тунгуски (все угольные пласты первой подформации юго-запада, северо-запада и центральной части прогиба, а также средней части второй подформации юго-востока и, возможно, северо-востока прогиба). Решающая роль в образовании торфяников принадлежала возвышенностям древнего рельефа, в областях развития которых до и после их захоронения создавались благоприятные условия для формирования озерных и особенно озерно-болотных и болотных ландшафтов. К этому типу относятся все нижнеюрские локальные углепроявления, нижнеюрские угольные месторождения Канско-Ачинского и среднеюрские угольные месторождения Иркутского угольных бассейнов.

Угленакопление другого типа связано с наземными дельтами Пра-Ангары, Пра-Чулыма и, очевидно, в меньшей мере Пра-Тунгуски. Именно здесь в среднеюрское время возникли мощные угольные пласты, которые составляют основу Канско-Ачинского угольного бассейна.

Максимальное угленакопление происходило примерно в середине времени образования формации в целом и отвечает установлению динамического равновесия между поднятиями окружавших прогиб возвышенных пространств и интенсивностью погружения самого прогиба. Это связано с резким сокращением роли аллювиальных отложений и появлением благоприятных условий для развития озерных, озерно-болотных и болотных ландшафтов на юго-востоке Ангаро-Чулымского прогиба и озерных, озерно-болотных, прибрежно-морских и болотных ландшафтов в центральной, юго-западной и северо-западной его частях. Более подробно эти вопросы были рассмотрены выше, а все, что касается прогноза угленосности и распределения угольных месторождений, изложено в следующей главе.

Такова общая палеогеография юрской аллювиально-озерно-морской угленосной формации и некоторые особенности накопления осадков в аллювиально-дельтовых равнинах, приустьевых (дельтовых) торфяных болотах и эпиконтинентальном морском бассейне.

Глава V

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ГУМУСОВЫХ УГЛЕЙ И ПРОГНОЗ УГЛЕНОСНОСТИ АНГАРО-ЧУЛЫМСКОГО ПРОГИБА

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

За последние два десятилетия в развитии углепетрографии произошли резкие качественные изменения, которые постепенно привели к созданию самостоятельной научной отрасли знаний об углях — петрологии углей, основные положения которой были сформулированы Ю. А. Жемчужниковым в конце 50-х годов нашего века (Жемчужников, Гинзбург, 1960). Этому в значительной мере способствовало то, что органическое вещество, сконцентрированное в виде угольных пластов, стали изучать комплексно и, что самое главное, не в отрыве от угленосных формаций в целом. Естественно, это привело к появлению новых, причем осознанных фактов, которые уже не укладывались в существующие представления и не отвечали историко-геологическим особенностям развития отдельных регионов земной коры.

Важность и необходимость детального изучения углей в комплексе с вмещающими их отложениями подчеркивали многие исследователи, в том числе Е. О. Погребицкий (1933), Ю. А. Жемчужников (1935а,б), З. В. Ергольская и В. И. Яворский (1938), С. Н. Наумова (1940). К сожалению, работ в этом направлении еще долгое время не проводилось, а все закономерности состава и строения органического вещества и угольных пластов пытались объяснить только на основе данных углепетрографии и углехимии; при этом углепетрографы и углехимики чаще работали раздельно. Однако некоторые исследователи понимали, что объяснение многих наблюдаемых особенностей углей нужно искать в расшифровке общего генезиса угленосных формаций. Но поставить комплексные исследования в то время было затруднительно, так как знания в области детального генезиса угленосных формаций были еще недостаточны, нередко схематичны, а часто просто необоснованны. Примером этому являются угленосные отложения Донбасса, которым, за исключением угольных пластов и почвенных образований, долгое время приписывалось морское происхождение (Геология СССР, т. 7, 1944). Большим препятствием было отсутствие детальных методов литолого-фациального изучения осадков и углей, которые еще только зарождались (Давыдова, Гольдштейн, 1947, 1949), а формационный анализ угленосных отложений находился на начальной стадии своего развития (Иванов, 1939; Жемчужников, 1948б, г). Все эти проблемы и определили направление дальнейшего развития исследований в области изучения угленосных отложений вообще, и заключенного в них концентрированного (в виде угольных пластов) и рассеянного органического

вещества в частности. Необходимо было раскрыть истинные причины столь сложного природного явления, как накопление органического вещества (интенсивность и направленность биохимического превращения) в различных палеотектонических и палеогеографических обстановках областей распространения торфяников.

Среди проблем, поставленных Ю. А. Жемчужниковым в 1947 г. в начале детальных литолого-фациальных исследований в Донбассе, значительное место отводилось и тем, которые были связаны с изучением органического вещества. Уже первые итоги изучения углей, полученные Л. И. Боголюбовой, показали, что расхождения в выводах углепетрографов и углехимиков следует объяснить исключительно только тем, что углепетрографы в основу своих построений брали (а многие и сейчас продолжают это делать) только количественные соотношения трех типов вещества (гелефицированного, фюзенизированного и кутинизированного) и не учитывали качественных изменений, которые происходили при разложении исходного растительного материала в процессе гелефикации и приводили к образованию различных типов гелефицированного вещества. Так, впервые клареновые угли Донбасса были подразделены на два генетических типа: а) клареновые угли с ксиловитрено-витреновым гелефицированным веществом; б) клареновые угли с однородным гелефицированным веществом (Боголюбова, Яблоков, 1951).

Одновременно при детальном литолого-фациальном изучении угленосных отложений Донбасса автором было установлено, что угли первого генетического типа связаны с континентально-морскими и собственно морскими обстановками, а угли второго генетического типа — только с прибрежно-морскими и прибрежно-собственно-морскими обстановками. Эти результаты были уже в 1950 г. доложены в углехимической лаборатории Донецкого угольного института МУП СССР (г. Донецк), а затем опубликованы (Тимофеев, 1952). Эти выводы автора и явились основой для последующей разработки принципов генетической классификации гумусовых углей СССР. В дальнейшем автор уточнял и совершенствовал эти принципы в процессе создания генетических классификаций гумусовых углей Донбасса (Тимофеев, 1955а, б, 1956, 1960) и Тувы (Тимофеев, 1961, 1964).

Последующее комплексное литолого-фациальное изучение углей и вмещающих пород, а также формационный анализ угленосных отложений (от девона до наших дней, включая области торфонакопления) большинства угольных бассейнов СССР позволили детально расшифровать ранее выявленные новые признаки в строении вещества углей, определяющие их природу, уточнить фации торфонакопления и приуроченность генетических типов углей к определенным обстановкам осадконакопления. Рассмотрение в едином аспекте формирования углей и вмещающих их отложений дало возможность установить причинные связи между осадко- и угленакоплением, с одной стороны, и тектоническим режимом — с другой. Эти материалы наряду с новыми результатами их анализа послужили основой для дальнейшего совершенствования принципов построения генетической классификации гумусовых углей. Автором совместно с Л. И. Боголюбовой и В. С. Яблоковым (Тимофеев, Боголюбова, Яблоков, 1962; Тимофеев, Яблоков, Боголюбова, 1962) был создан вариант генетической классификации гумусовых углей основных бассейнов СССР (в том числе Иркутского и Канско-Ачинского), который затем претерпел некоторые изменения и дополнения (Тимофеев и Боголюбова, 1963, 1965а). Одновременно была предложена единая система номенклатуры микрокомпонентов и генетических типов углей в соответствии с новыми представлениями об их вещественном составе и генезисе. Основные термины данной классификации опубликованы в Международном толковом словаре по петрологии углей

(International Handbook of Coal Petrography, 1963; Международный толковый словарь по петрологии углей, 1965), а в международную номенклатуру она вошла как «Система Геологического института АН СССР, Москва» (ГИМ). В значительно расширенном объеме эта классификация будет опубликована в третьем издании этого словаря.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ГУМУСОВЫХ УГЛЕЙ АНГАРО-ЧУЛЫМСКОГО ПРОГИБА

В геологической литературе существует несколько вещественно-петрографических классификаций гумусовых углей, но ни одна из них не является и не может являться генетической классификацией, поскольку принципы их построения чисто петрографические. Они основаны исключительно на морфологических признаках, проявляющихся в количественном соотношении различных типов вещества (гелефицированного, фюзенизированного и кутинизированного) без учета особенностей их генезиса, на что автор уже неоднократно указывал (Тимофеев, 1952, 1960; Тимофеев, Боголюбова, Яблоков, 1962, 1964). В свою очередь, генетическая классификация гумусовых углей не есть нечто производное от вещественно-петрографических классификаций. Поэтому никак нельзя согласиться с А. И. Гинзбург, которая считает, что «если проанализировать различные подразделения в вещественно-петрографических классификациях (классы, подклассы, типы), то по существу окажется, что они отражают условия накопления и первичного преобразования исходного материала, приводящие к неодинаковому его разложению и дальнейшему превращению в уголь» (Гинзбург, 1964, стр. 97). Однако А. И. Гинзбург не делает четкого разграничения между генетическими (первичными) признаками, которые указывают именно на генезис углей, т. е. торфяников, и вторичными, как, например, степень углефикации, приобретенными в процессе формирования угольного вещества. Очевидно, не будет лишним напомнить основополагающее высказывание Ю. А. Жемчужникова, что «генетическая классификация углей должна основываться на их природе и происхождении. Под происхождением углей следует понимать не только исходный материал, который послужил для их образования, но и конечный результат (здесь и ниже разрядка моя.— *П. Т.)*, связанный с процессами его первичного превращения. Здесь подчеркивается именно первичное превращение, не зависящее от метаморфизующих агентов, как температура и давление, повышающих «зрелость угля» (Жемчужников, 1948б, стр. 91).

Предлагаемая генетическая классификация юрских гумусовых углей Ангаро-Чулымского прогиба (табл. 2) является частью общей генетической классификации гумусовых углей основных бассейнов СССР (Тимофеев, Боголюбова, 1965а). В ее основу положен признак структуры вещества углеобразующих микрокомпонентов, проявляющийся в степени биохимического разложения и измельчения лигнино-целлюлозных тканей исходных фитоценозов. Как было показано автором ранее (Тимофеев, 1952, 1964, 1967, 1969), структура вещества угля — результат тех или иных палеогеографических обстановок осадконакопления с соответствующим тектоническим режимом области торфонакопления. По этому признаку выделены пять генетических групп углей, соответствующих последовательно сменяющимся, по мере увеличения степени разложения исходного растительного материала, телинитовой (I), посттелинитовой (II), преколлинитовой (III), коллинитовой (IV) и лейптинитовой (V) стадиям. Под генетической группой углей понимается комплекс углей, которые характеризуются единством структуры вещества углеобразующих микрокомпонентов независимо от его типа.

Телинитовые и посттелинитовые угли, или телинитовые угли в широком понимании этого слова всегда образуются в аллювиально-озерно-болотных, пролювиально-озерно-болотных, делювиально-озерно-болотных, делювиально-пролювиальных, аллювиально-прибрежно-морских, аллювиально-морских и морских обстановках осадконакопления. Преколлинитовые, коллинитовые и лейптинитовые угли, или коллинитовые угли, также в широком понимании, локализуются только в озерно-болотных и прибрежно-морских обстановках. Именно такая приуроченность телинитовых или коллинитовых углей к строго определенным и всегда к одним и тем же комплексам обстановок осадконакопления дает основание объединять их в генетические группы по структуре углеобразующих микрокомпонентов, а не по типу их вещества, возникающего в процессе гелефикации, гелефюзенизации и фюзенизации. Например, угольный пласт в аллювиально-озерно-болотной обстановке может быть представлен любым типом вещества углеобразующих микрокомпонентов (гелефицированным, фюзенизированным, семигелефицированным, гелефюзенизированным, гелефюзеноподобным), но оно всегда будет иметь в основном (более 50%) только телинитовую или посттелинитовую структуру. Однако не исключено, что в данном угольном пласте можно встретить и вещество коллинитовой структуры, но лишь в резко подчиненном количестве. Точно так же, как, например, в крупнозернистом аллювиальном песчанике почти всегда наблюдается незначительная примесь зерен иной размерности, а также глинистый, карбонатный или какой-либо другой тип цемента; независимо от этого ведущими признаками остаются крупные размеры зерна и аллювиальный генезис. Аналогичная картина наблюдается в прибрежно-морской обстановке, где независимо от типа вещество приобретает в целом коллинитовую структуру.

Как уже неоднократно указывалось (Тимофеев, 1952, 1960, 1961, 1964, 1967, 1969; Тимофеев, Боголюбова, 1962, 1963, 1964, 1965 а, б, 1966), все это объясняется тем, что ни исходный растительный материал, ни климат, ни химизм среды болота, ни тип тектонической структуры угленосной формации в целом не определяли степень биохимического разложения (структуру углеобразующего вещества) исходного растительного материала в торфяном болоте. Она связана с конкретными палеогеографическими обстановками, имеющими соответствующий палеотектонический режим вне зависимости от типа тектонических структур. Направленность же процесса биохимического превращения исходного растительного материала (типы углеобразующего вещества и их количественные соотношения) была обусловлена сочетанием степени обводненности и проточности болота (фации торфонакопления) в пределах одной и той же палеогеографической обстановки, что приводило в одних случаях к образованию гелинитовых, в других случаях — гелифюзинитовых углей и т. п.

По признаку различных типов вещества — фюзенизированного, гелефицированного, семигелефицированного, гелефюзенизированного и гелефюзенитоподобного — среди каждой генетической группы выделяются генетические подгруппы (например, гелинито-телинитовые, I-4; гелифюзинито-преколлинитовые, III-2, и т. д.), отвечающие фациям различных типов торфяных болот (например, фация осадков подвижного сильно обводненного застойного торфяного болота, ТП-4, и т. д.). Следовательно, генетическая подгруппа — это комплекс углей, которые характеризуются определенным типом вещества углеобразующих микрокомпонентов и определенной его структурой. Количественные соотношения углеобразующих и второстепенных микрокомпонентов с учетом исходного материала (в случае возможного его определения) в пределах каждой генетической подгруппы характеризуют генетические

Таблица 2

Генетическая классификация гумусовых углей юрской угленосной формации Ангаро-Чулымского прогиба

Класс углей по веществу углеобразующих микрокомпонентов	Условия седиментации: Характер процесса превращения растительного материала	Условия седиментации: Класс вещества углеобразующих микрокомпонентов (>10%)	Условия седиментации: Химизм среды болота	Условия седиментации: Степень обводненности болота	Условия седиментации: Степень подвижности водной среды болота	Генетические группы углей по степени разложения лигнино-целлюлозных тканей																			
						I генетическая группа: Угли со слабой степенью разложения лигнино-целлюлозных тканей (гелинитовые угли)				II генетическая группа: Угли с относительно слабой степенью разложения лигнино-целлюлозных тканей (посттелинитовые угли)				III генетическая группа: Угли с относительно сильной степенью разложения лигнино-целлюлозных тканей (преколлинитовые угли)				IV генетическая группа: Угли с сильной степенью разложения лигнино-целлюлозных тканей (коллинитовые угли)				V генетическая группа: Угли с почти полным разложением лигнино-целлюлозных тканей (лейптинитовые угли)			
						Генетическая подгруппа углей	Генетический тип углей	Фация	Макрофация	Генетическая подгруппа углей	Генетический тип углей	Фация	Макрофация	Генетическая подгруппа углей	Генетический тип углей	Фация	Макрофация	Генетическая подгруппа углей	Генетический тип углей	Фация	Макрофация	Генетическая подгруппа углей	Генетический тип углей	Фация	Макрофация
Гелифюзинитоподобные (1)	Гелефюзинизация	Гелефюзинированное	Анаэробно-аэробный	Обводненное	Проточное	—	—	—	Отложений подвижных торфяных болот — ТП	Гелифюзинитоподобные посттелинитовые (II-1)	Гелифюзинитоподобный посттелинитовый	Осадков относительно подвижного обводненно-проточного лесного торфяного болота — ТОП-1	Отложений относительно подвижных торфяных болот — ТОП	—	—	—	Отложений относительно устойчивых торфяных болот — ТОУ	Гелифюзинитоподобные коллинитовые (IV-1)	Гелифюзинитоподобный коллинитовый	Осадков устойчивого обводненно-проточного болота — ТУ-1	Отложений устойчивых торфяных болот — ТУ	—	—	—	Отложений весьма устойчивых торфяных болот — ТВУ
Гелифюзинитовые (2)	В условиях периодического относительного осушения болота	Гелефюзинированное		Периодически обводненное	Слабопроточное	Гелифюзинито-телинитовые (I-2)	Гелифюзинито-телинитовый; Семигелифюзинито-телинитовый; Гелинито-гелифюзинито-телинитовый	Осадков подвижного, периодически обводненного слабо проточного лесного торфяного болота — ТП-2		Гелифюзинито-посттелинитовые (II-2)	Гелифюзинито-посттелинитовый; Гелинито-гелифюзинито-посттелинитовый	Осадков относительно подвижного, периодически обводненного слабо проточного лесного торфяного болота — ТОП-2		Гелифюзинито-преколлинитовые (III-2)	Гелифюзинито-преколлинитовый; Гелинито-гелифюзинито-преколлинитовый	Осадков относительно устойчивого, периодически обводненного слабо проточного торфяного болота — ТОУ-2		Гелифюзинито-коллинитовые (IV-2)	Гелифюзинито-коллинитовый	Осадков устойчивого, периодически обводненного слабо проточного торфяного болота — ТУ-2		Лейптинитовые угли с гелифюзинито-коллинитом (V-2)	Кутинитовый с семигелифюзинито-коллинитом	Осадков весьма устойчивого, периодически обводненного слабо проточного торфяного болота — ТВУ-2	
Семигелинитовые (3)	Гелификация	Семигелефицированное	Аэробно-анаэробный	Обводненное	Непроточное (застойное)	—	—	—		—	—	—		—	—	—		Семигелинито-коллинитовые (IV-3)	Семигелинито-коллинитовый: С гелифюзинитом; С гелифюзинитом и смоляными телами; С коровыми тканями; Смешанный	Осадков устойчивого обводненного застойного торфяного болота — ТУ-3		Лейптинитовые угли с семигелинито-коллинитом (V-3)	Кутинитовый с семигелинито-коллинитом	Осадков весьма устойчивого обводненного застойного торфяного болота — ТВУ-3	
Гелинитовые (4)		Гелефицированное	Анаэробный	Сильно обводненное		Гелинито-телинитовые (I-4)	Гелифюзинито-гелинито-телинитовый; Гелинито-телинитовый: Крупнодревесинный с гелифюзинитом; Крупнодревесинный; Древесинно-паренхимный; Суберинитовый; Мелкодревесинный; Паренхимный	Осадков подвижного, сильно обводненного застойного торфяного болота — ТП-4		Гелинито-посттелинитовые (II-4)	Гелифюзинито-гелинито-посттелинитовый; Гелинито-посттелинитовый: Крупнодревесный с гелифюзинитом; Мелкодревесинный; С гелифюзинитом и водорослями	Осадков относительно подвижного, сильного обводненного застойного торфяного болота — ТОП-4		Гелинито-преколлинитовые (III-4)	Гелифюзинито-гелинито-преколлинитовый; Гелинито-преколлинитовый: С гелифюзинитом; С коровыми тканями; Со спорами и пыльцой; Смешанный; С гелифюзинитом и водорослями	Осадков относительно устойчивого, сильно обводненного застойного торфяного болота — ТОУ-4		Гелинито-коллинитовые (IV-4)	Гелифюзинито-гелинито-коллинитовый; Гелинито-коллинитовый: С гелифюзинитом; С кутикулой; Со спорами и пыльцой; Смешанный; С гелифюзинитом и водорослями	Осадков устойчивого, сильно обводненного застойного торфяного болота — ТУ-4		Лейптинитовые угли с гелинито-коллинитом (V-4)	Кутинитовый с гелинито-коллинитом; Кутинито-коллинитовый	Осадков весьма устойчивого, сильно обводненного застойного торфяного болота — ТВУ-4	
Фюзинитовые (5)	Фюзенизация	Фюзенизированное	Аэробный	«Сухое»		Фюзинито-телинитовые (I-5)	Фюзинито-телинитовый	Осадков подвижного «сухого» застойного лесного торфяного болота — ТП-5		—	—	—		—	—	—		—	—	—		—	—	—	
Геотектоническая обстановка (степень подвижности или устойчивости области торфонакопления)						Подвижная				Относительно подвижная				Относительно устойчивая				Устойчивая				Весьма устойчивая			
Обстановки осадконакопления						Аллювиально-озерно-болотные, пролювиально-озерно-болотные, делювиально-озерно-болотные, делювиально-пролювиальные, аллювиально-прибрежно-морские, аллювиально-морские, морские								Озерно-болотные, прибрежно-морские											
Смена условий осадконакопления до и после торфонакопления						Резкая								Не резкая (относительное постоянство условий)											
Быстрота погружения области торфонакопления, скорость захоронения торфогенного слоя						Большая				Относительно большая				Относительно малая				Малая				Весьма малая			
Продолжительность биохимического разложения растительного материала						Малая (слабое разложение)				Относительно малая (относительно слабое разложение)				Относительно большая (относительно сильное разложение)				Большая (сильное разложение)				Весьма большая (очень сильное разложение)			

типы углей, описание которых подробно, с приложением большого количества фотографий дано в восьмой главе первой книги монографии автора (Тимофеев, 1969).

Таким образом, каждая генетическая группа представляет собой парагенез генетических подгрупп углей, а последнее — генетических типов углей, объединенных единством структуры гелефицированного, семигелефицированного, гелефюзенизированного, гелефюзеноподобного и фюзенизированного типов вещества. Генетические группы образуют вертикальные ряды, отвечают определенным комплексам обстановок осадконакопления и составляют основной элемент подразделения (главный классификационный фактор) генетической классификации юрских гумусовых углей Ангаро-Чулымского прогиба.

Ниже приведена краткая характеристика генетических групп и классов гумусовых углей. Детальное же описание генетических типов углей и условий их образования дано в первой книге монографии (Тимофеев, 1969).

Генетические группы гумусовых углей

Как упоминалось выше, гумусовые угли юрской угленосной формации относятся к пяти генетическим группам — телинитовым, посттелинитовым, преколлинитовым, коллинитовым и лейптинитовым, которые различаются неодинаковой степенью разложения лигнино-целлюлозных тканей.

Первая генетическая группа — телинитовые угли. Они отвечают макрофации отложений подвижных торфяных болот (ТП) и характеризуются телинитовой структурой углеобразующих микрокомпонентов. Эта структура выражает слабую степень разложения лигнино-целлюлозных тканей в процессе гелефикации, гелефюзенизации и фюзенизации. Благодаря этому угли оказываются сложенными главным образом из микрокомпонентов, имеющих более или менее сохранившееся в явной или скрытой форме клеточное строение растительной ткани, а также четкие контуры фрагментов последних. Угли, объединяемые в эту группу, по характеру превращения вещества углеобразующих микрокомпонентов являются гелинитовыми, гелифюзинитовыми и фюзинитовыми. Для углей этой группы характерно небольшое участие в их составе микрокомпонентов класса лейптинита, содержание которых не превышает 25%. Среди минеральных включений обычен пирит, а количество терригенной примеси как правило незначительное. Среди телинитовых углей выделяются три генетические подгруппы: гелифюзинито-телинитовые (I-2), гелинито-телинитовые (I-4) и фюзинито-телинитовые (I-5) угли.

Угли первой из этих подгрупп сложены микрокомпонентами типа гелифюзинито-телинита или семигелифюзинито-телинита. Второстепенными микрокомпонентами среди них являются гелинитовые, которые обнаруживаются то в большем, то в меньшем количестве, но не более 50%. Последние бывают представлены витреном «В» или прожилками гелинито-коллинита. Соотношение перечисленных микрокомпонентов определяет генетические типы углей данной подгруппы. К ним относятся гелифюзинито-телинитовые, семигелифюзинито-телинитовые, гелинито-гелифюзинито-телинитовые угли, которые связаны между собой постепенными переходами. В их исходном материале отмечаются ткани растений лесных фитоценозов — древесинные, склеренхимные, пробковые.

Угли гелинито-телинитовой подгруппы, в отличие от охарактеризованной выше, состоят главным образом из микрокомпонентов типа гелинито-телинита. Из второстепенных микрокомпонентов в сложении углей принимают участие гелинито-коллинит, гелифюзинито-телинит и семигелифюзинито-телинит. Эти микрокомпоненты обнаруживаются то

в большем, то в меньшем количестве, но могут и отсутствовать. Разнообразие углей подгруппы в значительной мере определяется особенностями исходного материала. По признаку количественного соотношения вещества углеобразующих и второстепенных микрокомпонентов, а также по различиям в исходном материале среди углей гелинито-телинитовой подгруппы выделяются семь генетических типов углей. К их числу относятся, например, гелинито-телинитовый крупнодревесинный, гелинито-телинитовый суберинитовый, гелинито-телинитовый паренхимный и др.

Угли фюзинито-телинитовой подгруппы в основном сложены микрокомпонентами типа фюзинито-телинита. Они встречаются спорадически, чаще в виде включений и представлены одним типом угля одноименного названия, характеристика которого отражает особенности вещественного состава углей подгруппы в целом.

Вторая генетическая группа — посттелинитовые угли. Эти угли отвечают макрофации отложений относительно подвижных торфяных болот (ТОП) и обладают посттелинитовой структурой углеобразующих микрокомпонентов, которая отражает следующую за телинитовой структурой степень разложения и измельчения (биохимического и в меньшей мере механического) лигнино-целлюлозных тканей в процессе их превращения. В связи с этим уголь в целом состоит из мелких обрывков, линзочек и линзовидных полосок, представляющих собой отдельные группы клеток распавшихся тканей, имеющих размерность крупного аттрита и аттрита. Нередко форма разложенных тканей сохраняется, но четкость контуров снижается, вследствие чего ткани часто почти не разграничиваются между собой. Контуры отдельных групп клеток более или менее четкие, в зависимости от момента, на котором остановилось разложение растительного материала в пределах посттелинитовой стадии превращения вещества.

В составе микрокомпонентов, возникших из лигнино-целлюлозных тканей, могут быть как гелифюзинитоподобные и гелефюзенизированные, так и гелефицированные, соотношение которых варьирует. Микрокомпоненты класса лейптинита в посттелинитовых углях составляют не более 25%. Минеральная примесь представлена чаще всего пиритом, а также глинистыми минералами — каолинитом и гидрослюдой. Общее количество ее невелико, но иногда оказывается значительным (гелифюзинитоподобные посттелинитовые угли). Посттелинитовые угли подразделяются на три генетические подгруппы: гелифюзинитоподобные посттелинитовые (II-1), гелифюзинито-посттелинитовые (II-2) и гелинито-посттелинитовые (II-4) угли.

Гелифюзинитоподобные посттелинитовые угли представлены всего лишь одним генетическим типом угля того же наименования. Он состоит из частичек овальной или неправильной формы, которые имеют размерность крупного аттрита и аттрита. Они цементируются небольшим количеством гелифюзинитоподобного коллинита, который включает также стойкие форменные элементы. Для углей данной подгруппы весьма характерна примесь алеврито-глинистого материала.

Угли гелифюзинито-посттелинитовой подгруппы сложены в основном микрокомпонентами гелифюзинито-посттелинита и семигелифюзинито-посттелинита. К второстепенным микрокомпонентам относятся гелинитовые, количество которых изменчиво, но всегда не превышает 50%. Последние представлены главным образом витреном «В». По содержанию углеобразующих и второстепенных микрокомпонентов среди углей данной подгруппы выделяются два генетических типа угля: гелифюзинито-посттелинитовый и гелинито-гелифюзинито-посттелинитовый. Значительное участие фюзенизированных растительных остатков с сохранившимися годичными кольцами, повышенное содержание коровых, склеренхимных

и древесинных тканей, небольшое количество кутикулы и паренхимы — все это свидетельствует о происхождении этих углей из лесных фитоценозов.

Угли гелинито-посттелинитовой подгруппы обнаруживают в составе микрокомпонентов гелинито-посттелинит, который составляет их основу. Из второстепенных микрокомпонентов встречаются гелефюзенизированные, количество которых непостоянно, но всегда меньше 50%; иногда их присутствие единично. Гелефюзенизированные микрокомпоненты представлены в основном витрено-фюзеном, реже ксиловитрено-фюзеном, размеры включений которых соответствуют, как правило, крупному аттриту. По составу микрокомпонентов в подгруппе выделены четыре генетических типа угля — гелинито-посттелинитовый крупнодревесинный с гелифюзинитом, гелинито-посттелинитовый с гелифюзинитом и водорослями и др. В исходном материале обнаруживаются ткани как крупной, так и мелкой древесной растительности.

Третья генетическая группа — преколлинитовые угли. Они отвечают макрофации относительно устойчивых торфяных болот (ТОУ), гелефюзенитовое и геленитовое вещество которых является результатом дальнейшего разложения и раздробления лигнино-целлюлозных тканей, по сравнению с веществом, возникшим в посттелинитовую стадию. На этой стадии разложения ткани теряют свою форму, распадаются на отдельные гранулированные частички с нечеткими контурами, соответствующие остуденевшим отдельным клеткам или группам клеток. В связи с этим весь комплекс исходных тканей в углях этой группы превращен как бы в один микрокомпонент, вещество которого состоит из сочетания комков, частичек и поэтому обретает в целом неясно комковатую, отчасти ксиловитреновую или, иначе говоря, преколлинитовую структуру. Участками обнаруживается слияние в некоторых точках отдельных частичек, благодаря чему образуется вещество губчатого строения. Отдельные фрагменты тканей в угле определяются с трудом и чаще всего принадлежат к витрену «В» или витрено-фюзену.

Угли этой группы являются переходной ступенью в степени разложения и измельчения лигнино-целлюлозных тканей от посттелинитовой к коллинитовой стадии, предшествуя последней. Они характеризуются повышенным количеством микрокомпонентов класса лейптинита благодаря относительно сильному разложению растительного вещества. Исходный материал углей почти не определим. Минеральная примесь чаще представлена глинистым материалом; пирит не характерен. Среди углей данной группы выделяются две генетические подгруппы: гелифюзинито-преколлинитовые (III-2) и гелинито-преколлинитовые (III-4) угли.

Угли гелифюзинито-преколлинитовой подгруппы состоят из гелефюзенизированных и семигелефюзенизированных микрокомпонентов, вещество которых имеет преколлинитовую структуру. Второстепенные микрокомпоненты относятся к классу гелинита. Они представлены в основном полосами и лентами витрена «В». Среди этой подгруппы известно два генетических типа угля — гелифюзинито-преколлинитовый и гелинито-гелифюзинито-преколлинитовый. Лейптинитовые микрокомпоненты отмечаются в большем количестве, чем в телинитовых и посттелинитовых углях.

Угли гелинито-преколлинитовой подгруппы характеризуются преобладанием гелинито-преколлинита. Второстепенные микрокомпоненты очень разнообразны и могут быть представлены веществом класса как гелифюзинита, так и лейптинита. Иногда встречаются водоросли. Содержание второстепенных микрокомпонентов непостоянно и изменяется от единичных включений до 25—45%. Среди углей этой подгруппы различается шесть генетических типов — гелинито-преколлинитовый с гелифюзинитом, гелинито-преколлинитовый с коровыми тканями и др.

Между ними наблюдаются постепенные переходы, иногда затрудняющие обособление отдельных типов угля.

Четвертая генетическая группа — коллинитовые угли. Угли этой группы отвечают макрофации отложений устойчивых торфяных болот (ТУ) и характеризуются резким преобладанием вещества, состоящего из микрокомпонентов с коллинитовой структурой. Это вещество образовалось в результате сильного разложения растительного материала в процессе гелефикации и гелефюзенизации или возникало при коагуляции гуминовых кислот в торфяную стадию. Коллинитовое вещество угля бесструктурно или имеет хлопьевидную структуру. В углях этой группы количество вещества может быть любого типа: гелефицированное, семигелефицированное, гелефюзенизированное, гелефюзеноподобное. Сохранившие форму растительные остатки встречаются весьма редко, однако иногда их содержание достигает 20—30%. Характерно обогащение микрокомпонентами класса лейптинита; иногда встречаются водоросли. Исходный материал углей не определим. Минеральная примесь, как правило, представлена глинистыми минералами, реже кварцем; ее количество варьирует от незначительного до большого, например в гелифюзинитоподобных коллинитовых углях.

Среди углей данной группы выделяются четыре подгруппы, которые различаются типом вещества углеобразующих микрокомпонентов: гелифюзинитоподобные коллинитовые (IV-1), гелифюзинито-коллинитовые (IV-2), семигелинито-коллинитовые (IV-3), гелинито-коллинитовые (IV-4) угли.

Гелифюзинитоподобные коллинитовые угли содержат в преобладающем количестве микрокомпоненты типов гелифюзинитоподобного коллинита и семигелифюзинитоподобного коллинита. В небольшом количестве обнаруживается гелинитовое вещество в виде прожилков и полосок витрена «В», а также линз бесструктурного витрена. Для этих углей характерно сильное обогащение терригенной минеральной примесью, которая равномерно распределяется в веществе и представлена главным образом глинистым материалом, а также зернами кварца. В подгруппе выделен один генетический тип угля одноименного названия.

Угли гелифюзинито-коллинитовой подгруппы сложены микрокомпонентами гелифюзинито-коллинита. Второстепенные микрокомпоненты представлены классом гелинита, на их долю приходится не более 40—50%. К ним относятся витрен бесструктурный и витрен «В». Среди углей данной подгруппы установлен только один генетический тип угля с тем же названием. Лейптинитовые микрокомпоненты присутствуют в угле, как правило, в значительном количестве. Минеральная примесь не характерна.

Угли семигелинито-коллинитовой подгруппы по петрографической характеристике сходны с углями гелинито-коллинитовой подгруппы. Основное отличие связано с окраской гелефицированного вещества, более бурой, чем в гелинито-коллинитовых углях. Угли подгруппы представлены четырьмя генетическими типами углей, различающимися соотношением углеобразующих и второстепенных микрокомпонентов.

Угли гелинито-коллинитовой подгруппы объединяют те генетические типы, в сложении которых основная роль принадлежит гелинито-коллиниту. Из второстепенных микрокомпонентов для них характерны включения лейптинита, представленные как микроспорами и пыльцой, так и кутикулой. Содержание второстепенных микрокомпонентов колеблется от единичных включений до 25% и редко достигает 40—50%. В подгруппе встречаются угли, обогащенные гелифюзинитом размерностью крупного аттрита и аттрита. Иногда обнаруживаются водоросли. Для углей подгруппы в целом характерно равномерное распределение

всех элементов, более или менее сохранивших форму и структуру. Минеральной примеси в угле, как правило, мало. Среди данной подгруппы выделяются шесть генетических типов углей — гелинито-коллинитовый с гелифюзинитом, гелинито-коллинитовый смешанный и др. Они различаются между собой соотношением углеобразующих и второстепенных микрокомпонентов.

Пятая генетическая группа — лейптинитовые угли. Они отвечают макрофации отложений весьма устойчивых торфяных болот (ТВУ). Особенность углей этой группы — резкое преобладание стойких микрокомпонентов, накопление которых обусловлено почти полным разложением лигнино-целлюлозных тканей; иногда последние практически уничтожаются полностью. Преобладает кутикула, на долю которой приходится более 50%. Иногда обнаруживаются угли с резко повышенным количеством пыльцы, настолько тонкой и мелкой, что не создается представление о таком угле как о лейптинитовом. Фрагменты тканей почти отсутствуют; лишь иногда обнаруживаются единичные полосы витрена, сохранившиеся благодаря сопутствующей им кутикуле. Цементирующее вещество бесструктурное, иногда неясно комковатое. Оно представлено или семигелифюзинито-коллинитом или семигелинито-коллинитом, но чаще всего гелинито-коллинитом и гелинито-преколлинитом. Среди углей этой группы встречаются и такие, в которых кутикула превращена в кутинито-коллинит, образующий особый генетический тип угля. Лигнино-целлюлозные ткани сохранились, хотя количество их очень невелико. Минеральная примесь в углях этой группы присутствует то в большем, то в меньшем количестве и представлена главным образом глинистым материалом.

По типу цементирующего вещества угли лейптинитовой группы подразделяются на три подгруппы: лейптинитовые угли с гелифюзинито-коллинитом (V-2), с семигелинито-коллинитом (V-3) и с гелинито-коллинитом (V-4). В каждой подгруппе выделяется по одному генетическому типу угля соответствующего названия. Исключение составляют лейптинитовые угли с гелинито-коллинитом, где, помимо кутинитового угля с гелинито-коллинитом, установлен кутинито-коллинитовый уголь. В последнем разложение зашло столь далеко, что даже кутикулы лишились своих контуров и образовали бесструктурное вещество кутинита. Здесь же иногда встречаются единичные оболочки микроспор и пыльцы.

Классы гумусовых углей

Классы углей генетической классификации представлены горизонтальными рядами. Под классом понимается комплекс углей, в которых вещество углеобразующих микрокомпонентов относится к одному и тому же типу независимо от его структуры. Среди изученных углей также выделяются все пять классов — гелифюзинитоподобные (1), гелифюзинитовые (2), семигелинитовые (3), гелинитовые (4) и фюзинитовые (5) угли (см. табл. 2). Однако вещество этих классов в полном соответствии с генетическими группами представлено не во всем своем многообразии, поскольку юрская аллювиально-озерно-морская угленосная формация в пределах Ангаро-Чулымского прогиба представлена довольно ограниченным числом генетических типов углей.

Класс 1. Гелифюзинитоподобные угли. Эти угли состоят главным образом из гелифюзинитоподобных микрокомпонентов, имеющих различную структуру вещества от телинитовой до коллинитовой включительно. По морфологическому выражению и характеру вещества эти компоненты не отличимы от микрокомпонентов класса гелифюзинита и устанавливаются лишь по признаку, что многие обрывки тканей час-

то несут следы механического раздробления и им сопутствует значительное количество минеральной примеси. Последняя чаще представлена зернами кварца алевритовой размерности и глинистым веществом. Она образует тонкие линзочки и прослойки или находится в тонкодисперсном состоянии. Глинистое вещество более характерно для гелифюзинитоподобных углей с преколлинитовой и коллинитовой структурой вещества. Второстепенные микрокомпоненты в углях этого класса довольно разнообразны, но среди них преобладают гелинитовые и лейптинитовые, часто плохой сохранности. Многие микрокомпоненты, возникшие из лигнино-целлюлозных тканей, обнаруживают окатанную форму, а также иногда растрепанные контуры. Макроскопически угли матовые, черные, с сероватым оттенком или черно-бурые при низких степенях углефикации.

Класс 2. Гелифюзинитовые угли. Угли данного класса состоят из остатков растительных тканей, изменение которых было связано с процессом гелефюзенизации. Поэтому среди микрокомпонентов здесь преобладает гелефюзенитовое вещество, которое может характеризоваться различной структурой от телинитовой до коллинитовой включительно. В качестве второстепенных микрокомпонентов чаще всего обнаруживаются семигелинитовые, если преобладающее вещество угля имеет телинитовую структуру. Если же структура преобладающего вещества коллинитовая, то состав второстепенных микрокомпонентов чаще лейптинитовый. Макроскопически угли матовые, с землистым изломом, черные; бурые угли имеют коричневатый оттенок.

Класс 3. Семигелинитовые угли. В сложении семигелинитовых углей принимают участие главным образом микрокомпоненты класса семигелинита, которые возникли при слабом окислении предварительно остуденевшего растительного материала. В составе этих углей обнаруживаются семигелинитовые микрокомпоненты с любой структурой образующего их вещества. Из второстепенных микрокомпонентов в углях присутствуют главным образом гелефицированные, гелефюзенизированные обнаруживаются реже. Количество лейптинитовых микрокомпонентов в углях увеличивается по мере усиления степени разложения исходного растительного вещества, т. е. от углей типично телинитовых к коллинитовым.

Угли этого класса по петрографическим признакам близки к гелинитовым углям, но отличаются от них буроватой окраской вещества, особенно в пределах низких степеней углефикации. Макроскопически угли данного класса полублестящие, с угловатой поверхностью излома, обычно штриховатые или тонкополосчатые.

Класс 4. Гелинитовые угли. Угли этого класса образованы микрокомпонентами, возникшими в процессе гелефикации тканей крупной и мелкой древесной и травянистой растительности. Гелефицированные микрокомпоненты в углях класса обнаруживают различную структуру вещества, от телинитовой до коллинитовой включительно. Второстепенные микрокомпоненты могут быть представлены различными классами, что в значительной мере связано с особенностями структуры углеобразующего вещества. Например, в гелинито-коллинитовых углях из второстепенных микрокомпонентов преобладают лейптинитовые, а в гелинито-телинитовых больше обнаруживается гелифюзинитовых, если уголь не является продуктом превращения мелкодревесного растительного материала. Макроскопически угли, в зависимости от степени углефикации, блестящие и полублестящие и имеют полураковистый излом.

Класс 5. Фюзинитовые угли. Эти угли сложены фюзенизированными обрывками тканей различных размеров, сохранившими четко выраженную клеточную структуру. Гелефицированные ткани почти отсутствуют, но иногда бывают представлены тонкими полосками бесструктурного

витрена. Микрокомпоненты класса лейптинита составляют исключение. В исходном материале угля обнаруживаются только древесные остатки, нередко с четко выраженными годичными слоями.

Таким образом, в результате детального литолого-фациального изучения углей и вмещающих отложений, а также формационного анализа юрской угленосной толщи Ангаро-Чулымского прогиба выясняются те же закономерности строения и состава органического вещества угольных пластов, которые были выявлены автором в других угленосных формациях. Установленная зависимость между палеогеографическими обстановками осадко- и угленакопления, с одной стороны, и палеотектоническим режимом — с другой, является одной из основных закономерностей строения угленосных формаций вообще и юрской аллювиально-озерно-морской угленосной формации Ангаро-Чулымского прогиба в частности. Именно благодаря этому были установлены основные факторы образования генетических типов гумусовых углей: а) быстрота погружения области торфонакопления, т. е. быстрота захоронения торфогенного слоя; б) степень обводненности болота; в) степень проточности или застойности болота (периодичность обводнения). Первым фактором определяется структура вещества углеобразующих микрокомпонентов, обособляющая генетические группы углей в определенных обстановках осадко- и угленакопления независимо от типа вещества. Эти генетические группы служат основными классификационными элементами генетической классификации гумусовых углей. Различные типы вещества возникают при определенных сочетаниях интенсивности обводненности и проточности торфяного болота, которые обусловливают фации торфяника уже внутри каждой обстановки осадко- и угленакопления.

ТИПЫ ТОРФОНАКОПЛЕНИЯ И ПРОГНОЗ УГЛЕНОСНОСТИ АНГАРО-ЧУЛЫМСКОГО ПРОГИБА

Типы торфонакопления

Установленные закономерности строения, состава и генезиса юрской аллювиально-озерно-морской угленосной формации на территории Ангаро-Чулымского прогиба позволяют подойти к решению ряда практических проблем. Несомненно, большое значение имеют вопросы, связанные с распределением угленосности в разрезе формации и ее локализации на отдельных участках прогиба, т. е. с образованием отдельных месторождений угля.

Уже можно считать доказанным фактом, который подтверждается материалами большинства известных автору основных угольных бассейнов и месторождений Советского Союза, а также многих месторождений и угольных бассейнов земного шара, что угли с телинитовой или коллинитовой структурой (в широком понимании этих слов) всегда и везде приурочены к определенным циклам и, следовательно, к определенным обстановкам осадко- и угленакопления. Как упоминалось выше (см. табл. 2), телинитовые и посттелинитовые угли с различными типами вещества углеобразующих микрокомпонентов образовались в аллювиально-озерно-болотных, пролювиально-озерно-болотных, делювиально-озерно-болотных, делювиально-пролювиальных, аллювиально-прибрежно-морских, аллювиально-морских и морских обстановках осадко- и угленакопления. В свою очередь, преколлинитовые, коллинитовые и лейптинитовые угли возникали исключительно в озерно-болотных и прибрежно-морских обстановках осадко- и угленакопления. С этими же обстановками связаны и сапропелевые угли, если они составляют более или менее крупные прослои или отдельные пласты. Из этого следует

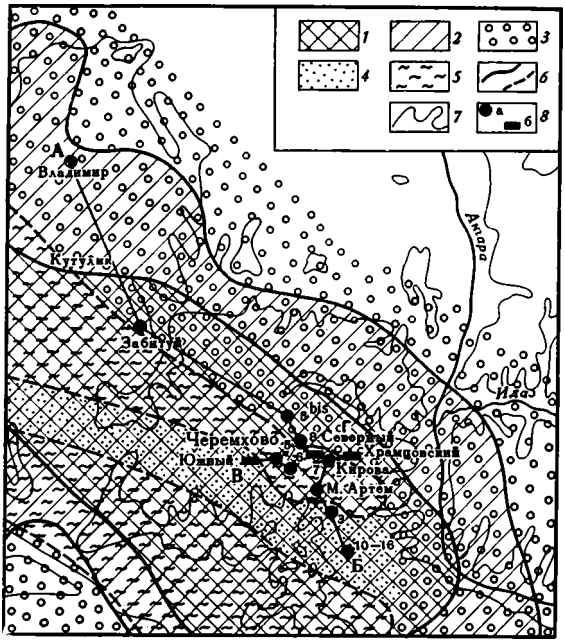
важный практический вывод: в процессе геологоразведочных работ в полевых условиях можно по типу цикла прогнозировать генетические группы углей, а среди них, при знании петрографии углей, генетические подгруппы и даже генетические типы углей, а следовательно и примерную качественную характеристику, касающуюся прежде всего коксования угля. Так, например, телинитовые угли, находящиеся на стадии газовых углей, спекаются, а коллинитовые угли, залегающие рядом, но связанные с другим соответствующим циклом и имеющие ту же степень метаморфизма, этим свойством не обладают.

В процессе детального литолого-фациального изучения юрских угленосных отложений на территории Ангаро-Чулымского прогиба было установлено, что максимальная угленосность приурочена примерно к средней части разреза формации и совпадает по времени со второй половиной второго этапа ее образования. Это связано, как указывалось выше, с временем наибольшего и устойчивого распространения озерных, озерно-болотных и болотных ландшафтов, вызванного общей тектонической стабилизацией прогиба в целом. Угленосность в соответствии с палеогеографическими и палеотектоническими особенностями накопления осадков и торфяников в различных районах прогиба с неодинаковой интенсивностью постепенно нарастала снизу вверх по разрезу. Затем, после известного максимума угленосность довольно резко сократилась и с началом четвертого этапа образования формации практически исчезла.

На территории Ангаро-Чулымского прогиба Южной Сибири выделяются два крупных региона (восточный и западный) с неодинаковой угленосностью разреза, которая различается интенсивностью углепроявления, особенностями и типами ее локализации в определенных ландшафтных зонах. Первый, восточный, регион охватывает юго-восточную (Иркутский угольный бассейн) и проблематично северо-восточную (Среднеангарский угольный бассейн) части прогиба. Второй, западный, регион занимает центральную, юго-западную и частично северо-западную части прогиба, которые образуют Канско-Ачинский угольный бассейн (открытый и закрытый секторы).

Юго-восточная, внутренняя, часть прогиба на протяжении всего времени образования формации являлась долиной Пра-Ангары. Долина Пра-Ангары в начальный период имела относительно сильно расчлененный рельеф в виде доюрских эрозионных и эрозионно-тектонических возвышенностей, которые располагались в межрусловых пространствах. В это время торфонакопление здесь практически не происходило; исключение составляют участки пролювиальных шлейфов, характеризовавшихся кратковременным озерно-болотным и озерным режимом сапропелевого типа. В своем типичном виде оно проявилось только в результате общей стабилизации прогиба, которая наступила во второй половине времени формирования второй подформации. В результате этого одним из первых образовался пласт Мощный, которому предшествовало не более двух-трех маломощных и невыдержанных пластов угля. После образования пласта Мощного торфонакопление постепенно все более ослабевало, и в разрезе четвертой подформации встречаются лишь изолированные маломощные и зольные угольные пропластки и линзы угля.

Наиболее крупными древними эрозионно-тектоническими возвышенностями, как известно, были Харат-Ользонская, Черемхово-Тагнинская, Тулунская и ряд более мелких — Кармагайская, Кирейская и другие, которые на фоне общего погружения в течение всего существования прогиба опускались в целом несколько медленнее, т. е. испытывали относительное поднятие. Замедленный темп их погружения в отдельных частях был неодинаковым: по периферии он был наибольшим, а к цент-



Фиг. 59. Схематическая карта времени формирования торфяника угольного пласта Мощного Черемховского, Забитуйского и Владимирского месторождений Иркутского угольного бассейна. Черемхово-Тагнинская доюрская возвышенность (северо-восточная и юго-восточная части):

1 — центральная, наиболее высокая часть возвышенности;
2 — склоны возвышенности;
3 — основное русло Пра-Ангары;
4 — протока Пра-Ангары;
5 — пойма Пра-Ангары;
6 — контуры древних возвышенностей (а) и различных фациальных зон (*б*) долины Пра-Ангары;
7 — контуры юрских отложений;
8 — горные выработки: *а* — шахты, *б* — угольные разрезы (карьеры);
А — Б и В — Г — линии схематических профилей угольного пласта Мощного

ру постепенно уменьшался. Эти возвышенности, располагавшиеся в межрусловых пространствах Пра-Ангары, после того как были перекрыты осадками, превратились в наиболее благоприятные участки для заболачивания и формирования на них торфяных болот. Поэтому этот рельеф не только повлиял на локализацию торфонакопления, но и отразился на особенностях характера строения и степени преобразования органического вещества самих угольных пластов. Влияние погребенного доюрского эрозионно-тектонического рельефа еще долго, хотя и с убывающей интенсивностью, сказывалось на распределении торфяных болот в пределах долины Пра-Ангары. Именно к зонам возвышенностей древнего рельефа приурочены все промышленные и вновь разведанные месторождения угля Иркутского угольного бассейна.

Черемховское, Забитуйское, Владимирское, Тыреть-Зиминское, Новометелкинское и другие месторождения центральной части Иркутского угольного бассейна располагаются в зоне развития Черемхово-Тагнинской древней возвышенности (фиг. 59). Кармагайское, Ишинское и ряд других месторождений Заангарья связаны с Харат-Ользонской (Заангарской) и прилегающей к ней Кармагайской возвышенностями, а Азейское и ряд смежных месторождений — с Тулунской и Кирейской древними возвышенностями.

О неравномерном и в целом замедленном опускании возвышенностей доюрского рельефа на фоне общего погружения прогиба свидетельствуют разрезы формации, а также строение угольных пластов, особенно мощных (Тимофеев, 1963а, б, 1967, 1969). Наибольший интерес с этой точки зрения представляет строение угольного пласта Мощного на Черемховском, Забитуйском и Владимирском месторождениях, которые хорошо разбурены и разрабатываются многими шахтами и карьерами (см. фиг. 59, также фиг. 17, 18). Угольный пласт Мощный имеет здесь относительно сложное и неодинаковое на различных участках строение, но сложен практически гелинитовыми углями, при полном отсутствии гелифюзинитовых и незначительном участии сапропелевых углей. В центральной части Черемховского месторождения, располагавшейся между основным руслом Пра-Ангары на северо-западе и крупной ее протокой на юго-востоке (шахты Малый Артем и им. Кирова, угольный разрез Северный), пласт угля Мощный состоит в основном из гелинито-преколлинитовых углей. Еще относительно большим количеством этих типов углей сложен пласт во внутренней части древней возвышенности (шахты № 7 и № 5—6), прилегающей к протоке Пра-Ангары (см. фиг. 18, 59); здесь появляются даже коллинитовые типы угля. По мере движения от шахты Малый Артем на юго-восток угольный пласт претерпевает сперва незначительные, а затем существенные изменения. Так, по шахте № 3 в его строении уменьшается количество преколлинитовых углей и соответственно увеличивается содержание в разрезе посттелинитовых углей, которые уже по шахте № 10—16 резко преобладают. Одновременно с этим озерно-болотные обстановки формирования угольного пласта сменяются аллювиально-озерно-болотными, характеризующими русловую часть протоки Пра-Ангары. В связи с этим торфонакопление становится неустойчивым, по периферии торфяных болот появляются озерные водоемы, в том числе сапропелевого характера; резко сокращается мощность собственно угольного пласта и увеличивается его зольность.

Сходное изменение строения угольного пласта наблюдается по направлению от шахты им. Кирова и угольного разреза Северного в сторону Забитуйского и Владимирского месторождений угля, которые приурочены к склону и подножию Черемхово-Тагнинского поднятия, где преимущественно господствовали аллювиально-озерно-болотные обстановки основного русла Пра-Ангары. В соответствии с этим уменьшается мощность угольного пласта (от 8—10 до 3—4 *м*) и слагающих его генетических типов, а в его строении участвуют исключительно гелинито-посттелинитовые и отчасти гелинито-телинитовые угли; появляются также сапропелевые угли. Примерное соотношение обстановок осадконакопления сохранялось и после образования торфяника угольного пласта Мощного, в результате чего на юго-востоке Черемховского месторождения, а также на Забитуйском и Владимирском он перекрыт аллювием Пра-Ангары и ее протоков.

Второй, западный, регион характеризуется более сложным проявлением торфонакопления и связан с местными периферическими частями прогиба, обращенными в сторону эпиконтинентального морского бассейна. Для него характерны два неодинаковых по интенсивности и времени проявления максимума угленосности разреза формации.

Первый относительный максимум падает на вторую половину времени образования первой подформации, т. е. на конец нижней юры, когда эти районы прогиба еще представляли собой средние участки речных долин, а эпиконтинентальный морской бассейн находился за пределами северо-западной окраины прогиба. Эти участки речных долин имели, возможно, менее расчлененный доюрский рельеф, чем внутренние части прогиба. В это время на юго-западе еще существовали крупные (по пло-

щади) Мариинская и Аргинская плоские возвышенности, между которыми проходило основное русло Пра-Чулыма. Здесь же встречаются и значительно более мелкие древние неровности рельефа. В центральной части прогиба, в районе Рыбинской и Канско-Тасеевской впадин, рельеф был также расчлененный; существовали Тайнинская, Соколовская, Урало-Ключевская и другие мелкие возвышенности, а также крупная Южно-Енисейская возвышенность. Здесь в междуречных пространствах, которые были заняты преимущественно древними возвышенностями, создавались благоприятные кратковременные условия для развития озерных, озерно-болотных и болотных ландшафтов. Именно преимущественно на этих участках и возник ряд нижнеюрских месторождений по периферии юго-западной и центральной частей прогиба, а также в прилегающих районах Тегульдетской впадины. Торфонакопление на этих участках было малоустойчивым, поскольку прогиб в тектоническом отношении еще не стабилизировался, что не обеспечивало постоянное и длительное существование болотных ландшафтов. Угольные пласты приобретали сложное строение за счет прослоев алеврито-глинистых осадков и глинистых углей, локальное распространение, разнообразный петрографический состав органического вещества углей, что в значительной мере объясняется неизбежным своеобразием начального этапа образования угленосной формации. Угольные пласты на этих месторождениях сложены большей частью гелинитовыми углями как с телинитовой, так и колличитовой структурой органического вещества. На Итатском и Березовском месторождениях в строении угольных пластов принимают участие (до 15—20%) гелифюзинитовые угли, которые приурочены к окраинным частям торфяных болот.

Второй, основной, максимум угленакопления отвечает концу времени образования второй подформации, т. е. примерно к середине средней юры и по времени примерно совпадает с максимумом торфонакопления на юго-востоке прогиба. Это было время общей консолидации прогиба в целом, когда озерно-болотные и болотные ландшафты получили наибольшее по времени и площади развитие на территории прогиба. Территориально он приурочен к зонам распространения приустьевых частей крупных рек — Пра-Ангары, Пра-Чулыма и, возможно, Пра-Тунгуски. Почти все известные основные промышленные месторождения угля Канско-Ачинского бассейна, основу которых составляет пласт угля Мощный (в ряде случаев его мощность достигает 70—85 *м*), сосредоточены в дельтах Пра-Ангары (Переясловское, Бородинское, Соколовское, Абанское и группа менее угленасыщенных приенисейских левобережных месторождений) и Пра-Чулыма (Назаровское, Алтатское, Березовское, Барандатское, Итатское, Боготольское, Ачинское, Соболевское и некоторые другие).

Угольный пласт Мощный Итатского, Березовского и Назаровского месторождений (см. фиг. 19—21) имеет неравномерное и участками весьма сложное строение. Последнее выражается не только в чередовании большого числа генетических типов углей, но и в присутствии прослоев и линз алеврито-глинистого материала озерных водоемов. В центральной части площади торфонакопления, которая располагалась в пределах Итатского и Березовского месторождений, строение его относительно простое. Он состоит здесь из чередования небольшого количества типов гелинито-посттелинитовых углей, мощность которых иногда достигает 8—12 *м*. К периферии торфяного болота (Назаровское месторождение), т. е. по мере приближения к одному из рукавов дельты Пра-Чулыма, строение торфяника усложняется и мощность его сокращается. Именно поэтому в районе Назаровского месторождения разрез угольного пласта состоит из переслаивания небольших по мощности, но разнообразных генетических типов углей, среди которых присутствуют как

переходные к сапропелевым, так и собственно сапропелевые угли. Здесь же появляются прослои углистых и алеврито-глинистых озерных осадков. На самом востоке Назаровского месторождения (см. фиг. 19, скв. 2521, 2510, 2503), которое примыкало к одному из русел дельты Пра-Чулыма, разрез пласта еще более усложняется, а часть его уничтожена последующей внутриформационной эрозией (возможно, в значительной мере он и не накапливался). В северо-западном, западном и юго-западном направлениях угольный пласт участками фациально замещается, а участками расщепляется за счет вклинивания аллювиальных и озерных осадков. Одновременно с этим усложняется и строение самого угольного пласта; в нем появляются гелифюзинитовые и водорослевые микрокомпоненты, образующие соответствующие прослои.

Существенное влияние на характер угленосности и ее распределение в разрезе и на площади формации оказывают наложенные эрозионные размывы. Только благодаря этому оказался уничтоженным пласт угля Мощный между Итатским и Боготольским месторождениями (юго-западная часть прогиба). Именно к этому району было приурочено центральное русло Пра-Чулыма, которое вследствие последующего интенсивного воздымания Кузнецкого Алатау и западных отрогов Восточного Саяна глубоко врезало свою долину в ранее накопившиеся осадки верхней части второй подформации, заключавшие пласт Мощный.

Сходное строение пласт Мощный имеет в центральной части прогиба. Здесь он образован асимметрично построенными линзообразными телами, из которых два крупных располагаются юго-западнее (Переясловско-Бородинское) и северо-восточнее (Абанско-Соколовское) центрального русла дельты Пра-Ангары, которое в это время проходило примерно между Рыбинской и Канско-Тасеевской впадинами. Оба этих наиболее крупных торфяника имеют максимальную мощность в частях, прилегающих к центральному руслу Пра-Ангары. Так, юго-западное линзообразное угольное тело образует Бородинское (85 *м*) и прилегающие к нему смежные месторождения. В сторону основного русла Пра-Ангары оно довольно резко выклинивается, а в обратном направлении, в сторону Переясловского месторождения, постепенно фациально замещается озерно-болотными и озерными осадками. Еще далее на юго-запад, уже в Саяно-Партизанской мульде, этот пласт угля, очевидно, представлен одним-двумя маломощными пропластками общей мощностью не более 2—3 *м*. Северо-восточное линзовидное угольное тело значительно меньше предыдущего и образует Абанское, Соколовское и другие смежные месторождения. Оно также фациально замещается озерно-болотными и озерными осадками в сторону, противоположную от центрального русла Пра-Ангары.

Мощные угольные пласты Канско-Ачинского угольного бассейна накапливались в пределах наземных дельт Пра-Чулыма, Пра-Ангары и частично Пра-Тунгуски. Площади торфонакопления определялись формами и размерами дельт, размерами межрусловых пространств дельт, характером побережья и длительностью сохранения болотных ландшафтов. В центральных частях такие линзообразные залежи имеют довольно простое строение, практически лишены породных прослоев и состоят из небольшого числа генетических типов углей. В сторону рукавов дельт, а также в глубь речных долин и по направлению к побережью эпиконтинентального морского бассейна они приобретают сложное строение, что является характерной особенностью периферических частей торфяных болот.

Таким образом, в процессе образования юрской аллювиально-озерно-морской угленосной формации на территории Ангаро-Чулымского прогиба образовывались торфяные болота двух типов. Одни из них

формировались в речных долинах, а другие на обширных пространствах наземных дельт крупных рек.

Болота речных долин — это прерывистые и более или менее локально ограниченные торфяные болота, которые возникали в процессе зарастания и заболачивания относительно неустойчивых во времени и на площади межрусловых, в том числе пойменных пространств, изобиловавших мелкими озерными водоемами. Часть из них представляла собой сапропелевые озера, где накапливался гумусово-сапропелевый и сапропелевый материал.

В речных долинах торфяные болота могли появляться на разных стадиях их развития. Одни из них связаны с начальным этапом становления речных долин, совпадающим с началом формирования прогиба в целом. Болота этого подтипа были характерны для второй половины времени образования первой подформации (нижняя юра) юго-западной, центральной и северо-западной частей прогиба (Канско-Ачинский угольный бассейн). Кое-где в основном у подножий возвышенностей доюрского рельефа и у бортов прогиба, они появлялись на юго-востоке (Иркутский угольный бассейн), возможно, на северо-востоке (Среднеангарский угольный бассейн) и в других частях. Возникшие в этих торфяных болотах на начальной стадии образования формации угольные пласты имеют сложное строение и незначительную мощность. Последняя увеличивается в основном за счет многочисленных прослоев алеврито-глинистых осадков, углистых алевролитов и аргиллитов, а также сильно глинистых углей. Кроме того, само угольное вещество также весьма неоднородно и состоит из чередования маломощных слойков, представленных различными генетическими типами угля. Подобные болота и образующиеся в них торфяники не типичны и характеризуют начальный, но вполне закономерный этап образования рассмотренной угленосной формации.

Торфяные болота речных долин второго подтипа возникли на стадии общей консолидации прогиба, вследствие чего угленакопление достигало максимального развития на всей его площади, в том числе и на побережье эпиконтинентального морского бассейна, т. е. в пределах дельт и в междудельтовых пространствах побережья. Наиболее типичным представителем болот этого подтипа является угольный пласт Мощный Иркутского угольного бассейна, который накапливался преимущественно в зонах развития доюрских возвышенностей (Харат-Ользонской, Кармагайской, Черемхово-Тагнинской, Тулунской и др.) долины Пра-Ангары. Эти эрозионно-тектонические возвышенности, составляющие основу древнего рельефа, как известно, на фоне общего погружения прогиба испытывали относительные поднятия, т. е. опускались медленнее. В связи с этим здесь создавались благоприятные условия для сравнительно длительного и более или менее устойчивого торфонакопления. Это приводило к возникновению относительно мощных (до 10—15 *м*, иногда, на отдельных участках, несколько более), но весьма локально ограниченных торфяников, недостаточно устойчивых как на площади своего развития, так и по разрезу. Нечто подобное, очевидно, может быть встречено на северо-востоке прогиба. Болота речных долин этого подтипа являются одной из характерных черт строения аллювиально-озерно-морской формации внутренних частей Ангаро-Чулымского прогиба.

Болота дельтового типа могли возникать и возникали только при общей относительной тектонической стабилизации прогиба, когда озерно-болотные и болотные ландшафты получали преимущественное развитие. Они наиболее типичны для дельт крупных рек, какими были Пра-Ангара и Пра-Чулым. Длительное и более или менее постоянное местоположение болотных ландшафтов приводило к возникновению

мощных (до 85 *м*), в основном просто построенных торфяников, которые только по периферии приобретали сложный разрез. Примером этих торфяников является угольный пласт Мощный, с которым, а также с рядом менее устойчивых предшествующих ему связана основная промышленная угленосность Канско-Ачинского угольного бассейна.

Своеобразным типом накопления органического вещества являются осадки сапропелевых озер, из которых в дальнейшем образовались сапропелево-гумусовые, гумусово-сапропелевые и сапропелевые угли. Они связаны преимущественно с первой половиной времени образования формации и известны как среди болот речных долин, образуя иногда самостоятельные месторождения (Хахарейское и др.), так и среди болот дельтового типа. Сапропелевые озера часто кратковременно возникали среди торфяных болот, образуя среди них самостоятельные линзы сапропелевого угля или в той или иной мере обогащая пласты гумусовых углей.

Прогноз угленосности юрских отложений

Выявленные общие закономерности приуроченности концентрированного органического вещества в процессе его преобразования в торфогенном слое к определенным палеотектоническим и палеогеографическим обстановкам, а также установленные неодинаковые типы максимальной локализации торфяных залежей в определенных частях ландшафтов являются основой для научного прогноза морфологии угольных месторождений и качественной характеристики их углей.

Прогноз угленосности в приустьевых частях таких крупных рек, как Пра-Ангара, Пра-Чулым и отчасти Пра-Тунгуска, более затруднен, чем непосредственно в речных долинах. Сложная конфигурация наземных дельт, миграция основных русел, наращивание дельт за счет аллювия или в результате причленения прибрежных компенсированных участков эпиконтинентального морского бассейна, изменение конфигурации его побережья и, наконец, наложенные эрозионные размывы в значительной мере усложняют прогнозирование. Однако детальное знание генезиса осадков может обеспечить правильную и научно обоснованную организацию поисково-разведочных работ вообще и в этих районах в частности.

Для оценки угленосности и особенностей качественной характеристики гумусовых углей большое значение имеет прогноз распределения в разрезе и на площади прогиба гелинитовых и гелифюзинитовых углей с различной структурой (телинитовой и коллинитовой в широком понимании) вещества углеобразующих микрокомпонентов. Ранее (Тимофеев, 1963а, б, 1967, 1969; Тимофеев, Боголюбова, 1965а) и в данной книге монографии показано, что на юго-востоке прогиба, в Иркутском угольном бассейне, практически присутствуют только гелинитовые угли, образованные в основном элементами мелкой древесной и кустарниковой растительности. Растительность данного типа в силу особых палеогеографических условий ландшафта речной долины не достигала крупных размеров и не давала гелифюзинитовых углей.

В отличие от речных долин на побережье эпиконтинентального морского бассейна и в дельтах впадавших в него крупных рек — Пра-Ангары, Пра-Чулыма и частично Пра-Тунгуски произрастала крупная древесная растительность, влияние которой сказывается на особенностях строения телинитовых и посттелинитовых углей Канско-Ачинского угольного бассейна. Но здесь, помимо гелинитовых углей, присутствуют гелифюзинитовые угли, количество которых не превышает 25%. Крупная древесная растительность, гелинитовые и гелифюзинитовые угли, с одной стороны, мелкая древесная и кустарниковая растительность

и исключительно гелинитовые угли — с другой, позволили автору еще ранее (Тимофеев, Боголюбова, 1965а) высказать мнение, что гелифюзинитовые угли образуются только в тех болотах, где возможен лесной фитоценоз, т. е. крупная древесная растительность. Этот вывод имеет самое непосредственное отношение к прогнозу качества гумусовых углей.

Таким образом, анализ палеогеографических и палеотектонических особенностей образования юрской аллювиально-озерно-морской угленосной формации позволяет высказать некоторые соображения о перспективах поисков возможных новых угленосных площадей в пределах Южной Сибири. Наибольший интерес представляют среднеюрские отложения Канско-Ачинского угольного бассейна, с которыми связан дельтовый тип торфонакопления. На территории Рыбинской впадины вряд ли могут быть обнаружены какие-либо новые месторождения угля самостоятельного значения. Здесь лишь могут быть уточнены контуры крупной Переясловско-Бородинской залежи угля, которая составляет основу Иршинского, Бородинского, Переясловского и смежных месторождений. В северо-западном (в сторону Балайского, Батойско-Березовского и Кубековского месторождений) и юго-восточном (в сторону Тарамбинского месторождения) направлениях угленосность резко уменьшается, что связано с периферическими частями этой угольной залежи.

Более перспективна в этом отношении Канско-Тасеевская впадина, хотя там вряд ли могут быть встречены месторождения с мощными угольными пластами, подобными тем, какие имеются в Рыбинской впадине. Где-то в пределах северной части Канско-Тасеевской и западной окраины Карабуло-Мурской впадин располагалась дельта Пра-Тунгуски. В настоящее время юрские отложения здесь на большей части этой территории размыты, а сохранившиеся изучены очень слабо. Внешняя периферическая часть дельты Пра-Тунгуски, обращенная в сторону эпиконтинентального морского бассейна, сохранилась на левобережье р. Енисея (Казанское и смежные месторождения угля). Участки окраины дельты, простиравшиеся в глубь долины Пра-Тунгуски, следует искать уже в пределах западной части Карабуло-Мурской впадины. В общем угленосность дельты Пра-Тунгуски менее значительна, чем дельты Пра-Ангары, поскольку северная часть Ангаро-Чулымского прогиба начала испытывать более интенсивные опускания только во второй половине времени образования формации, когда условия, благоприятные для длительного торфонакопления, уже не составляли отличительной черты угленосной формации. Район развития дельты Пра-Тунгуски в целом перспективен для поисков новых месторождений угля. Однако они весьма ограниченны, и здесь нельзя рассчитывать на месторождения с очень мощными угольными пластами.

На юго-западе прогиба новые угленосные площади могут быть обнаружены только по периферии угольной залежи, приуроченной к дельте Пра-Чулыма, в результате уточнения известных контуров углепроявления. Заслуживают внимания также южный, юго-восточный, восточный и северо-восточный борта Тегульдетской впадины, а также юго-восточные районы Касского прогиба, где фиксируются осадки периферических частей дельт Пра-Чулыма, Пра-Ангары и Пра-Тунгуски.

Нижнеюрские отложения Канско-Ачинского угольного бассейна малоперспективны. Связанное с ними угленакопление было неустойчивым и весьма локальным. Поэтому возможно обнаружение небольших новых месторождений в основном непромышленного значения.

В Иркутском угольном бассейне, как известно, основное угленакопление установлено в средней и верхней частях черемховской свиты (вторая подформация). Все месторождения угля здесь приурочены к зонам развития древних эрозионно-тектонических возвышенностей.

Поэтому уточнение доюрского рельефа юго-восточной части прогиба одновременно будет способствовать оконтуриванию известных и выявлению новых месторождений угля. Отдельные маломощные линзы и прослои угля сложного строения могут быть встречены в основании формации, где они связаны в основном с озерно-болотными ландшафтами пролювиальных шлейфов.

Среднеангарский угольный бассейн выделяется нами на северо-востоке прогиба в значительной мере проблематично. По своему строению, положению во внутренней части прогиба и особенности генезиса он во многом сходен с Иркутским угольным бассейном. Поэтому его угленосность может быть связана как с нижней, так и средней частями формации; более перспективна, как и в Иркутском угольном бассейне, последняя. Для обнаружения месторождений угля необходимо проведение детальных литолого-фациальных исследований с целью установления доюрского рельефа и палеогеографических особенностей накопления осадков, а также распределения различных типов ландшафтов, в том числе торфяных болот.

Юрская аллювиально-озерно-морская угленосная формация Ангаро-Чулымского прогиба, возможно, заключает не только концентрированное и рассеянное органическое вещество. С ее отложениями могут быть связаны россыпные месторождения алмазов, титана и других минералов, которые подчиняются законам разноса реками обломочного материала. Поэтому не исключено, что они могут быть встречены в древнем аллювии Пра-Ангары, Пра-Тунгуски и Пра-Чулыма, которые дренировали гетерогенно построенные горные сооружения и возвышенные пространства, окружавшие прогиб, а также обнаружены в осадках заливно-лагунного, прибрежного и открытого мелководья эпиконтинентального морского бассейна.

Таким образом, основываясь на знании детального строения, состава и генезиса отложений юрской аллювиально-озерно-морской угленосной формации, для площади Ангаро-Чулымского прогиба дано распределение угленосности и качественной природы углей, а также указаны конкретные пути решения этой проблемы. Все это позволит в дальнейшем научно обоснованно подходить к планированию поисково-разведочных работ на уголь и некоторые другие типы полезных ископаемых не только на территории Южной Сибири, но и в других аналогичных угольных провинциях.

Глава VI

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЮЖНОЙ СИБИРИ В МЕЗОЗОЕ

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

О мезозойской истории Южной Сибири, основным структурным элементом которой является Ангаро-Чулымский прогиб, до сих пор, к сожалению, еще нет единого представления. Отдельные изолированные, сложно построенные небольшие впадины, заполненные юрскими отложениями, а также мелкие «острова» юры, мало кого привлекали с целью познания общих закономерностей их формирования. Эти отложения «закрытых равнин» изучались главным образом в тех районах, где с давних пор была установлена их повышенная угленосность, которая интересовала геологов не столько с научной, сколько с практической точки зрения. Современные контуры принимались за изначальные и в зависимости от их местоположения по отношению к крупным положительным структурам, не считаясь с возрастом последних, выделялись в самостоятельные впадины, прогибы, синклинали, синеклизы и другие им подобные тектонические элементы. Так, А. А. Семериков (1961) юрские угленосные отложения Канско-Тасеевской и Рыбинской впадин, представляющие собой в седиментологическом отношении единое целое, отнес к разным типам угленосных формаций: отложения первой впадины — к угленосной формации предгорного внешнего прогиба древней платформы, а второй — к угленосной формации межгорного внешнего прогиба той же платформы. В значительной мере это объясняется тем, что все еще мало внимания уделяется изучению внутреннего строения разрезов юрских отложений Южной Сибири. Очень часто угленосные толщи изображаются в виде чередования различных типов пород без послойного анализа направленности их распределения по разрезам, весьма элементарно решаются вопросы их генезиса, которые чаще декларируются, чем анализируются и доказываются. А ведь именно только через генезис осадков и палеотектонику времени их образования, с учетом климата и формациеобразующего вещества можно подходить к выделению различных типов угленосных формаций.

Восстановление мезозойской истории геологического развития Южной Сибири представляет заключительный этап данного исследования. Ему предшествовал детальный литолого-фациальный и формационный анализ (в соответствии со схемой автора), в процессе которого был выяснен генезис осадков и обосновано выделение юрской трансгрессивно построенной аллювиально-озерно-морской угленосной формации, развитой на территории Ангаро-Чулымского прогиба. Поэтому перейдем к изложению истории геологического развития Южной Сибири в мезо-

зое, обратив особое внимание на вопросы, которые раньше выпадали из поля зрения исследователей или трактуются неверно, а в ряде случаев основываются на общегеологических построениях.

НАЧАЛЬНЫЙ ЭТАП ФОРМИРОВАНИЯ АНГАРО-ЧУЛЫМСКОГО ПРОГИБА

Ангаро-Чулымский прогиб начал закладываться в начале раннеюрского времени, а возможно и несколько ранее, в рэт-лейасе (омская свита), на территории Южной Сибири, которая в раннем мезозое представляла собой гетерогенно построенную платформенную область. Он возник не сразу, и его первые элементы наиболее отчетливо прежде всего проявились в юго-восточном углу Западно-Сибирской эпипалеозойской платформы. Это, очевидно, было связано с общим опусканием последней, которая, как известно, в позднеюрское время почти полностью превратилась в морской водоем. Примерно из района Чулымской опорной скважины, где с юго-запада на северо-восток проходила северо-западная окраина прогиба, последний стал постепенно захватывать территории Южной Сибири в южном и восточном направлениях.

В скором времени, еще в нижнем лейасе, наметились основные контуры Ангаро-Чулымского прогиба. Уже тогда он довольно резко обособился в структуре Южной Сибири. С трех сторон Ангаро-Чулымский прогиб был ограничен возвышенностями, неодинаковыми по абсолютным отметкам и расчлененности. На юго-западе, юге, юго-востоке и востоке располагались (очевидно, довольно снивелированные) горы Южной Сибири, на северо-востоке плоский водораздел (Еремо-Катангское плато) отделял Вилюйский прогиб от Ангаро-Чулымского, а всхолмленные возвышенности в виде Иркенеево-Чадобецкого валообразного поднятия и Северо-Енисейского антиклинория ограничивали прогиб с севера. Только на северо-западе прогиб открывался в необозримые просторы Западно-Сибирской эпипалеозойской платформы.

Рельеф прогиба не был однородным (фиг. 28). Территория прогиба, несмотря на предшествовавший его заложению длительный континентальный перерыв, все же представляла не пенеплен, а именно более или менее расчлененный рельеф, но с весьма пологими и сильно сглаженными формами. Наши детальные исследования позволили во многих чертах восстановить контуры и относительные высоты рельефа юго-восточной, центральной и юго-западной частей прогиба, т. е. в тех районах, где имелось более или менее достаточное количество полных разрезов юры. В конечном итоге выяснилось, что рельеф был сложным, причем сложность его увеличивалась по мере приближения к областям древней суши. Абсолютные отметки рельефа изменялись от самых малых величин до относительно значительных. Так, Черемхово-Тагнинская возвышенность по сравнению со своим подножием поднималась не менее чем на 100 *м*. Самыми высокими, очевидно, были Панушинская и Северо-Енисейская возвышенности, которые просуществовали до второй половины среднеюрского времени. Вполне вероятно, что расчлененным рельеф был на юге центральной части прогиба, в его северо-западной части, особенно на участках, прилегающих к Южно-Енисейской древней возвышенности, а также на северо-востоке прогиба, где он во многих чертах напоминал рельеф юго-восточной части прогиба.

В структурно-морфологическом отношении Ангаро-Чулымский прогиб подразделяется на три сектора: юго-восточный, северо-восточный и юго-западный. Первые два сектора, составляющие наибольшую и основную часть прогиба, разграничиваются Верхнеленской древней возвышенностью которая к концу времени образования формации хотя и сократила свои размеры, но все же продолжала существовать в

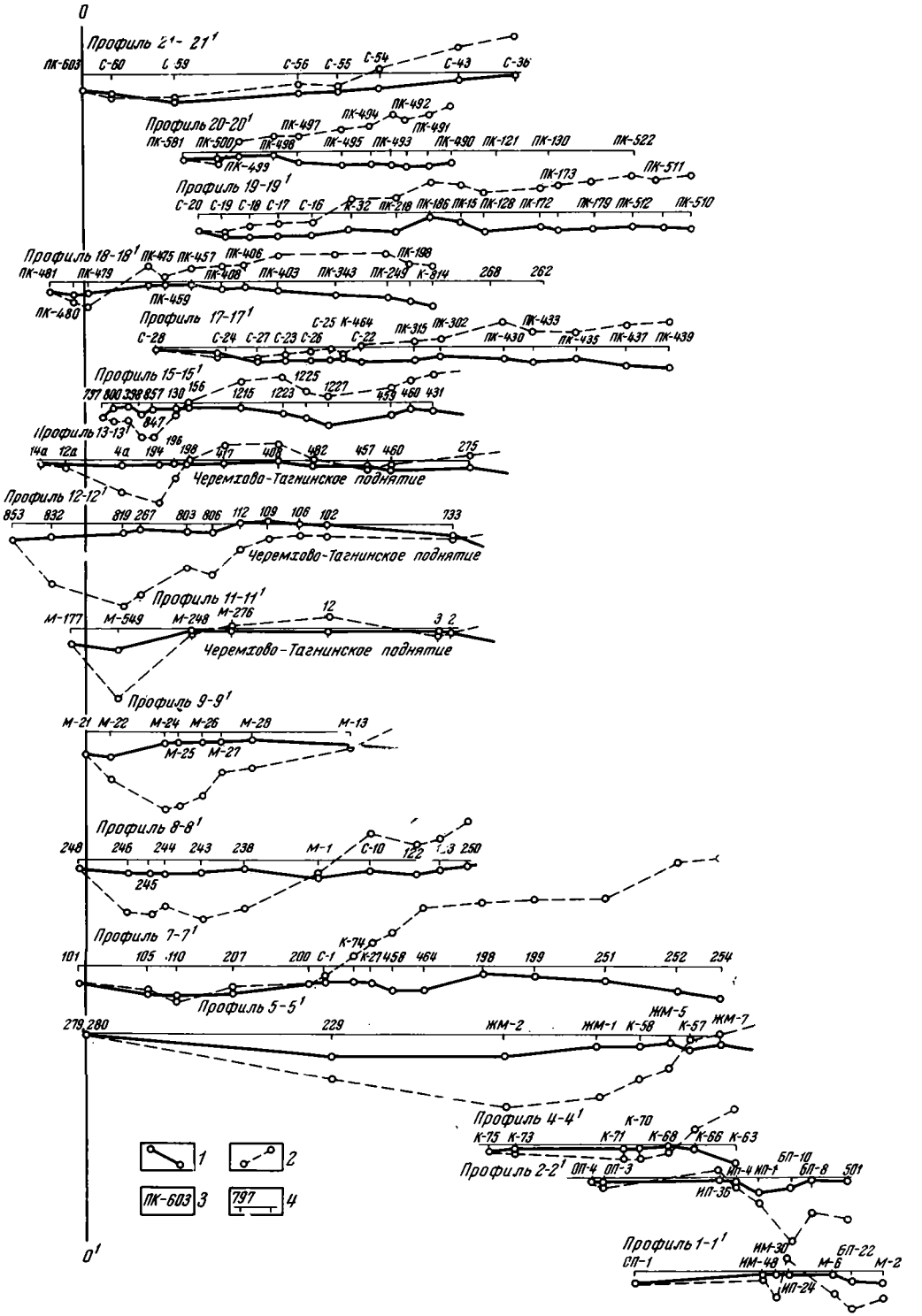
виде положительного элемента рельефа. Северо-восточный сектор дренировался крупной рекой Пра-Тунгуской, которая выносила обломочный материал из районов Центрально-Тунгусского плато и Северо-Байкальского нагорья. Через юго-восточный сектор протекала самая крупная и основная река прогиба — Пра-Ангара, верховье которой, очевидно, располагалось во внутренних районах Прибайкальского нагорья. Третьим, несколько обособленным сектором был юго-западный, который размещался между Кузнецким Алатау и западными отрогами Восточного Саяна. На юге он ограничивался Батеневским кряжем; последний был прорезан если не самим Пра-Чулымом, то его многочисленными притоками, которые, сливаясь, образовывали довольно мощную и полноводную реку, хотя и не столь протяженную, как Пра-Ангара. Пра-Ангара, Пра-Тунгуска и Пра-Чулым несли свои воды в пределы Западно-Сибирской эпипалеозойской платформы, со стороны которой в процессе образования формации морской бассейн все ближе подступал к Ангаро-Чулымскому прогибу, пока в середине средней юры (заключительный этап второй подформации) впервые не достиг его центральных районов.

Пра-Ангара, Пра-Чулым и Пра-Тунгуска были приурочены к наиболее погруженным частям каждого сектора прогиба и примерно совпадали с их осевыми зонами. В начальную стадию образования формации прогиб имел более или менее симметричное строение, особенно в северо-западной части, которая ближе всех располагалась к побережью эпиконтинентального морского бассейна. Во внутренних районах прогиб в поперечном разрезе имел более сложное строение, которое во многом зависело от доюрского структурного плана. Основным «стержнем» прогиба в целом служила его зона погружения, протягивавшаяся почти параллельно Восточному Саяну. К ней же приурочена «основная ось» прогиба, с которой и связана его самая мощная и крупная река — Пра-Ангара. Эта основная ось проходила на значительном удалении от Восточного Саяна, где-то северо-восточнее современных контуров распространения юрских угленосных отложений Иркутской впадины. Далее, в северо-западном направлении она севернее Красноярска уходила в пределы Западно-Сибирской эпипалеозойской платформы, в район Чулымской опорной скважины.

На первый взгляд, казалось бы (как все и считают), она должна была проходить как можно ближе к глубинному Саянскому разлому, ограничивающему с юга и юго-запада Сибирскую платформу, т. е. вдоль зоны (или в непосредственной близости от нее), которая могла бы быть более мобильной и скорее подвергаться опусканию. Однако прогибание этого сектора прогиба началось вдали от этой зоны. Это подтверждается анализом осадконакопления и характером распределения типов аллювиальных обстановок в разрезе и на площади прогиба в начальный и последующие этапы его формирования.

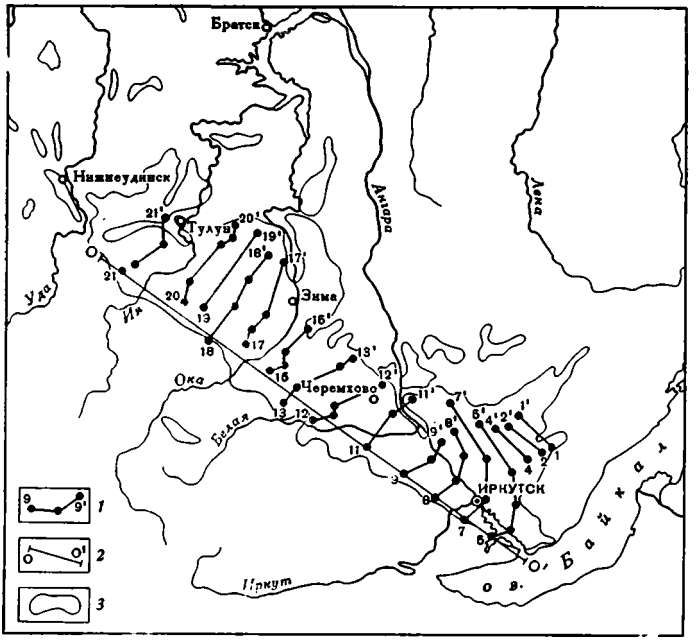
Во-первых, наиболее грубый аллювий горного, равнинно-горного и горно-равнинного типов (базальные конгломераты) и его наибольшая мощность приурочены к северо-восточной окраине распространения юрских угленосных отложений Иркутской впадины (см. фиг. 11), а не к ее современной, наиболее погруженной зоне, примыкающей к Восточному Саяну (Тимофеев, 1963а, б, 1967, 1969), где отложения юры имеют наибольшую мощность. В дальнейшем, как уже указывалось, эта зона наибольшего погружения в процессе накопления осадков формации и воздымания Станового свода (в данном случае Восточного Саяна) постепенно смещалась в сторону последнего.

Во-вторых, аналогичные выводы можно сделать из анализа профилей, показывающих соотношение древнего доюрского рельефа и его современного положения (фиг. 60, 61). При построении профилей за



Фиг. 60. Соотношение древнего и современного положения доюрского рельефа Иркутской впадины

1 — древний доюрский рельеф;
2 — современное положение доюрского рельефа;
3 — номера скважин;
4 — условный уровень накопления пласта Мощного (расположение профилей см. на фиг. 61)



Фиг. 61. Схема расположения профилей, использованных для установления соотношения древнего и современного положения доюрского рельефа Иркутской впадины

1 — линии профилей; *2* — линия, по отношению к которой показано расположение профилей *3* — примерные контуры юрских отложений

«реперный» горизонт был взят угольный пласт Мощный, достоверность увязки которого в пределах всего Иркутского угольного бассейна не вызывает сомнения. Этот пласт принимался за горизонтальную линию и затем к нему «подвешивались» участки разреза, располагающиеся ниже этого угольного пласта. По основанию этих «подвешенных» разрезов была получена поверхность древнего доюрского рельефа. Одновременно на каждый профиль было нанесено современное положение доюрского рельефа. Из анализа соотношения этих двух линий следует, что во всех случаях (исключая два первых разреза, которые являются неполными, приурочены к Харат-Ользонской доюрской возвышенности и располагаются почти перпендикулярно ко всем остальным) древний рельеф в доюрское время имел более высокие абсолютные отметки на юго-западе, т. е. ближе к Восточному Саяну и юго-западной границе прогиба в целом, а пониженные — там, где проходила «основная ось» прогиба. Из этого также следует, что так называемая «платформенная» полоса (по Ю. П. Дееву, 1957, 1962), которая в настоящее время представляет собой наиболее приподнятый северо-восточный край Иркутской впадины (перепад отметок до 500 *м*), была зоной, где зарождалось опускание. Именно в ней располагалась начальная долина Пра-Ангары, в которой и накапливались первые конгломераты.

В-третьих, об этом же свидетельствует и распределение терригенно-минеральных ассоциаций, изображенное на многочисленных профилях, составленных В. И. Копорулиным (1966) вкрест простирания Иркутской впадины. На одном из них (фиг. 62) показано, что две нижние терригенно-минеральные ассоциации не выклиниваются в северо-восточном направлении, в сторону «платформенной» полосы, как это неправильно считает А. В. Ильюхина (1961), а продолжаются далее и затем уже прерываются современным эрозионным срезом. Кроме того, известно (см. главу III), что мощность зоны, которая образована гравелитами

и песчаниками первой ассоциации, даже без учета конгломератов, увеличивается в этом же направлении. Верхняя ассоциация — грауваккоаркозовых песчаников и гравелитов с кислыми полевыми шпатами и бурыми биотитами хорошей сохранности — здесь также размыта и сохранилась только в присаянской, наиболее опущенной в настоящее время части Иркутской впадины.

Все эти три факта неопровержимо доказывают, что современная наиболее погруженная часть Иркутской впадины есть результат последующих тектонических преобразований, связанных с альпийской складчатостью, когда горы Южной Сибири и Прибайкалья обрели облик, близкий к современному. В свою очередь из этого следует и другой основной вывод: заложение прогиба и интенсивное погружение в пределах его юго-восточного сектора в начальную стадию происходило вдали от Восточного Саяна. Воздымание последнего и постепенное смещение основной оси этого сектора прогиба — две стороны одного и того же процесса, которые протекали в одно и то же время, но имели различную направленность.

По остальным секторам прогиба столь детальными материалами мы не располагаем. Вероятнее всего, «ось» юго-западного сектора прогиба в начале была смещена в сторону Кузнецкого Алатау, что особенно отчетливо выявляется при анализе осадко- и угленакопления во время второй и особенно третьей и четвертой подформаций. С ней была связана основная, центральная, часть долины Пра-Чулыма. С какой-то долей вероятности в этом секторе прогиба устанавливается и другое небольшое русло древней реки, которая, пересекая с юга на север Балахтинскую мульду, восточнее Аргинской возвышенности уходила в

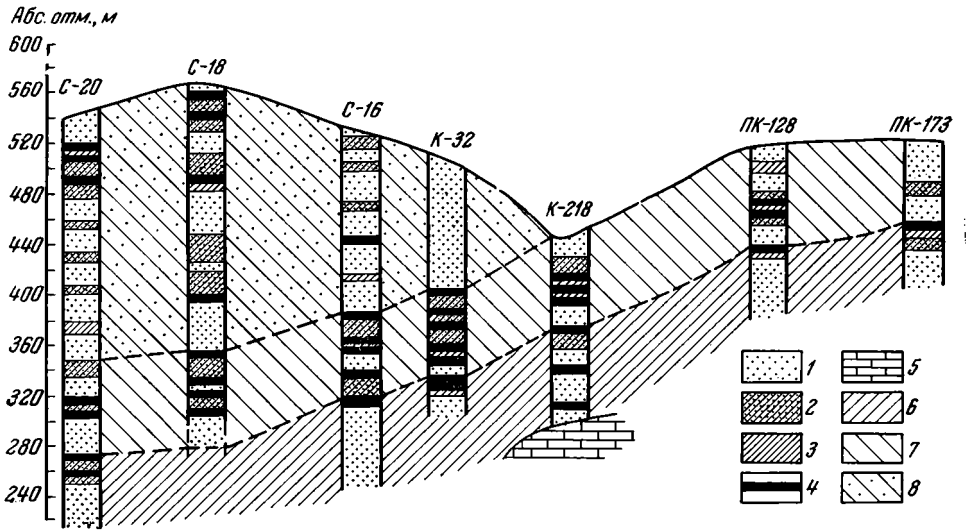


Рис. 62. Распределение терригенно-минеральных ассоциаций юрских угленосных отложений в пределах Зима-Удинской мульды Иркутской впадины (по В. И. Копорулину, 1966)

1 — песчаники и гравелиты;
2 — чередование песчаников и алевролитов;
3 — аргиллиты;
4 — угли;
5 — известняки.
Терригенно-минеральные ассоциации:
6 — аркозово-грауваккoвых песчаников с большим количеством обломков кислых эффузивов;
7 — грауваккoво-аркозовых песчаников и гравелитов при значительном содержании бурого биотита и кислых полевых шпатов;
8 — грауваккoво-аркозовых песчаников и гравелитов с кислыми полевыми шпатами и бурым биотитом хорошей сохранности

пределы прибрежной аллювиально-дельтовой равнины. В начальное время она, по-видимому, была притоком Пра-Чулыма или Пра-Ангары, а в ряде случаев могла впадать в один из крупных озерных водоемов, которые располагались в низовьях аллювиально-дельтовой равнины прогиба. В дальнейшем она могла быть протокой или рукавом дельты Пра-Чулыма или непосредственно выносить свои воды в заливно-лагунную зону эпиконтинентального морского бассейна. Недостаточный объем исследований по северо-восточному сектору прогиба, особенно по Карабуло-Мурской и Среднеангарско-Катангской впадинам, а также отсутствие детальных материалов по распределению в разрезе и на площади литологического состава пород и особенно литогенетических типов отложений не позволяют определенно судить об этих вопросах. Можно предполагать, что «ось» северо-восточного сектора была несколько смещена в сторону северной границы прогиба, хотя в силу особенностей строения этого сектора она могла на отдельных участках располагаться иначе.

СООТНОШЕНИЕ АНГАРО-ЧУЛЫМСКОГО И ВИЛЮЙСКОГО ПРОГИБОВ

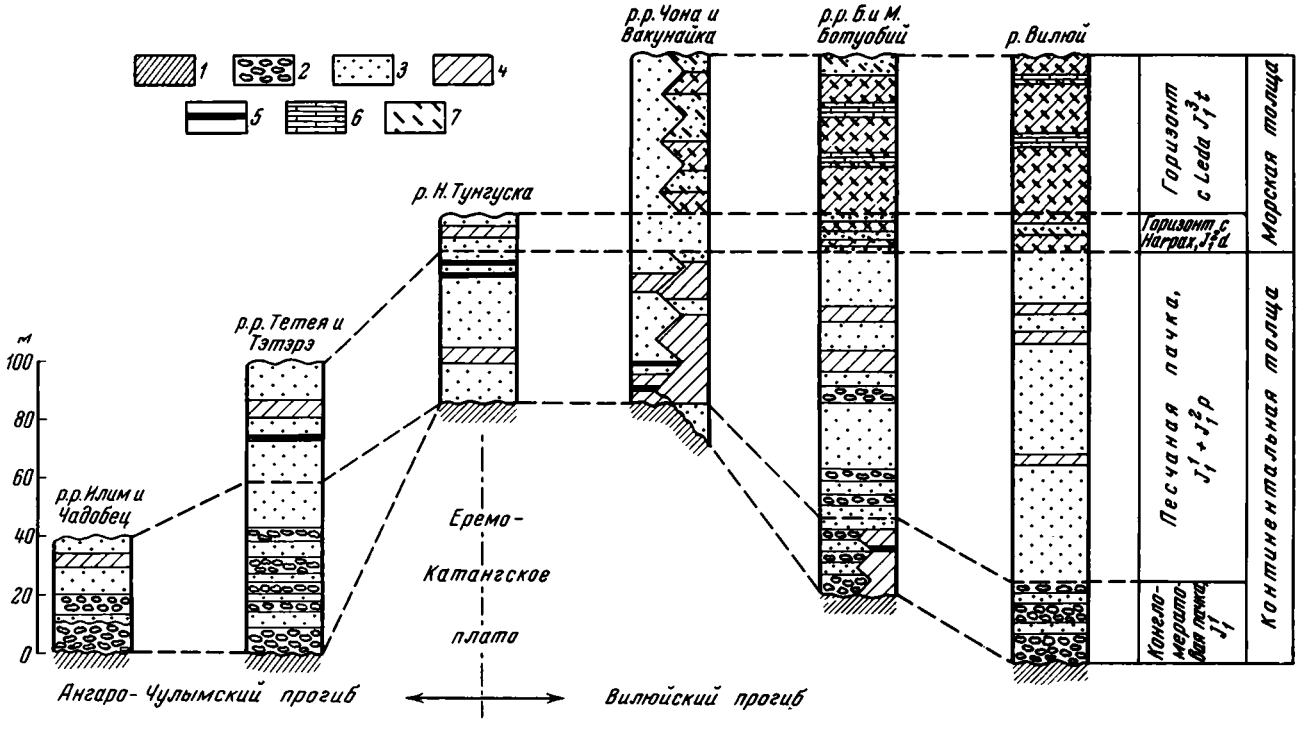
Образование прогиба непосредственно сочеталось с процессом воздымания Саяно-Байкальского свода. Формирование последнего, который включал Восточно-Саянский, Байкальский и Алдано-Учурский своды, Е. В. Павловский (1948) связывает со своеобразным и весьма оригинальным процессом, названным им аркогенезом, т. е. длительным морфологически выраженным складкообразованием в условиях окраины Сибирской платформы. Воздымание Саяно-Байкальского свода было прерывисто-направленным и вызывало столь же общее, но несомненно менее значительное поднятие прогиба в целом, что приводило к регрессиям эпиконтинентального морского бассейна. Последние прерывали процесс осадко- и угленакопления предыдущей подформации и одновременно служили началом нового этапа образования следующей подформации.

Значение периодических поднятий Саяно-Байкальского свода в сочетании с периодическими погружениями прогиба заключается не только в том, что они обусловили своеобразие осадко- и угленакопления Южной Сибири. Главное состоит в том, что в результате сопряженного процесса воздымания Саяно-Байкальского свода и опускания гетерогенно построенной платформенной области Южной Сибири заложился и длительное время существовал в виде самостоятельной мезозойской структуры крупный Ангаро-Чулымский прогиб. Здесь следует подчеркнуть именно то, что Ангаро-Чулымский прогиб являлся самостоятельной структурой и был отделен от Вилюйского прогиба зоной раздела в виде Еремо-Катангского плато, которое тоже возникло вследствие воздымания Саяно-Байкальского свода и приурочено к его внешнему углу. Это полностью вытекает из построений Е. В. Павловского (1948), которые очень наглядно отображены на его схеме мезозойско-кайнозойской тектоники Юго-Восточной Сибири и подробно освещены автором ранее (Тимофеев, 1969). Можно только удивляться, что эти выводы Е. В. Павловского игнорировались, и до сих пор никем, даже М. М. Одинцовым и М. М. Одинцовой, которые изучению районов Центральной Сибири посвятили многие годы, не учитывались в своих построениях. Поэтому ничего нет странного и в том, что, не основываясь на данных детального фациального анализа, с чего нужно было бы начинать изучение юрских отложений, эти исследователи сперва выделяют «главную мезозойскую депрессию Сибирской платформы» (Одинцов, 1953), затем «Вилюйско-Ангарский мезозойский прогиб» (Масайтис, 1955), и, наконец, «Канско-Вилюйский прогиб», разделяе-

мый на Канско-Иркутскую и Канско-Вилюйскую области накопления осадков (Одинцов, 1963). Правда, последние его построения (Одинцов. 1963) мало отличаются от наших (Тимофеев, 1962). Хотя М. М. Одинцов и оставляет как единую структуру Канско-Вилюйский прогиб, но он считает, что обломочный материал из центральных районов Сибирской платформы (Центрально-Тунгусское плато) и прилегающего Северо-Байкальского нагорья выносился реками в сторону не только Вилюйского, но и Ангаро-Чулымского прогибов. По мнению М. М. Одинцова да и многих других исследователей (Тазихин, 1961; Кашик, 1962; Одинцова, 1962; Деев, 1962), в Вилюйский прогиб обломочный материал поступал также из районов Восточного Саяна.

Как показали наши исследования, Ангаро-Чулымский прогиб с самого начала своего заложения довольно четко обособился от Вилюйского прогиба. Очевидно, разделение в виде плоского водораздела возникло еще немного ранее и существовало в доюрское время, которому предшествовал длительный перерыв в осадконакоплении, оставивший ряд участков коры выветривания, сохранившихся от размыва. Наличие зоны раздела подтверждается и анализом схемы Н. Н. Тазихина (1961), касающейся сопоставления разрезов нижнеюрских отложений центральной части Сибирской платформы (фиг. 63). Во всех построениях авторов, которые изучали эти районы, всегда обращается внимание на неодинаковую мощность нижнеюрских отложений, что объясняют в основном современным эрозионным срезом. Так поступает и М. М. Одинцова (1965), не пытаясь даже проанализировать все имеющиеся материалы, а лишь повторяя необоснованные выводы ряда предыдущих исследователей. Н. Н. Тазихин первый обратил внимание на то, что в районах рек Нижней Тунгуски, Вакунайки и Чоны разрезы нижней юры имеют сокращенную мощность не только за счет современного среза, но и в результате отсутствия ее нижних горизонтов — конгломератовой пачки (J_1^1) и нижней части песчаной пачки ($J_1^1+J_1^2p$), мощность которых составляет, в отличие от смежных районов Ангаро-Чулымского и Вилюйского прогибов, около 80—90 *м*. Этот весьма примечательный факт не получил у Н. Н. Тазихина соответствующего истолкования, поскольку он располагал материалом только по ограниченной территории. А из анализа этой схемы следует все тот же вывод: между Ангаро-Чулымским и Вилюйским прогибами существовала зона раздела — Еремо-Катангское плато. Конфигурация, ширина, высота, характер рельефа и местоположение этого плато в тот или иной отрезок времени — другой и уже не принципиальный вопрос. В начальный период через эту зону раздела, очевидно, даже не транспортировался обломочный материал, как это было позже, а сама она подвергалась частичному размыву (см. фиг. 30). В последующее время, когда в связи с усилившимся поднятием Саяно-Байкальского свода увеличился вынос обломочного материала с Северо-Байкальского нагорья и Центрально-Тунгусского плато, эта плоская зона раздела в какой-то мере стала и областью, через которую реки переносили обломочный материал в сторону Ангаро-Чулымского и Вилюйского прогибов. В свою очередь, они отлагали материал и в своих долинах, которые на Еремо-Катангском плато представлены в основном русловым и пойменным (старицы, вторичные озерные водоемы) аллювием, а также локально ограниченными озерно-болотными и болотными отложениями.

Наличие зоны раздела между Ангаро-Чулымским и Вилюйским прогибами в виде Еремо-Катангского плато подтверждается анализом терригенно-минеральных ассоциаций пород их смежных регионов. Автором (Тимофеев, Еремеев, 1964) были привлечены соответствующие материалы А. Г. Коссовской (1962), Н. Н. Тазихина (1961) и других, которые полностью соотвествуют выводам, полученным в результате



Фиг. 63. Схема сопоставления разрезов нижнеюрских отложений в центральной части Сибирской платформы (по Н. Н. Тазихину, с дополнениями П. П. Тимофеева)

1 – доюрские отложения; *2* — конгломераты; *3* — пески и песчаники; *4* — алевролиты, аргиллиты и глины; *5*—угли; *6* — известняки; *7* — морские фации

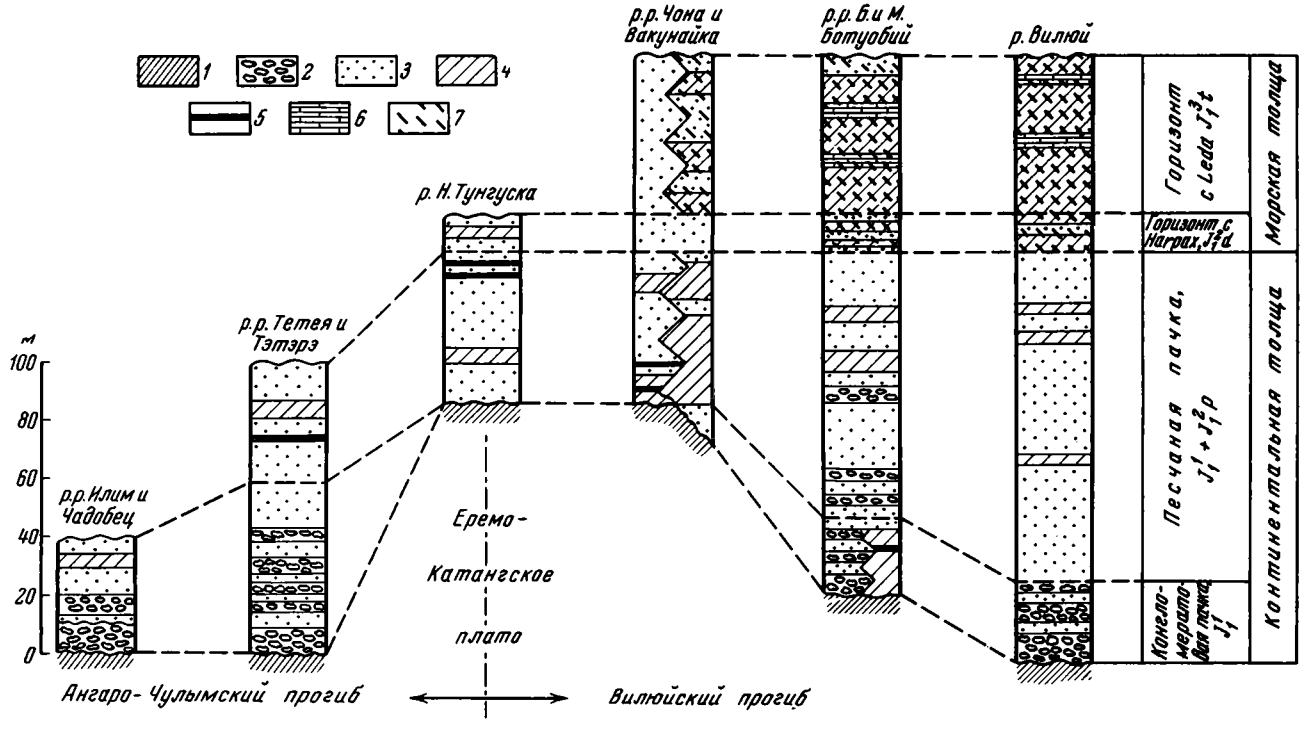
детального литолого-фациального изучения и формационного анализа юрских отложений. Для этих целей была составлена схематическая карта распределения терригенно-минеральных ассоциаций в начальный период обособления Ангаро-Чулымского и Вилюйского прогибов, которая приведена здесь в почти неизмененном виде (фиг. 64). Ранее работами А. Г. Коссовской (1962) было выяснено, что для пород укугутской свиты ($J_1^1 + J_1^2$ по Одинцовой, 1963) юго-западной окраины Лено-Вилюйского прогиба (или Вилюйского прогиба, по принятой автором терминологии) характерна ассоциация ортоклазовых граувакково-аркозовых гравелитов и песчаников. По ее мнению, возможными материнскими породами для этой ассоциации служили: а) комплекс архейских и протерозойских пород Северо-Байкальского и Патомского нагорий, в котором ведущая роль принадлежит гранитам, гранито-гнейсам и кристаллическим сланцам преимущественно кислого состава; б) породы трапповой формации, обусловившие присутствие значительной части амфиболов, единичных пироксенов, лабрадора и части средних плагиоклазов.

Данная ассоциация ортоклазовых граувакково-аркозовых гравелитов и песчаников близка к одновозрастной ассоциации полевошпатово-граувакковых гравелитов и песчаников, установленной нами в отложениях первой подформации (J_1) севера центральной части Ангаро-Чулымского прогиба (северо-западная и северная окраины центральной части Канско-Тасеевской впадины). Предположительно, по некоторым данным (Тазихин, 1961; Павлов, 1963, и др.), эта ассоциация имеется и на северо-востоке прогиба. Здесь отложения первой подформации являются еще более континентальными и имеют исключительно аллювиальный, делювиально-пролювиальный, озерный и отчасти озерно-болотный и болотный генезис. Материнскими для этой ассоциации, как сказано, служили породы трапповой формации центральных районов Тунгусской синеклизы и Северо-Байкальского нагорья. Кроме того, не исключается и местный обломочный материал с Верхнеленской древней возвышенности и других мелких неровностей доюрского рельефа.

Сходство этих двух ассоциаций проявляется в приблизительно равном содержании обломков кварца, полевых шпатов, обломков пород, причем набор последних сходен в обеих ассоциациях. Помимо того, сходство проявляется в преобладании зерен кварца из изверженных пород, ортоклазов и решетчатых микроклинов, а также в олигоклаз-андезиновом составе плагиоклазов. Однако имеются и некоторые различия, заключающиеся в том, что ассоциация ортоклазовых граувакково-аркозовых гравелитов и песчаников характеризуется более высоким содержанием минералов группы амфибола и эпидота.

Следовательно, некоторые черты сходства минерального состава ассоциаций ортоклазовых граувакково-аркозовых гравелитов и песчаников, с одной стороны, и полевошпатово-граувакковых песчаников — с другой, указывают в общем на единый источник их питания — Северо-Байкальское и Патомское нагорья и траппы Тунгусской синеклизы. Вынос обломочного материала из этих областей, естественно, происходил из их разных районов, что нашло отражение в некоторых особенностях состава этих ассоциаций.

Поэтому нельзя, как это делает М. М. Одинцова (1965), примитивно решать эти вопросы. Она полагает, что если минеральные ассоциации пород имеют сходный состав, то они обязательно должны были накапливаться в одном и том же седиментационном бассейне (озере, реке и т. п.) и в одной и той же структурной зоне. Однако вместе могут накапливаться и самые различные и абсолютно одинаковые минеральные осадки. Может быть и наоборот — в разных, но близко расположенных структурах могут формироваться осадки одного или очень



Фиг. 63. Схема сопоставления разрезов нижнеюрских отложений в центральной части Сибирской платформы (по Н. Н. Тазихину, с дополнениями П. П. Тимофеева)

1 – доюрские отложения; *2* — конгломераты; *3* — пески и песчаники; *4* — алевролиты, аргиллиты и глины; *5*—угли; *6* — известняки; *7* — морские фации

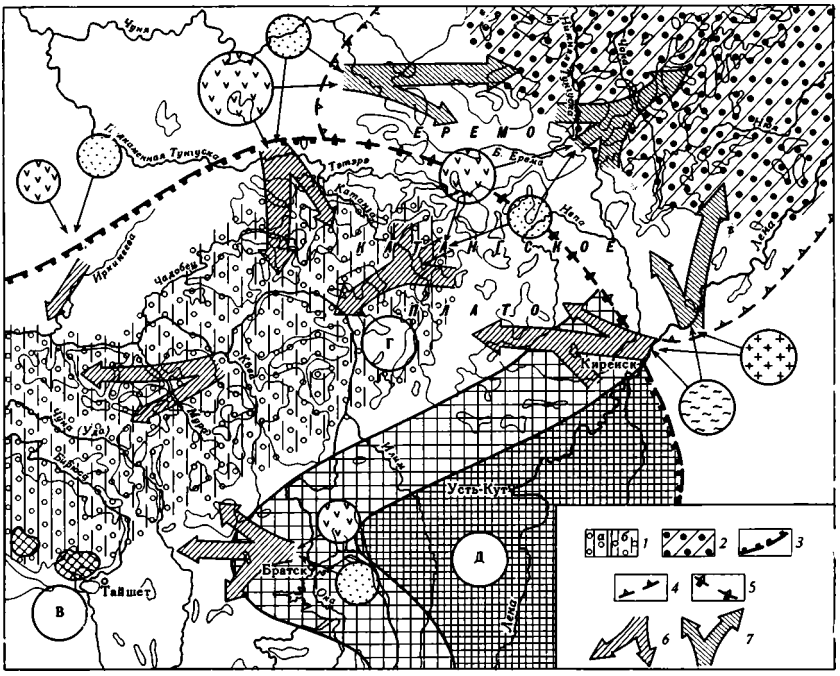
детального литолого-фациального изучения и формационного анализа юрских отложений. Для этих целей была составлена схематическая карта распределения терригенно-минеральных ассоциаций в начальный период обособления Ангаро-Чулымского и Вилюйского прогибов, которая приведена здесь в почти неизмененном виде (фиг. 64). Ранее работами А. Г. Коссовской (1962) было выяснено, что для пород укугутской свиты ($J_1^1 + J_1^2$ по Одинцовой, 1963) юго-западной окраины Лено-Вилюйского прогиба (или Вилюйского прогиба, по принятой автором терминологии) характерна ассоциация ортоклазовых граувакково-аркозовых гравелитов и песчаников. По ее мнению, возможными материнскими породами для этой ассоциации служили: а) комплекс архейских и протерозойских пород Северо-Байкальского и Патомского нагорий, в котором ведущая роль принадлежит гранитам, гранито-гнейсам и кристаллическим сланцам преимущественно кислого состава; б) породы трапповой формации, обусловившие присутствие значительной части амфиболов, единичных пироксенов, лабрадора и части средних плагиоклазов.

Данная ассоциация ортоклазовых граувакково-аркозовых гравелитов и песчаников близка к одновозрастной ассоциации полевошпатово-граувакковых гравелитов и песчаников, установленной нами в отложениях первой подформации (J_1) севера центральной части Ангаро-Чулымского прогиба (северо-западная и северная окраины центральной части Канско-Тасеевской впадины). Предположительно, по некоторым данным (Тазихин, 1961; Павлов, 1963, и др.), эта ассоциация имеется и на северо-востоке прогиба. Здесь отложения первой подформации являются еще более континентальными и имеют исключительно аллювиальный, делювиально-пролювиальный, озерный и отчасти озерно-болотный и болотный генезис. Материнскими для этой ассоциации, как сказано, служили породы трапповой формации центральных районов Тунгусской синеклизы и Северо-Байкальского нагорья. Кроме того, не исключается и местный обломочный материал с Верхнеленской древней возвышенности и других мелких неровностей доюрского рельефа.

Сходство этих двух ассоциаций проявляется в приблизительно равном содержании обломков кварца, полевых шпатов, обломков пород, причем набор последних сходен в обеих ассоциациях. Помимо того, сходство проявляется в преобладании зерен кварца из изверженных пород, ортоклазов и решетчатых микроклинов, а также в олигоклаз-андезиновом составе плагиоклазов. Однако имеются и некоторые различия, заключающиеся в том, что ассоциация ортоклазовых граувакково-аркозовых гравелитов и песчаников характеризуется более высоким содержанием минералов группы амфибола и эпидота.

Следовательно, некоторые черты сходства минерального состава ассоциаций ортоклазовых граувакково-аркозовых гравелитов и песчаников, с одной стороны, и полевошпатово-граувакковых песчаников — с другой, указывают в общем на единый источник их питания — Северо-Байкальское и Патомское нагорья и траппы Тунгусской синеклизы. Вынос обломочного материала из этих областей, естественно, происходил из их разных районов, что нашло отражение в некоторых особенностях состава этих ассоциаций.

Поэтому нельзя, как это делает М. М. Одинцова (1965), примитивно решать эти вопросы. Она полагает, что если минеральные ассоциации пород имеют сходный состав, то они обязательно должны были накапливаться в одном и том же седиментационном бассейне (озере, реке и т. п.) и в одной и той же структурной зоне. Однако вместе могут накапливаться и самые различные и абсолютно одинаковые минеральные осадки. Может быть и наоборот — в разных, но близко расположенных структурах могут формироваться осадки одного или очень



Фиг. 64. Схематическая карта распределения терригенно-минеральных ассоциаций юрских отложений в начальный период обособления Ангаро-Чулымского и Вилюйского прогибов

1 — ассоциация полевошпатово-граувакковых гравелитов и песчаников: *а* — установленная, *б* — предполагаемая;

2 — ассоциация ортоклазовых граувакково-аркозовых гравелитов и песчаников (по А. Г. Коссовской, 1962);

3 — примерные контуры северной и восточной частей Ангаро-Чулымского прогиба;

4 — примерные контуры юго-западной окраины Вилюйского прогиба;

— примерная граница раздела Ангаро-Чулымского и Вилюйского прогибов.

Основные направления выноса обломочного материала:

6 — в сторону Ангаро-Чулымского прогиба;

7 — в сторону Вилюйского прогиба

Остальные условные обозначения см. на фиг. 30

сходного минерального состава, что наблюдается, например, на северо-востоке Ангаро-Чулымского и юго-западе Вилюйского прогибов. Если к решению этих вопросов подходить комплексно, то вряд ли можно сделать такие опрометчивые выводы.

На неоднородность строения Вилюйско-Ангарского прогиба указывали как выделивший этот прогиб В. Л. Масайтис (1955), так и М. М. Одинцов (1962), М. И. Плотникова и Э. И. Равский (1962) и многие другие. Так, М. М. Одинцов (1962) раньше разделял Вилюйско-Ангарский прогиб на две структурно-фациальные зоны: юго-западную — Ангаро-Тунгусскую и северо-восточную — Вилюйско-Тунгусскую, несколько различающиеся по характеру строения разреза, времени появления осадков и по другим признакам. Позже, когда М. М. Одинцов обнаружил в бассейнах рек Муры и Ковы юрские отложения и включил их в Вилюйско-Ангарский прогиб, после чего прогиб этот стал именоваться Канско-Вилюйской областью накопления осадков (Одинцов, 1963), эти зоны приобрели еще более существенное значение, хотя и не упоминаются в его работе. Однако различия этих зон М. М. Одинцов усматривает в том, что юго-западная часть этой области осадконакоп-

ления имела сток в сторону юрских бассейнов Западно-Сибирской низменности, а северо-восточная — в лейасовое море Вилюйского прогиба. Зону раздела он намечает в бассейне р. Катанги. Отсюда следует, что М. М. Одинцов теперь фактически подразделяет Канско-Вилюйскую область накопления осадков на две зоны, как это ранее делал автор (Тимофеев, 1962), хотя местоположение зоны раздела несколько не совпадает.

М. И. Плотникова и Э. И. Равский, рассматривая строение и состав континентальных юрских отложений Вилюйско-Ангарского прогиба, отмечают более или менее однородное строение их разреза на больших пространствах, близость петрографического и количественного состава крупнообломочного материала. Только в бассейне р. Чоны (юго-западная часть Вилюйского прогиба) содержание экзотического материала в гальке уступает количеству обломков местных коренных пород (траппов, туфов и нижнепалеозойских осадочных пород). М. И. Плотникова и Э. И. Равский указывают, что в Вилюйско-Ангарском прогибе наблюдается «...полное сходство минералогического состава шлихов, который характеризуется преобладанием ильменита, граната и магнетита при постоянной примеси циркона, рутила и др.» (Плотникова, Равский, 1962, стр. 254). Очень интересными являются их наблюдения над различиями в степени выветрелости пород. «Если в бассейнах рек Нижней Тунгуски и Тэтэрэ (зона раздела между Ангаро-Чулымским и Вилюйским прогибами.— *П. Т.*) процессы выветривания проявились в высвобождении окислов железа и во вторичном ожелезнении осадков, то в Ангаро-Илимском районе (северо-восточная часть Ангаро-Чулымского прогиба.— *П. Т.*) и в еще большей степени в бассейнах рек Чуны и Бирюсы (северо-восточная окраина центральной части Ангаро-Чулымского прогиба.— *П. Т.*) выветривание зашло значительно дальше. Здесь оно выразилось в замещении наименее устойчивых компонентов изверженных пород глинистыми минералами коры выветривания (монтмориллонит, гидрослюды и др.) и в сохранении реликтов галек неустойчивых пород. Вторичное ожелезнение составляет характерную черту пород в этих районах. Вероятно, наблюдающееся увеличение интенсивности выветривания юрских отложений в юго-западном направлении находится в связи с иными физико-географическими и в первую очередь климатическими условиями» (Плотникова, Равский, 1962, стр. 254, 257).

Приведенные выше высказывания М. М. Одинцова, М. И. Плотниковой и Э. И. Равского о характере строения Канско-Вилюйской области накопления осадков подтверждают также наши выводы о наличии зоны раздела между Ангаро-Чулымским и Вилюйским прогибами. Вполне очевидно, что юго-западную часть этой области следует относить к Ангаро-Чулымскому прогибу, а северо-восточную — к Вилюйскому прогибу. Однородность петрографического состава, количественные соотношения крупнообломочного материала и полное сходство минералогического состава шлихов песчаных пород не могут вызывать недоумения, поскольку в Ангаро-Чулымский и Вилюйский прогибы выносился приблизительно один и тот же материал, поступавший из одних и тех же источников сноса.

В предыдущих главах было выявлено распределение зон осадко- и угленакопления как в пределах каждой подформации, так и всей юрской аллювиально-озерно-морской угленосной формации на территории Ангаро-Чулымского прогиба. Установлено, что по мере движения с северо-запада и запада, из районов Западно-Сибирской эпипалеозойской платформы, на восток и северо-восток, в глубь прогиба, наблюдается в целом постепенный переход отложений эпиконтинентального морского бассейна в континентальные — аллювиальные, озерные, озерно-болот-

ные и болотные отложения. Этот переход развивается во времени в сторону все большего возрастания роли морских отложений. К концу времени образования формации воды эпиконтинентального морского бассейна достигли среднего течения современной р. Ангары.

Для Вилюйского прогиба работами А. Г. Коссовской, В. Д. Шутова и В. И. Муравьева (Коссовская, Шутов и др., 1960; Коссовская, 1962) была показана обратная картина распределения обстановок осадконакопления с той лишь разницей, что наиболее юго-западное распространение типично морских осадков было характерно для конца раннеюрского времени и достигло среднего и нижнего течения р. Чоны. «Наиболее западным пунктом, где развиты палеонтологически охарактеризованные морские отложения нижней юры, являются бассейны среднего и нижнего течения р. Чоны. В бассейне рек Нижней Тунгуски и Тэтэрэ, в Ангаро-Илимском районе и в бассейне рек Бирюсы и Уды они представлены исключительно континентальными фациями» (Плотникова, Равский, 1962, стр. 254).

Следовательно, из распределения одних только фаций в разрезе и на площади устанавливается, что при движении как от Ангаро-Чулымского прогиба на северо-восток, к Вилюйскому прогибу, так и от Вилюйского прогиба на юго-запад, к Ангаро-Чулымскому прогибу, наблюдается постепенное замещение морских отложений континентальными. Вполне очевидно, что подобная миграция зон осадконакопления могла быть только в том случае, если между этими двумя прогибами существовала древняя суша — Еремо-Катангское плато. Этот вывод подтверждается приведенным выше в данной главе анализом развития Саяно-Байкальского свода (по Е. В. Павловскому), характером строения нижнеюрских отложений Еремо-Катангского плато и смежных регионов (по Н. Н. Тазихину), особенностями состава терригенно-минеральных ассоциаций северо-восточной и юго-западной частей соответственно Ангаро-Чулымского и Вилюйского прогибов, а также некоторыми различиями в выветрелости пород, обусловленными, очевидно, вертикальной климатической зональностью. Размеры Еремо-Катангского плато в разные периоды были неодинаковыми и определялись конкретными палеогеографическими и палеотектоническими обстановками осадконакопления.

Из всего этого следует единственный вывод: основным структурным элементом Южной Сибири в мезозое являлся наложенный и сложно построенный Ангаро-Чулымский прогиб, в котором образовалась трансгрессивная юрская аллювиально-озерно-морская угленосная формация. Поэтому, по нашему представлению, ни Вилюйско-Ангарский, ни тем более модернизированный Канско-Вилюйский прогиб как «самостоятельная древняя палеоструктурная единица не существовал, а его юго-западная и северо-восточная половины соответственно являлись периферическими частями Ангаро-Чулымского и Вилюйского (Лено-Вилюйского) прогибов» (Тимофеев, 1963а, стр. 325). Этот вывод остается в силе и теперь и с еще более детальной обоснованностью вытекает из содержания всей монографии в целом. Территория центральной части Сибирской платформы, прилегающая к внешнему углу ее обрамления, имела приблизительно такую же тенденцию в развитии и в палеозойское время, на что мы уже частично указывали в главе III первой книги монографии (Тимофеев, 1969). Освещение этих вопросов с той или иной детальностью можно найти в работах Н. С. Зайцева (1954, 1963, 1964), П. Е. Оффмана (1956, 1959), Д. А. Туголесова (1952) и многих других. Вполне естественно, что мезозойская история многое унаследовала из прошлого в преображенном виде, согласованном с общим ходом развития Сибирской платформы и прилегающих регионов, определяла конкретные структурные и палеогеографические особенности накопления юрских осадков.

ОБЩИЙ ХАРАКТЕР ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЮЖНОЙ СИБИРИ

После того как была показана и обоснована правомерность выделения на территории Южной Сибири самостоятельного структурного элемента — Ангаро-Чулымского мезозойского прогиба, проследим в кратких чертах особенности истории его развития в процессе накопления осадков юрской угленосной формации.

Итак, в раннеюрское время на территории Южной Сибири возник более или менее симметричный наложенный Ангаро-Чулымский прогиб с соответственно наиболее погруженными линейными (осевыми) зонами в пределах каждого его сектора. Сопряженные и одновременно начавшиеся процессы погружения прогиба и постепенно пульсирующего воздымания Саяно-Байкальского свода и возвышенных пространств, окружавших прогиб с севера, развивались этапно, и каждый этап приобретал свои неповторимые черты. К концу первого этапа накопились осадки первой — аллювиально-озерно-болотной слабоугленосной подформации. Общий структурный план прогиба к концу раннеюрского времени обрел более четкие контуры. Окружавшие прогиб возвышенные пространства в разной мере увеличили свои абсолютные отметки, причем их значения в целом возрастали в сторону Байкальской горной страны. Ложе прогиба имело неодинаковый уклон; на востоке прогиба в целом оно характеризовалось относительно сильно расчлененным рельефом и сравнительно большим наклоном поверхности, вследствие чего здесь в основном накапливался горный, равнинно-горный и горно-равнинный аллювий. К центральной части прогиба его ложе все более выполаживалось, а на северо-западе оно представляло собой скорее всего уже плоскую аллювиально-дельтовую равнину. Благодаря значительной протяженности (с востока на запад) и различному наклону поверхности прогиба в нем накапливались относительно широкие, но неодинаковые по размерам зоны соответствующих осадков. Сходные соотношения, но в совершенно иных и менее значительных масштабах наблюдались и на юго-западе прогиба.

Однако уже к концу первого этапа образования формации, по мере воздымания Саяно-Байкальского свода, наметилась тенденция к смещению основной, праангарской, оси прогиба в юго-западном направлении, что находит выражение в миграции основного русла Пра-Ангары в сторону будущего Восточного Саяна. Поэтому не случайно, что именно по долине приустьевой части Пра-Ангары воды эпиконтинентального морского бассейна проникли в глубь прогиба, достигнув районов восточнее Канска. В свою очередь, озерные и озерно-болотные ландшафты почти сплошь покрыли юго-восточную и юго-западную части прогиба, а на северо-востоке они, очевидно, ограничились менее значительной территорией. В результате этого прогиб в целом приобрел некоторую асимметрию в сторону его юго-западной окраины. К концу второго этапа прогиб превратился в огромную и плоскую аллювиально-дельтовую равнину с незначительным уклоном в сторону эпиконтинентального морского бассейна. Лишь в самых верховьях рéки, особенно Пра-Ангара, имели относительно горный характер. Исчезли почти все неровности доюрского рельефа (очевидно, едва выделялись в рельефе Панушинская и Северо-Енисейская возвышенности), установилось динамическое равновесие между восходящими и нисходящими движениями на территории Южной Сибири. Именно к этому времени и приурочено мощное угленакопление в наземных дельтах Пра-Ангары и Пра-Чулыма, а также в долине Пра-Ангары, максимальное для всей формации в целом. Дельта Пра-Тунгуски, как уже упоминалось в IV главе, располагалась

на несколько приподнятом (в результате возникшей асимметрии прогиба) пологом наклонном северном борту прогиба и имела значительно меньшие размеры, поэтому там не возникали столь благоприятные условия для подобного угленакопления, характерного для наземных дельт Пра-Ангары и Пра-Чулыма.

В середине времени образования формации, закончившегося мощным угленакоплением, наступил переломный момент как в накоплении осадков, так и в развитии прогиба в целом. Вновь и, очевидно, в еще больших масштабах, но уже более дифференцированно начал воздыматься Саяно-Байкальский свод. Относительно бо́льшие по амплитуде поднятия испытала его центральная часть, т. е. Прибайкальское нагорье и прилегающая к нему юго-восточная часть Восточного Саяна. В свою очередь, продолжалось погружение Западно-Сибирской эпипалеозойской платформы, благодаря чему эпиконтинентальный морской более или менее опресненный бассейн уже не выходил за пределы северо-западной части прогиба, а во время ингрессий внедрялся в окраины юго-западной и центральной его частей. Вслед за ним и собственно морской бассейн проник на территорию северо-запада Ангаро-Чулымского прогиба.

В результате сочетания этих двух разнонаправленных, но взаимообусловленных процессов Ангаро-Чулымский прогиб стал постепенно приобретать все больший уклон в сторону эпиконтинентального морского бассейна, что, естественно, привело к резкому сокращению ширины эпиконтинентальной части морского бассейна. Весьма характерно, что одновременно с этим стал постепенно изменяться азимут наклона поверхности прогиба. Если раньше он был (имея в виду праангарский и пратунгусский секторы прогиба) западным и северо-западным, то теперь постепенно менялся на все более северо-западный, а к концу времени образования формации стал северо-северо-западным. В юго-западном секторе также несколько увеличился наклон поверхности, но азимут оставался прежним — северным и северо-северо-западным. Поэтому прогиб в целом приобрел перекос, и наиболее погруженной оказалась северная окраина центральной и северо-западной его частей. Именно здесь воды эпиконтинентального морского бассейна далеко зашли в глубь прогиба, оставив аммониты, которые были обнаружены Г. Ф. Лунгерсгаузеном в районе р. Чадобец.

В процессе образования юрской угленосной формации Ангаро-Чулымского прогиба климат не оставался постоянным: в различные промежутки времени и на различных участках прогиба он был неодинаковым. Исследования палеоботаников и палинологов — В. А. Вахрамеева (1957а—в, 1960, 1962, 1964), В. Д. Принады (1944, 1962) и других показали, что в среднемезозойское время климат северных районов Азии, к которым относится и Южная Сибирь, был весьма умеренным и влажным. Это подтверждается обилием произраставшей папоротниковой, хвойной и гинкговой растительности, послужившей материалом для накопления торфяников. Однако вертикальная климатическая зональность несомненно обусловливала зональное распределение растительности и сказывалась на составе спорово-пыльцевых комплексов.

Г. Г. Мартинсон считает, что «в средне- и верхнемезозойское время в пониженных частях рельефа, на побережье водоемов, развивалась пышная флора папоротников и хвощей, тогда как на окружавших впадины возвышенностях произрастала хвойно-гинкговая тайга» (Мартинсон, 1961, стр. 287). Такая же растительность произрастала и в Ангаро-Чулымском прогибе. Конечно, между отдельными его частями имелись некоторые климатические различия. Так, юго-восточная часть прогиба, удаленная более чем на 1000 км (а в начальный период и еще больше) от эпиконтинентального морского бассейна седиментации

и имевшая более высокие абсолютные отметки, вероятно, также была заселена хвойной и гинкговой растительностью.

На северо-западе прогиба во время образования четвертой подформации процессы углеобразования резко ослабли, что было вызвано некоторой аридизацией гумидного климата, первые признаки которой запечатлены в осадках третьей подформации на северо-западе Канско-Тасеевской впадины и частично вдоль северной окраины Чулымо-Енисейской впадины. Уже в неокоме внутри Ангарского материка возникла область жаркого засушливого климата (Вахрамеев, 1957а). К. В. Боголепов (1960, 1961), учитывая данные спорово-пыльцевых анализов, считает, что климатические изменения позднеюрского времени фиксируются обеднением видового состава папоротникообразных растений и преобладанием пыльцы хвойных, среди которой обращает на себя внимание присутствие кипарисовых, древних форм благородного кедра и широкое развитие брахифиллума, являющегося одним из характерных компонентов верхнеюрской флоры. Ксероморфный облик брахифиллума позволяет считать, что этот род произрастал в относительно засушливых условиях. Иссушение климата, по мнению К. В. Боголепова, способствовало появлению в позднеюрское время первых представителей субтропических папоротников семейства Schizaeaceae (*Lygodium*). Дальнейшие изменения привели к формированию здесь в неокоме четко выраженного сухого жаркого климата, по-видимому, полупустынного типа. На юго-востоке прогиба изменения в климате произошли значительно позднее, и впервые они здесь ощущаются в самых верхах отложений четвертой подформации.

Различия в климате, палеогеографические и палеотектонические особенности образований юрской угленосной формации сказались на расселении в прогибе (и на его обрамлении) растительности, а также на ее эволюции во времени и пространстве. Рассматривая значение флоры и остатков позвоночных животных при сопоставлении континентальных отложений, Г. Г. Мартинсон пишет, что растительные ассоциации «обычно связаны с различной климатической зональностью, которая особенно сказывается в межгорных впадинах. Длительная местная климатическая стабилизация, характерная для некоторых геологических периодов, вызывала местами и замедление эволюционного процесса в растительном мире, что создавало весьма неоднородную картину в развитии флоры и затрудняло построение стратиграфических схем» (Мартинсон, 1961, стр. 144). Именно это и привело к тому, что на юго-востоке прогиба в особых палеогеографических условиях реликты нижнеюрской флоры продолжали существовать не только в среднеюрское, но и в позднеюрское время.

Отсутствие в юрское и нижнемеловое время в северных районах Азии резкой смены растительных ассоциаций, на что указывают В. А. Вахрамеев (1957а, 1964), В. Д. Принада (1944, 1962) и другие, несомненно определялось в значительной мере длительной стабильностью климатической зональности. Именно она в совокупности с особенностями палеогеографии привела к неравномерному развитию и расселению флоры в пределах Ангаро-Чулымского прогиба. Поэтому нет ничего удивительного в том, что на юго-востоке прогиба в отложениях второй подформации (средняя и верхняя части черемховской свиты) находят остатки растений и спорово-пыльцевые комплексы, характерные для первой подформации юго-западной, северо-западной и центральной частей прогиба (макаровская и переясловская свиты). Ю. П. Деев (1962), Л. Н. Гутова (1963), М. М. Одинцова (1965) и многие другие считают, что отложения этих свит одновозрастные и должны сопоставляться между собою. Эти ошибочные выводы, как уже неоднократно указывалось автором ранее (Тимофеев, 1963 а, б, 1967, 1969), делаются вслед-

ствие полного игнорирования детальных палеогеографических построений, которые в значительной мере определяли особенности расселения и длительности произрастания различной флоры мезофита.

Следует остановиться на сравнении палеоструктурного мезозойского плана Ангаро-Чулымского прогиба с современной орогидрографией Южной Сибири, которая в значительной мере отражает структурное положение последней. Именно для этих целей в первую книгу монографии включена вторая глава «Основные черты рельефа и гидросети Южной Сибири и история их развития» (Тимофеев, 1969). На основе анализа литературного материала в ней было дано орографическое районирование и краткая характеристика рельефа Южной Сибири, приведено описание современной и древней речной сети, рассмотрены общий план рельефа Южной Сибири и основные черты его развития с третичного (точнее, неогенового) времени до наших дней.

Если сравнить две схематические карты Южной Сибири — схему современного орографического районирования (Тимофеев, 1969, фиг. 2) и схематическую карту Ангаро-Чулымского прогиба начального этапа образования юрской угленосной формации из данной книги (см. фиг. 28), где нанесен доюрский рельеф, то можно заметить следующее. В общем плане выявляется больше принципиальных черт сходства, чем второстепенных отличий, если при этом учесть, что современный рельеф и отраженные в нем геологические структуры обновились совсем недавно, всего лишь в конце неогена — начале антропогена. Юго-восточная часть Ангаро-Чулымского прогиба совпадает с Верхнеангарско-Удинской котловиной, которая Верхнеленским наклонным плоскогорьем отделяется от северо-восточной, большей, части Нижнеангарско-Канской котловины. Несколько меньшая часть Нижнеангарско-Канской котловины, располагающаяся юго-западнее р. Уды и примыкающая к Восточному Саяну, отвечает центральной части Ангаро-Чулымского прогиба. Его юго-запад почти полностью соответствует Чулымо-Енисейской котловине, а северо-запад — юго-восточной окраине Западно-Сибирской низменности. Последняя имеет наиболее низкие абсолютные отметки, которые как во внутренние районы Чулымо-Енисейской котловины, так и в сторону Байкала и Центрально-Тунгусского плато с неодинаковой интенсивностью постепенно увеличиваются. Это обусловливает общий уклон современной поверхности Южной Сибири в северо-западном направлении. То же самое наблюдалось и в мезозое в Ангаро-Чулымском прогибе.

Примерно такую же структурно-морфологическую и орографическую конфигурацию имеет Южная Сибирь и в настоящее время. Пониженные пространства Южной Сибири по-прежнему отделяются от Вилюйской низменности плоским Центрально-Тунгусским плато, которое своей центральной частью в какой-то мере унаследовало мезозойское Еремо-Катангское плато. Если вновь обратиться к преднеогеновой истории этого участка Сибирской платформы (см. главу II в первой книге данной монографии, Тимофеев, 1969), то тогда там реки текли на юг, как и в юрское время, причем, по нашему мнению, одни из них поворачивали на юго-запад и запад в пределы Нижнеангарско-Канской котловины и далее к Западно-Сибирской низменности, а другие — на восток по направлению к Вилюйской низменности. Даже неоген-древнечетвертичные поднятия, изменившие течение этих рек в обратном направлении, сохранили за Центрально-Тунгусским плато роль водораздела между Ленским и Енисейским речными бассейнами.

Это хорошо видно как на составленной автором схеме орографического районирования Центральной и Южной Сибири, так и, еще лучше, на схеме геоморфологического строения этих районов (по Г. С. Ганешину и Эпштейну, 1958; см. Тимофеев, 1969, фиг. 2 и 8). По этому плоскому

водоразделу протекает с севера на юг только р. Нижняя Тунгуска, имеющая исключительно небольшие левые притоки, не выходящие за пределы водораздела. Сам же водораздел дренируется, причем только по окраинам, реками, из которых одни спускаются в Нижнеангарско-Канскую котловину, а другие — в Вилюйскую низменность. Таким образом, существование Центрально-Тунгусского плато является следствием продолжающегося воздымания Станового свода, которое приурочивается к внешнему углу, находящемуся примерно на стыке Северо-Байкальского и Патомского нагорий. Это было в палеозое, отчетливо проявилось в мезозое и в настоящее время оказывает решающее влияние на орографические, гидрографические, геоморфологические и геологические особенности развития Центральной и Южной Сибири.

Очевидно, в послеюрское время существование Ангаро-Чулымского прогиба как самостоятельного структурного элемента Южной Сибири еще не закончилось. Его центральная, северо-восточная, юго-восточная и юго-западная части вновь были превращены в крупные аллювиально-дельтовые равнины, но уже в условиях все усиливавшейся аридизации климата. Затем, довольно скоро произошла еще более интенсивная ингрессия эпиконтинентального морского бассейна, захватившая значительную часть прогиба и оставившая по северной окраине Чулымо-Енисейской впадины и в грабене северо-запада Канско-Тасеевской впадины типичные заливно-лагунные прибрежно-мелководные морские осадки с признаками значительной аридизации климата. Вполне допустимо, что в дальнейшем остатки одновозрастных прибрежно-морских осадков красноцветной мергелистой формации неокома будут обнаружены и в более восточных районах прогиба, особенно в его северо-восточном секторе. Но в любой бассейн обломочный материал поступал с суши. Следовательно, в еще более внутренних районах прогиба должны быть встречены (если только они сохранились от размыва) континентальные (аллювиальные, озерные и др.) отложения мелового возраста.

В заключение данной главы следует отметить, что существование на территории Южной Сибири в мезозое Ангаро-Чулымского прогиба отразилось на общем развитии Сибирской платформы и прилегающих регионов. Располагавшийся севернее Сибирской платформы морской бассейн в раннеюрское время ингрессировал в глубь Вилюйского прогиба, благодаря чему он в среднем лейасе достиг района рек Большой и Малой Батуобий (горизонт с *Harpax,* J_1^2d; по Н. Н. Тазихину, 1961), а в верхнем лейасе — нижнего и среднего течения рек Чоны и Вакунайки (горизонт с *Leda,* J_1^3t; по Н. Н. Тазихину, 1961). Затем морской бассейн постепенно стал отступать на север, и эти районы превратились в аллювиальные и аллювиально-дельтовые равнины. В то время, когда море покидало пределы Вилюйского прогиба, оно стало все более распространяться на юг по территории Западно-Сибирской эпипалеозойской платформы. К середине средней юры, как известно, оно своей периферической эпиконтинентальной частью достигло центральных районов Ангаро-Чулымского прогиба. К концу позднеюрского времени эпиконтинентальный морской бассейн проник в центральную и несколько углубился в северо-восточную части Ангаро-Чулымского прогиба. Наличие собственно морского бассейна отчетливо фиксируется по осадкам четвертой подформации на его самом северо-западе. В этом одна из специфических особенностей мезозойского развития Сибирской платформы и смежных с ней регионов.

Вторая особенность состоит в том, что, если Вилюйский прогиб был приурочен к зоне, которая на протяжении длительного времени испытывала преимущественно опускание, то южные районы Сибирской платформы имели обратную тенденцию. Юрские отложения в Вилюйском прогибе имеют практически непрерывное распространение, поскольку

его территория характеризуется продолжающимся устойчивым опусканием. Ангаро-Чулымский прогиб — это весьма характерная черта Южной Сибири. Он и в настоящее время с неодинаковой интенсивностью и различными амплитудами испытывает восходящие движения. Поэтому юрские отложения сохранялись от эрозионного среза только в современных структурных элементах — впадинах.

* * *

Таким образом, в процессе сочетания своеобразных палеотектонических, палеогеографических и климатических условий из минерального и органического вещества возникла юрская аллювиально-озерно-морская угленосная формация. Эта формация, образовавшаяся в пределах Ангаро-Чулымского мезозойского прогиба, имеет четко обособленный во времени и пространстве трансгрессивно построенный разрез и отвечает определенному этапу в истории геологического развития Южной Сибири в мезозое. Последующие тектонические движения постепенно (уже, очевидно, в третичное и последующее время) разобщили некогда единое поле юрских угленосных отложений на ряд частей, наиболее крупными из которых в настоящее время являются Иркутский и Канско-Ачинский угольные бассейны. Проблематично по аналогии с Иркутским угольным бассейном может быть выделен Среднеангарский угольный бассейн. Его угленосность будет связана исключительно с аллювиально-озерно-болотными и озерно-болотными обстановками долины Пра-Тунгуски в районах развития возвышенностей доюрского рельефа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Угленосные формации, как и любые осадочные формации, есть геологические тела. Они являются результатом накопления минерального и органического вещества в определенных взаимосвязанных палеотектонических, палеогеографических и палеоклиматических условиях. Познание каждого из этих факторов и должная оценка их роли в природных процессах, протекавших на тех или иных участках земной коры,— одна из основных задач геологической науки вообще и угольной геологии в частности.

В обеих книгах данного монографического исследования автор на примере детального литолого-фациального изучения юрских угленосных отложений, имеющих широкое (хотя в настоящее время и прерывистое) распространение на огромных пространствах Южной Сибири, стремился показать значение генезиса пород при формационном анализе для решения теоретических и региональных вопросов геологии. В двух книгах данной монографии в целом освещается большое число вопросов, которые могут быть сгруппированы в три основные проблемы, включающие методико-теоретическое и региональное направление данного исследования.

Первая проблема имеет тектонический аспект. Южная Сибирь, которая относится к «вечно» относительно воздымающемуся крупному региону, характеризуется не только большим количеством положительных структур, но также и множеством крупных и мелких отрицательных — впадин, которые выделяются и очерчиваются в основном по контурам современного распространения юрских отложений. От правильного определения времени возникновения этих впадин зависит объективное истолкование истории развития Южной Сибири, а следовательно и выяснение многих теоретических вопросов и решение практических задач. Автором показано, что современные контуры распространения юры в данном регионе обусловлены эрозионным срезом. Это остатки некогда сплошного их распространения на огромной территории Ангаро-Чулымского мезозойского прогиба, имевшего очень сложно построенное и неодинаково развивавшееся гетерогенное основание. Юрские отложения на территории Южной Сибири в настоящее время сохранились в виде крупных «пятен» только в наложенных впадинах, которые в большинстве своем унаследовали некоторые, в той или иной мере обновленные элементы более древнего структурного плана. Однако это не значит, что Ангаро-Чулымский прогиб в процессе своего становления имел однородный тектонический режим, что его погружение и поднятие окружавших прогиб возвышенных пространств протекало непрерывно и что его отдельные участки развивались одинаково. Возникновение Ангаро-Чулымского прогиба и воздымание Саяно-Байкальского свода — весьма сложный процесс тектонического развития территории Южной

Сибири и прилегающих к нему участков смежных регионов, в результате которого возникло геологическое тело — юрская аллювиально-озерно-морская угленосная формация.

Вторая проблема имеет стратиграфический аспект. В настоящее время в результате огромного объема геологоразведочных работ и тематических исследований накапливается все больше и больше фактического материала по юрским отложениям. В совокупности с палеонтологическими данными он является той основой, которая необходима для разработки единых стратиграфических и корреляционных схем юрских отложений Южной Сибири. К сожалению, до сих пор нет таких общепризнанных схем; имеющиеся уже устарели, а новые варианты предлагаются различными исследователями без серьезного рассмотрения особенностей генезиса юрских отложений. Необоснованное утверждение, что там, где нет морской фауны, нет и морских отложений, несомненно препятствует правильному решению этих вопросов. Автор, основываясь на широком комплексе признаков, дал палеогеографические обоснования развития флоры мезофита на территории Южной Сибири (с выделением ботанико-географических подпровинций) и исходя из этого уточнил возраст юрских отложений Иркутского угольного бассейна и предложил новую корреляционную схему этих отложений для Южной Сибири в целом.

Третья проблема имеет вещественный аспект — непосредственное отношение к познанию природы концентрированного (в виде угольных пластов) органического вещества. Последнее составляет существенную черту угленосных формаций, которые прежде всего этим резко отличаются от множества остальных терригенных формаций.

Данная проблема может быть подразделена на две части. Первая часть касается изучения самого органического вещества. До недавних пор органическое вещество угольных пластов изучалось изолированно от всего комплекса вмещающих угленосные формации отложений, из-за чего основные вопросы генезиса углей долгое время оставались нерешенными. Автор ставил своей задачей показать взаимосвязь между осадко- и угленакоплением в различных палеотектонических и палеогеографических обстановках и уточнить принципы построения генетической классификации гумусовых углей, которые впервые были разработаны на примере угленосной формации карбона Донбасса.

Вторая составная часть этой проблемы включает задачи, связанные с выяснением зон концентрации и локализации органического вещества, которые в зависимости от последующего тектонического развития образуют отдельные месторождения угля или целые угольные бассейны. В теле юрской угленосной формации Южной Сибири автором установлено два типа накопления и локализации органического гумусового вещества. Первый тип — это торфяные болота речных долин, связанные с эрозионно-тектоническими возвышенностями доюрского рельефа. Сюда относятся все основные промышленные месторождения Иркутского и нижнеюрские месторождения Канско-Ачинского угольных бассейнов. Второй тип торфяных болот связан с наземными дельтами крупных рек — Пра-Ангары, Пра-Чулыма и, очевидно, Пра-Тунгуски Ангаро-Чулымского прогиба. Здесь в силу существования особых палеотектонических и палеогеографических обстановок, характеризовавших переломный момент в накоплении осадков в прогибе и его развитии (середина средней юры), возникли мощные (до 50—85 *м*) угольные пласты, составляющие основу Канско-Ачинского угольного бассейна.

Своеобразным типом накопления органического вещества являются осадки сапропелевых озер. Возникшие из них сапропелево-гумусовые, гумусово-сапропелевые и сапропелевые угли принимают незначительное участие в строении разрезов формации Канско-Ачинского и Иркутско-

го угольных бассейнов. Угли данного типа автор не изучал, поэтому вопросы их генезиса и распределения в разрезе и на площади формации Ангаро-Чулымского прогиба рассмотрены менее детально, чем гумусовые угли.

Выявленные закономерности приуроченности концентрированного органического вещества (в процессе его неодинакового преобразования в торфогенном слое) к определенным палеотектоническим и палеогеографическим обстановкам, а также неодинаковые типы максимальной локализации торфяных залежей в определенных частях болотных ландшафтов являются основой для научно обоснованного прогноза морфологии угольных месторождений и качественной характеристики их углей.

Установление угленосных формаций — это конечный результат исследований соответствующих отложений, которые после этого получают свои временные и пространственные параметры. Именно путем комплексного детального литолого-фациального изучения и формационного анализа удалось раскрыть многие внутренние связи природных явлений, протекавших в мезозое на территории Южной Сибири. Поэтому автор будет удовлетворен, если данное исследование послужит некоторым вкладом в общее дело создания единого учения о геологических осадочных формациях.

ЛИТЕРАТУРА

Архангельский А. Д. 1923. Введение в изучение геологии Европейской России, ч. I. М.— Пг., Госиздат.

Архангельский А. Д. 1932. Геологическое строение СССР. Европейская и Средне-Азиатская части. М.— Л., Гос. науч.-техн. геол.-развед. изд-во.

Безулуцков Ф. С., Гурова Т. И., Коробейникова Л. И. и др. 1957. Литология мезозоя и кайнозоя Западно-Сибирской низменности. М., Гостоптехиздат.

Белоусов В. В. 1938. Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования, ч. I.— Труды Центр. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 108.

Белоусов В. В. 1939. Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования, ч. 2.— Труды Центр. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 121.

Белоусов В. В. 1944. Фации и мощности осадочных толщ Европейской части СССР.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 76, геол. серия (№ 23).

Белоусов В. В. 1948. Общая геотектоника. М.— Л., Госгеолиздат.

Белоусов В. В. 1954. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат.

Блюм И. А., Душина Т. К., Семенова. Т. В., Щерба И. Я. 1961. Определение бора с кристаллическим фиолетовым.— Заводская лаборатория, 27, № 6.

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.

Боголюбова Л. И., Яблоков В. С. 1951. Генетические типы углей среднего карбона юго-западной части Донбасса.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6.

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.

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.

Васильев П. В. 1950. Палеогеографические условия формирования угленосных отложений нижнего карбона Западного склона Урала. М., Углетехиздат.

Вассоевич Н. Б. 1948. Эволюция представлений о геологических фациях. В кн. «Литологический сборник» (доклады, прочитанные на заседаниях литологического кружка НИТО при ВНИГРИ с ноября 1945 по май 1946 г.), вып. 1. Л., Гостоптехиздат.

Вассоевич Н. Б. 1951. Условия образования флиша. Л., Гостоптехиздат.

Вахрамеев В. А. 1957а. Ботанико-географическая и климатическая зональность на территории Евразии в юрское и меловое время. В кн. «Вопросы палеогеографии и биостратиграфии». Л., 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 Междуведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири, 1956 г.» М., 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-гео-

графических областей. В кн. «Доклады советских геологов к I Международному коллоквиуму по юрской системе». Тбилиси, Изд-во АН Грузинск. ССР.
Вахрамеев В. А. 1964. Юрские и раннемеловые флоры Евразии и палеофлористические провинции этого времени.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 102.
Великовская Е. М. 1936. Юрские угленосные отложения Енисейского кряжа.— Труды Всес. науч.-исслед. ин-та мин. сырья, вып. 3. Бокситы, т. I, ч. 2.
Ганешин Г. С., Эпштейн С. В. 1958. Схема геоморфологического строения СССР. М-б 1 : 15 000 000. Прил. к кн. «Геологическое строение СССР», т. I. Стратиграфия. М., Госгеолтехиздат.
Геологическая карта Енисейско-Саянской складчатой области. 1965. М-б 1 : 1 000 000. Гл. ред. акад. А. Л. Яншин. М.
Геология СССР, т. 7. Донецкий бассейн. М., Госгеолтехиздат, 1944.
Гинзбург А. И. 1964. К вопросу о генетической классификации гумусовых углей.— Изв. АН СССР, серия геол., № 7.
Головкинский Н. А. 1868. О пермской формации в центральной части Камско-Волжского бассейна. СПб.
Гольдшмидт В. М., Петерс К. К. 1938. К геохимии бора. В сб. «Геохимия редких элементов». ГОНТИ.
Гуляева Л. А., Лыгалова В. Н. 1965. Бор в нижнемеловых отложениях Зея-Буреинской впадины. В сб. «Микроэлементы в каустобиолитах и осадочных породах». М., изд-во «Наука».
Гутова Л. Н. 1963. К стратиграфии юрских отложений Иркутского угленосного бассейна.— Труды Ин-та земной коры СО АН СССР, вып. 15.
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, угольн. серия (№ 2).
Давыдова Т. Н., Гольдштейн Ц. Л. 1949. Литологические исследования в Буреинском бассейне. М., Госгеолиздат.
Деев Ю. П. 1957. Стратиграфический разрез юрских отложений Иркутского угленосного бассейна. В кн. «Труды Междуведомственного 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. 1. Геологическое описание». М., Госгеолтехиздат.
Ергольская З. В., Яворский В. И. 1938. О значении углепетрографических исследований для составления геолого-химических карт угольных бассейнов.— Горн. ж., № 5.
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. 1935а. К вопросу о классификации бурых углей.— Химия твердого топлива, 6, вып. 10.
Жемчужников Ю. А. 1935б. Общая геология каустобиолитов. Л., ОНТИ.
Жемчужников Ю. А. 1947. Циклическое строение угленосных толщ, периодичность осадконакопления и методы их изучения.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 90, угольн. серия (№ 2).
Жемчужников Ю. А. 1948а. К вопросу о современном состоянии актуалистического метода в литологии. В кн. «Литологический сборник» (доклады, прочитанные на заседаниях литологического кружка НИТО при ВНИГРИ с ноября 1945 по май 1946 г.), вып. 1. М., Гостоптехиздат.
Жемчужников Ю. А. 1948б. Общая геология ископаемых углей. Изд. 2-е. М., Углетехиздат.
Жемчужников Ю. А. 1948в. Раннеюрский тип угленакопления.— Зап. Ленингр. гор. ин-та, 22.
Жемчужников Ю. А. 1948г. Что такое фация? В кн. «Литологический сборник» (доклады, прочитанные на заседаниях литологического кружка НИТО при ВНИГРИ с ноября 1945 по май 1946 г.), вып. 1. Л., Гостоптехиздат.
Жемчужников Ю. А. 1951. Угленосная толща и методика ее изучения.— Зап. Ленингр. горн. ин-та. 25, вып. 2.
Жемчужников Ю. А. 1953. К вопросу о типах угленосных бассейнов (по поводу статьи А. С. Хоментовского).— Зап. Ленингр. горн. ин-та, 29, 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., Гинзбург А. И. 1960. Основы петрологии углей. М., Изд-во АН СССР.
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.
Зайцев Н. С. 1954. О тектонике южной части Сибирской платформы. В кн. «Вопросы геологии Азии», т. 1. М., Изд-во АН СССР.
Зайцев Н. С. 1963. 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».
Звонарев И. Н. 1962. К вопросу о корреляции разрезов угленосных отложений мезо-кайнозоя Западной Сибири. В кн. «Материалы Сибирской тематической комиссии по истории угленакопления», вып. 2. Новосибирск, изд-во СО АН СССР.
Иванов Г. А. 1938. Каустобиолиты. Курс месторождений полезных ископаемых. М.— Л., ОНТИ.
Иванов Г. А. 1939. Образование различных типов угленосных отложений в зависимости от накопления их в геосинклинальных и на континентальных платформах. В кн. «Труды XVII сессии Международного геологического конгресса, 1937 г.», т. 1, М., ОНТИ.
Иванов Г. А. 1946. Каустобиолиты. Курс месторождений полезных ископаемых. Изд. 2-е, ч. 4. Л., Гостоптехиздат.
Иванов Г. А. 1955. К вопросу о генетической классификации угленосных отложений и бассейнов. В кн. «Второе Угольное геологическое совещание при Лаборатории геологии угля АН СССР». Тезисы докладов. Л., Изд-во АН СССР.
Иванов Г. А. 1957. Закономерности строения, образования и изменения угленосных отложений (формаций). Автореф. докт. дисс. Ленинград.
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.
История угленакопления в Печорском бассейне. 1965. М.— Л., изд-во «Наука».
Казаринов В. П. 1955. Континентальные осадочные формации Западной Сибири. В кн. «Материалы Новосибирской конференции по учению о геологических формациях», т. 1. Новосибирск.
Казаринов В. П. 1958а. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М., Гостоптехиздат.
Казаринов В. П. 1958б. Формации мезозоя и кайнозоя Западно-Сибирской низменности в связи с поисками нефти и газа.— Сов. геол., № 12.
Казаринов В. П., Бгатов В. И., Гурова Т. И., Казанский Ю. П. 1964. Теоретические основы литолого-формационного анализа. В кн. «Литолого-формационный метод». Тезисы докладов. Комиссия по осадочным породам при Отделении наук о Земле. М., Изд-во АН СССР.
Кашик С. А. 1962. Новые данные о юрских конгломератах юго-восточной части Иркутского угленосного бассейна.— Геол. и геофиз., № 12.
Кейт М. Л., Дегенс Э. Т. 1961. Геохимические индикаторы морских и пресноводных осадков. В сб. «Геохимические исследования». М., изд-во иностр. лит-ры.
Келлер Б. М. 1949. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинории на Южном Урале и сходные с ней образования.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 104, геол. серия (№ 34).
Келлер Б. М. 1950. Стратиграфические подразделения.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
Келлер Б. М. 1955. Генетические ряды формаций на примерах Урала и Кавказа. В кн. «Материалы Новосибирской конференции по учению о геологических формациях», т. 1. Новосибирск.
Ковалевский Е. П. 1827. Опыт геогностических исследований в Донецком горном кряже.— Горн. ж., ч. 2, кн. 4.
Ковалевский Е. П. 1829. Геогностическое обозрение Донецкого горного кряжа.— Горн. ж., ч. 1, кн. 1, 2, 3.
Коновалов Г. С. 1959. Вынос микроэлементов главнейшими реками СССР.— Докл. АН СССР, **129**, № 4.
Копорулин В. И. 1966. Вещественный состав, фации и условия формирования угленосной толщи центральной части Иркутского бассейна.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 160.
Копорулин В. И., Тимофеев П. П. 1962. Главнейшие терригенно-минеральные ассоциации пород угленосной толщи Иркутского бассейна.— Докл. АН СССР, **146**, № 2.
Коровин М. К. 1955. Учение о геологических формациях и его теоретическое и практическое значение. В кн. «Материалы Новосибирской конференции по учению о геологических формациях», т. 1. Новосибирск,
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 верх-

непалеозойские отложения. Западного Верхоянья и Вилюйской впадины.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 34.
Крашенинников Г. Ф. 1957. Условия накопления угленосных формаций СССР. М., изд-во Моск. ун-та.
Кузнецов Ю. А. 1955. Петрография и учение о формациях. В кн. «Материалы Новосибирской конференции по учению о геологических формациях», т. 1. Новосибирск.
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.
Леонов Г. П. 1953. К вопросу о принципах и критериях регионально-стратиграфического расчленения осадочных образований. В кн. «Памяти проф. А. Н. Мазаровича». М., изд-во Моск. об-ва испыт. природы.
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.-исслед. геол. ин-та, вып. 7. Мат-лы по геол. Сиб. платформы, вып. 1.
Матвеев А. К. 1947. Основные закономерности распространения углей в СССР и теоретические обоснования закономерностей изменения их свойств.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 90, угольная серия, № 2.
Матвеев А. К. 1960. Геология угольных месторождений СССР. М., Госгортехиздат.
Международный толковый словарь по петрологии углей. Изд. 2-е. М., изд-во «Наука», 1965.
Моцерелия А. В. 1954. Преобразование Колхиды. Изд-во АН СССР.
Наливкин Д. В. 1955—1956. Учение о фациях, т. 1—2. М.— Л., изд-во АН СССР.
Назаренко В. А. 1937. Содержание ванадия, бериллия и бора в золах некоторых каменных углей.— Труды Биогеохим. лабор. АН СССР, вып. 4.
Наумова С. Н. 1940. Генетическая классификация углей Подмосковного бассейна.— Труды Всес. ин-та мин. сырья, вып. 150.
Никифорова К. В. 1960. Кайнозой Голодной степи Центрального Казахстана.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 45.
Никифорова К. В., Ренгартен Н. В., Константинова Н. А. 1965. Антропогеновые формации юга Европейской части СССР.— Бюлл. Комисс. по изуч. четвертич. периода АН СССР, № 30.
Одинцов М. М. 1938. К геологии месторождений каолинов и огнеупорных глин Усольского района Иркутской области.— Сов. геол., 8, № 11.
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. 1958. К геологии юго-западной окраины Сибирской платформы.— Труды Иркутск. ун-та, 14, вып. 2.
Одинцов М. М. 1962. Общий очерк геологии мезозойских отложений. В кн. «Геология СССР, т. 17. Иркутская область, часть 1. Геологическое описание». М., Госгеолтехиздат.
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 мезо-кайнозойских отложений Восточной Сибири». Иркутск.
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.
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», 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. 1948. Сравнительная тектоника мезо-кайнозойских структур Восточной Сибири и Великого Рифта Африки и Аравии.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
Пейве А. В. 1948. Типы и развитие палеозойских структур Урало-Тяньшанской геосинклинальной области.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6.

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».
Плотникова М. И., Равский Э. И. 1962. Юрские отложения юго-восточной окраины Тунгусского бассейна. В кн. «Геология СССР, т, 17. Иркутская область, ч. 1. Геологическое описание». М., Госгеолтехиздат.
Погребицкий Е. О. 1933. Сера в углях Донецкого бассейна.— Пробл. сов. геол., № 5.
Поделько Е. Я. 1965а. Бор в верхнемезозойских битуминозных отложениях Боргойской и Ононской впадин Забайкалья. В сб. «Микроэлементы в каустобиолитах и осадочных пород», М., изд-во «Наука».
Поделько Е. Я. 1965б. Бор в углях Забайкалья. В сб. «Микроэлементы в каустобиолитах и осадочных породах». М., изд-во «Наука».
Попов В. И. 1937. О литологическом изучении осадочных формаций Узбекистана.— Соц. наука и техн., № 8.
Попов В. И. 1940. Геологические условия формирования кайнозойских молосс Ферганы. В кн. «Материалы к литологии кайнозойских формаций Ферганы». Ташкент.
Попов В. И. 1947а. О поступательно-периодическом (стадийном) развитии фациально-ландшафтных поясов. В кн. «Научная сессия Академии наук УзССР, 9—14 июня 1947». Ташкент.
Попов В. И. 1947б. Очерки литологии (учение о геологических формациях). Изв. АН УзССР, геол., № 2.
Попов В. И. 1948а. Краткая регионально-литологическая характеристика верхнегобийских кайнозойских молассовых формаций Средней Азии.— Труды Ин-та геол. АН УзССР, вып. 1.
Попов В. И. 1948б. Очерки литологии (учение о литологических формациях).— Труды Ин-та геол. АН УзССР, вып. 2.
Попов В. И. 1951. Некоторые основные определения и положения учения о формациях.— Изв. АН УзССР, № 2.
Попов В. И. 1952. Состояние и задачи учения об осадочных формациях. В кн. «Совещание по осадочным породам», вып. 1. М., Изд-во АН СССР.
Попов В. И. 1954. Литология кайнозойских молосс Средней Азии, ч. 1. Ташкент.
Попов В. И. 1955. Определение формационных единиц и их положения в основном ряду вещественных геологических образований. В кн. «Материалы Новосибирской конференции по учению о геологических формациях», т. 1. Новосибирск.
Пояркова З. Н. 1961. Чулымская опорная скважина (Томская область).— Труды Всес. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 183.
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. М.— Л., Гостоптехиздат.
Ронов А. Б., Хаин В. Е. 1954. Девонские литологические формации мира.— Сов. геол., сб. 41.
Ронов А. Б., Хаин В. Е. 1956а. Каменноугольные литологические формации мира.— Сов. геол., сб. 48.
Ронов А. Б., Хаин В. Е. 1956б. Пермские литологические формации мира.— Сов. геол., сб. 54.
Рухин Л. Б. 1952. Тектонические типы осадочных пород. В кн. «Совещание по осадочным породам», вып. 1. М., Изд-во АН СССР.
Рухин Л. Б. 1953. Основы литологии. Учение об осадочных породах. М., Гостоптехиздат.
Рухин Л. Б. 1955. Переходные формации. В кн. «Материалы Новосибирской конференции по учению о геологических формациях», т. 1, Новосибирск.
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.
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.
Самойлов И. В. 1952. Устья рек. М., Географгиз.
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».
Сауков А. А. 1965. Геохимия. М., изд-во «Наука».
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.

Сендерзон Э. М. 1955. К вопросу о содержании и принципах выделения формаций в условиях Кузбасса. В кн. «Материалы Новосибирской конференции по учению о геологических формациях», т. 1. Новосибирск.
Страхов Н. М. 1946. Историко-геологические типы осадконакопления.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
Страхов Н. М. 1947. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 73, геол. серия (№ 22).
Страхов Н. М. 1948. Основы исторической геологии. М., Госгеолиздат.
Страхов Н. М. 1956а. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород. Ст. 1.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
Страхов Н. М. 1956б. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород. Ст. 2.— Изв. АН СССР, серия геол., № 8.
Страхов Н. М. 1960—1962. Основы теории литогенеза, т. 1—3. М., Изд-во АН СССР.
Страхов Н. М. 1963. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат.
Страхов Н. М. 1965. Проблемы осадочного породообразования в освещении В. П. Казаринова.— Литол. и полезн. ископ., № 6.
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. Всес. науч.-исслед. геол. ин-т.
Тазихин Н. Н. 1959в. Юрские отложения бассейна р. Большой Батуобии.— 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**.
Тимофеев П. П. 1952. К вопросу о связи генетических типов углей с обстановками осадконакопления.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
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. 1959. Континентальные отложения.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 15, ч. 1.
Тимофеев П. П. 1960. 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. Автореф. докт. дисс. М., Геол. ин-т АН СССР.
Тимофеев П. П. 1969. Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 197.
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: «Cinquiemè 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 USSR. In: «Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen. Bd. 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., Яблоков В. С. 1962. Принципы построения генетической классификации гумусовых углей.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2.

Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И., Яблоков В С. 1964. Некоторые вопросы генетической классификации и терминологии гумусовых углей.— Изв. АН СССР, серия геол., № 7.

Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И., Миессерова Л. В., Федоровская Н. П. 1967. Особенности распределения бора в юрских углях Ангаро-Чулымского прогиба в зависимости от палеогеографических обстановок осадко- и торфонакопления.— Химия твердого топлива, № 5.

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, N 4.

Туголесов Д. А. 1952. К тектонике юго-восточной части Сибирской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2.

Усов М. А. 1933. Формации месторождений полезных ископаемых Салаира.— Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста, № 4.

Усов М. А. 1936. Общий очерк геологической истории и полезных ископаемых Салаирского кряжа. В сб. «Салаир». Новосибирск.

Усов М. А. 1945. Фации и формации горных пород. В кн. «Вопросы геологии Сибири. Сборник памяти акад. М. А. Усова», т. 1. Новосибирск, М.— Л., 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.

Хаин В. Е. 1950. О некоторых основных понятиях в учении о фациях и формациях.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 25, вып. 6.

Хаин В. Е. 1954. Геотектонические основы поисков нефти. Баку, Азнефтеиздат.

Хаин В. Е. 1958. Некоторые философские вопросы современной геологии.— Науч. докл. высшей школы, Философ. науки, № 2.

Халфин Л. Л. 1948. Фации и стратиграфия девонских отложений Горного Алтая.— Изв. Томск. политехн. ин-та, 65, вып. 1.

Халфин Л. Л. 1955. О некоторых вопросах региональной стратиграфии. В кн. «Материалы Новосибирской конференции по учению о геологических формациях», т. 1. Новосибирск.

Хворова И. В. 1953. История развития средне- и верхнекаменноугольного моря западной части Московской синеклизы.— Труды Палеонтол. ин-та АН СССР, 43, кн. 2.

Хворова И. В. 1960. Флишевая и нижняя молассовая формации Южного Урала.— Изв. Высших уч. завед., Геол. и разведка, № 2.

Хворова И. В. 1961. Флишевая и нижняя молассовая формации Южного Урала.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 37.

Хворова И. В. 1963. Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 81.

Хворова И. В., Ильинская М. Н. 1963. Сравнительная характеристика двух вулканогенно-осадочных формаций Южного Урала.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 81.

Херасков Н. П. 1951. Геология и генезис Восточно-Башкирских марганцевых месторождений. В кн. «Вопросы литологии и стратиграфии СССР. Памяти акад. А. Д. Архангельского». М., Изд-во АН СССР.

Херасков Н. П. 1952. Геологические формации (опыт определения).— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 27, вып. 5.

Херасков Н. П. 1963. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 91.

Чернышев Ф. Н., Лутугин Л. И. 1897. Донецкий бассейн.— Изв. Об-ва горн. инж., № 11, 12.
Шанцер Е. В. 1966. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 161.
Шатский Н. С. 1939. О развитии земной коры. Тезисы доклада.— Сов. геол., 9, № 8.
Шатский Н. С. 1945. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала.— Мат-лы к познанию геол. строения СССР, вып. 2—6. М., Изд-во Моск. об-ва испыт. природы.
Шатский Н. С. 1954. О марганценосных формациях и о металлогении марганца. Ст. 1. Вулканогенно-осадочные марганценосные формации.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
Шатский Н. С. 1955. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. В кн. «Совещание по осадочным породам», вып. 2. М., Изд-во АН СССР.
Шатский Н. С. 1960. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
Шатский Н. С. 1965а. О геологических формациях. Избр. труды, т. 3. Доклад на 10-й студенческой конференции МГРИ, 22 марта 1954 г. М., Изд-во АН СССР.
Шатский Н. С. 1965б. Осадочные формации. Избр. труды, т. 3. Стенограмма доклада на второй сессии Комиссии по проблеме «Закономерности размещения осадочных полезных ископаемых» 5 февраля 1959 г. М., Изд-во АН СССР.
Шатский Н. С. 1965в. Формационный метод выяснения закономерностей распределения осадочных минеральных концентраций в земной коре. Избр. труды, т. 3. Раздел, написанный в 1954 г. для научного обоснования исследований по проблеме «Закономерности размещения полезных ископаемых в земной коре как основа для их прогноза на территории СССР». М., Изд-во АН СССР.
Шатский Н. С., Вебер В. В. 1931. Миоцен юго-восточного окончания Кавказа.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 9, вып. 3—4.
Шатский Н. С., Косыгин Ю. А., Пейве А. В. и др. 1951. К вопросу о периодичности осадкообразования и о методе актуализма в геологии. В кн. «К вопросу о состоянии науки об осадочных породах». М., Изд-во АН СССР.
Щербаков В. Н. 1958. О генезисе сухарных глин Иркутского бассейна.— Труды Вост.-Сиб. фил. АН СССР, серия геол., вып. 14.
Яншин А. Л. 1965. Тектоническое строение Евразии.— Геотектоника, № 5.
Ernst W. 1963. Diagnose der Salinitätsfazies mit Hilfe des Bors. Fortschr. Geol. Rheinld. und Westf., N 10. Krefeld.
Ernst W., Krejči-Graf K., Werner H. 1958. Parallelisierung von Leithorizonten im Ruhrkarbon mit Hilfe des Bor-Gehalt. Geoch. Cosmochim. Acta, № 14.
Fisk H. N. 1960. Recent Mississippi River sedimentation and peat accumulation. Quatrième congrès pour l'avancement des études de stratigraphie et de géologie du carbonifère. Tome I.
Goldschmidt W. M. 1932. Geochemische-Leit-Elemente. Naturwissenschaften.
Harder H. 1963. Inwieweit ist das Bor ein marines Leitelement? — Fortschr. Geol. Rheinld. und Westf., № 10, Krefeld.
International Handbook of Coal Petrography. Second Edition. Centre National de la Recherche scientifique. Paris, 1963.
Kear D., Ross J. B. 1961. Boron in New Zealand coal aches.— New Zeal. J. of Sci. and Technol., 4, № 2.
Newberry J. S. 1872. Circles of deposition in American sedimentary rocks.— Proc. Amer. Adv. Sci., 22.
Porrenga D. H. 1963. Bor in Cedimenten als Indiz für den Salinitätsgrad.— Fortschr. Geol. Rheinl. und Westf., № 10, Krefeld.

Таблица 1

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, с 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 прерывистоволнистой слоистостью	АПП-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	
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				
Алевролиты, песчаник мелкозернистый, иногда аргиллит, с нарушенными текстурами и обилием обугленных растительных остатков	АПВ-3				

Таблица II

Литогенетические типы и фации делювиально-пролювиальных отложений (Д + П)

Литогенетический тип		Фация		Макрофация
Название	Индекс	Индекс	Название	
Конгломерато- и гравелитобрекчии, 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)	

Таблица III

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				

Таблица III (продолжение)

Литогенетический тип		Фация			Макрофация
Название	Индекс	Индекс	Условия седиментации	Название	
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	Отложений заболачивающихся речных долин, аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин (почвы и подпочвы) — ОП
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 слабоволнистой слоистостью, обилием обугленных обрывков растений, часто с листовой флорой хорошей сохранности	ОВП-1	ОВП	Условия озерных водоемов, участками зарастающих, проточных или застойных, а также заливающихся торфяных болот и сапропелевых озер речных долин и побережья эпиконтинентального морского бассейна	Глинисто-алевритовых осадков полуизолированных прибрежных частей озерных водоемов	Отложений озерных водоемов речных долин, аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин — ОВ
Алевролиты с горизонтальной, часто прерывистоволнистой и линзовидной слоистостью, обилием обугленного детрита, редко с листовой флорой хорошей сохранности	ОВП-2				
Алевролит крупнозернистый, песчаник мелкозернистый, с горизонтальной и горизонтальной волнистой слоистостью, обрывками растений и детритом, часто их переслаивание	ОВМ-1	ОВМ		Песчаных осадков открытого мелководья озерных водоемов (отложения малых аккумулятивных форм — дельт, подводных валов, гряд и т. п.)	

Таблица III (окончание)

Литогенетический тип		Фация			Макрофация
Название	Индекс	Индекс	Условия седиментации	Название	
Песчаник мелко- и среднезернистый, с мелкой косой штриховатой и косоволнистой, участками с горизонтальной прерывистоволнистой слоистостью, обилием обрывков растений и детрита	ОВМ-2	ОВМ	Условия озерных 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 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				

Таблица IV

Генетические типы и фации телинитовых углей (ТП)

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	Слабопроточное	Осадков подвижного, периодически обводненного слабо проточного лесного торфяного болота	Отложений подвижных торфяных болот — ТП
		Семигелифюзинито-теленитовый	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	
		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	

Таблица V

Генетические типы и фации посттелинитовых углей (ТОП)

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						

Таблица VI

Генетические типы и фации преколлинитовых углей (ТОУ)

Генетическая подгруппа		Генетический тип		Фация					Макрофация
					Условия седиментации				
Название	Индекс	Название	Индекс	Инде	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						

Таблица VII

Генетические типы и фации коллинитовых углей (ТУ)

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 прочное	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						

Таблица VIII

Генетические типы и фации лейптинитовых углей (ТВУ)

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		Осадков весьма устойчивого, сильно обводненного застойного торфяного болота	
		Кутинито-коллинитовый *	ТВУ-4б						

* Данный тип угля в эту подгруппу включен условно.

Таблица IX

Генетические типы и фации углей сапропелевых озер (С)

Генетическая подгруппа		Генетический тип		Фация				Макрофация
					Условия седиментации			
Название	Индекс	Название	Индекс	Индекс	Химизм среды озер	Степень подвижности водной среды озер	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 сапро-коллинитом (богхед)	СЦ-2					
		Сапро-коллинитовый (сапроколлит)	СЦ-3					

Таблица X

Литогенетические типы и фации отложений эпиконтинентального морского бассейна (Б)

Литогенетический тип		Фация			Макрофация
Название	Индекс	Индекс	Условия седиментации	Название	
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 междудельтовых 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, участками линзовидной 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 слабоволнистой 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				
Аргиллит, алевролит мелкозернистый, темно-серый, с горизонтальной слоистостью, известковистые, с растительным детритом и многочисленной фауной	БПК-1	БПК		Глинисто-карбонатных осадков прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна, в том числе заливов и лагун	

Таблица X (продолжение)

Литогенетический тип		Фация			Макрофация
Название	Индекс	Индекс	Условия седиментации	Название	
Аргиллит, алевролиты, серые и зеленовато-серые, со слабо выраженной горизонтальной слоистостью, остроугольно-раковистым изломом, известковистые, с растительным детритом	БПК-2	БПК	Условия прибрежного, часто полуизолированного, участками застойного мелководья, преимущественно междудельтовых 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, 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	Переслаивания 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				
Песчаник средне- и крупнозернистый, иногда мелкозернистый, с косой крупной, иногда мелкой, в основном однонаправленной выклинивающейся и взаимосрезающейся сходящейся слоистостью	БМБ-1	БМБ		Песчаных осадков сильно подвижного мелководья эпиконтинентального морского бассейна (отложения аккумулятивных форм — баров, подводных валов, кос, пересыпей)	
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	БМБ-2				

Таблица X (окончание)

Литогенетический тип		Фация			Макрофация
Название	Индекс	Индекс	Условия седиментации	Название	
Аргиллит, алевролиты, с горизонтальной слоистостью и мелкой фауной, часто известковистые	БУТ-1	БУТ	Условия спокойной седиментации в удаленных от побережья участках эпиконтинентального морского бассейна	Алеврито-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-алеврито-глинистых осадков прибрежного застойного, возможно временами и 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 скрытогоризонтальнослоистые, 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				
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		Песчано-алеврито-глинистых осадков прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна, в том числе заливов и лагун, с признаками аридизации климата	
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 слабо выраженной горизонтальной, горизонтальной волнистой и линзовидной слоистостью, подчеркнутой карбонатным материалом, иногда образующим переслаивание	БАО-2				

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 5

Глава I. *Основы формационного анализа угленосных отложений* 7

Общие замечания 7

К вопросу о состоянии учения о геологических осадочных формациях . . 8

Методические замечания к формационному анализу угленосных отложений 13

Глава II. **Типы циклов и циклическое строение разреза** 21

Общие замечания 21

Типы циклов и их морфологические разновидности 22

Континентальные типы циклов 22

Континентально-морские типы циклов 30

Морские типы циклов 34

Циклическое строение разреза 37

Глава III. **Строение разреза юрской угленосной формации Ангаро-Чулымского прогиба** 41

Общие замечания 41

Литолого-фациальная характеристика отложений угленосной формации . . 43

Аллювиально-озерно-болотная слабоугленосная подформация 44

Аллювиально-озерно-болотная угленосная подформация 51

Аллювиально-озерно-прибрежно-морская слабоугленосная подформация 57

Аллювиально-прибрежно-морская углисто-карбонатная подформация . 62

Общая схема строения юрской аллювиально-озерно-морской угленосной формации Ангаро-Чулымского прогиба 65

Глава IV. **Палеогеография юрской угленосной формации Ангаро-Чулымского прогиба** 73

Общие замечания 73

Условия накопления осадков юрской угленосной формации 74

Особенности накопления осадков в некоторых ландшафтных зонах Ангаро-Чулымского прогиба 107

Аллювиально-дельтовые равнины 108

Торфяные болота 114

Эпиконтинентальный морской бассейн 126

Общая палеогеография юрской угленосной формации Ангаро-Чулымского прогиба 137

Глава V. **Генетическая классификация гумусовых углей и прогноз угленосности Ангаро-Чулымского прогиба** 142

Общие замечания 142

Генетическая классификация гумусовых углей Ангаро-Чулымского прогиба 144

Генетические группы гумусовых углей 146

Классы гумусовых углей 150

Типы торфонакопления и прогноз угленосности Ангаро-Чулымского прогиба 152
Типы торфонакопления 152
Прогноз угленосности юрских отложений 159

Глава VI. **История геологического развития Южной Сибири в мезозое** . . . 162
Общие замечания 162
Начальный этап формирования Ангаро-Чулымского прогиба . 163
Соотношение Ангаро-Чулымского и Вилюйского прогибов . . 168
Общий характер геологического развития Южной Сибири . 175
Заключение 181
Литература 184
Таблицы литогенетических типов, фаций и макрофаций 192

CONTENTS

Foreword 5

Chapter I. **Principles of the formation analysis of coal-bearing deposits** 7
General considerations 7
On the level of khowledge about geological sedimentary formations . . . 8
Methodical consideration on the formation analysis of coal-bearing deposits 13

Chapter II. **Types of cycles and cyclic structure of the section** 21
General consideration 21
Types of cycles and their morphological varieties 22
Continental types of cycles 22
Continental-sea types of cycles 30
Sea types of cycles 34
Cyclic structure of the section 37

Chapter III. **Structure of the section of the Jurassic coal-bearing formation of the Angara-Chulym depression** 41
General consideration 41
Lithologo-facial characteristic of deposits of coal-bearing formation 43
Alluvial-lacustrine-boggy subformation with a low coal content 44
Alluvial-lacustrine-boggy coal-bearing subformation 51
Alluvial-lacustrine near-shore sea subformation with a low coal content . 57
Alluvial near-shore sea coally-carbonate subformation 62
General structure scheme of the Jurassic alluvial-lacustrine-sea coal-bearing formation of the Angara-Chulym depression 65

Chapter IV. Paleogeography of the Jurassic formation of the Angara-Chulym depression 73
General consideration 73
Conditions of sediment accumulation of the Jurassic coal-bearing formation . 74
Peculiarities of sediment accumulation in certain landscape zones of the Angara-Chulym depression 107
Alluvial-deltaic plains 108
Peat bogs 114
Epicontinental sea basin 126
General paleogeography of the Jurassic coal-bearing formation of the Angara-Chulym depression 137

Chapter V. **Genetic classification of humic coals and forecast of coal presence in the Angara-Chulym depression** 142
General consideration 142
Genetic classification of humic coals ot the Angara-Chulym depression . . . 144
Genetic groups of humic coals 146
Classes of humic coals 150

Types of peat accumulation and forecast of coal presence in the Angara-Chulym depression 152
Types of peat accumulation 152
Forecast of coal presence in Jurassic deposits 159

Chapter VI. **History of geological development of Southern Siberia during the Mesozoic** 162
General consideration 162
The initial formation stage of the Angara-Chulym depression 163
Relations between the Angara-Chulym and Vilyui depressions 168
General features of geological development of Southern Siberia 175
Conclusion 181
Bibliography 184
Tables of lithogenetic types, facies and macrofacies 192

Петр Петрович Тимофеев

Юрская угленосная формация
Южной Сибири
и условия ее образования
(Труды ГИН, вып. 198)

Утверждено к печати Ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом АН СССР

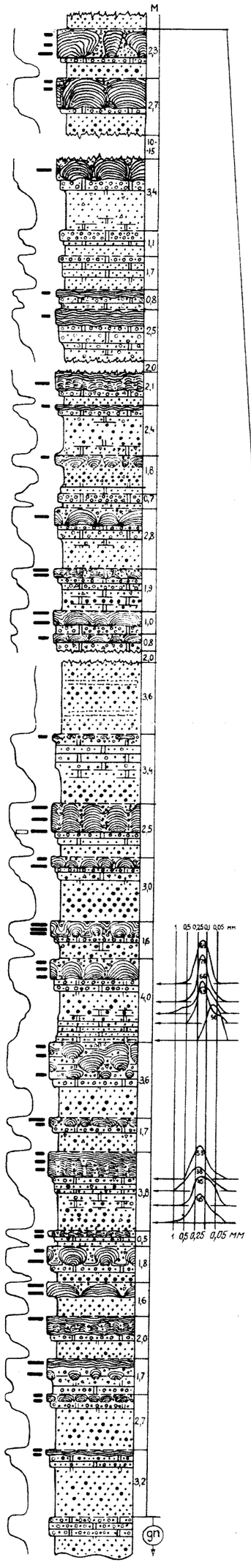
Редактор издательства *А. В. Астров*
Технические редакторы *Ф. М. Хенох* и *Ю. В. Рылина*

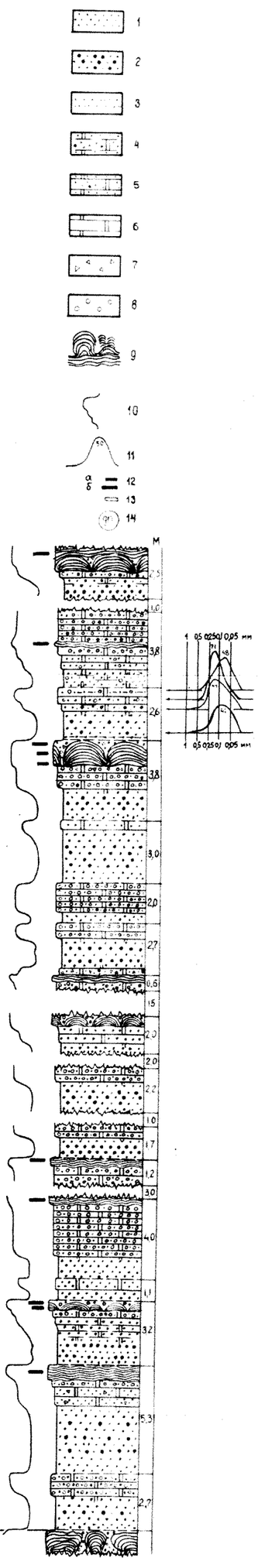
Сдано в набор 28/X 1969 г. Подписано к печати 14/IV 1970 г.
Формат 70×108 1/16. Усл. печ. л. 28,7. Уч.-изд. л. 29,6. Тираж 850 экз.
Т-05187. Тип. зак. 2973. Бумага № 1
Цена 2 р. 52 к.

Издательство «Наука». Москва К-62, Подсосенский пер., д. 21
2-я типография Издательства «Наука». Москва Г-99, Шубинский пер., 10

Рис. 51. Строение отдельных толщ билляхской серии (по Серебрякову, 1971)

А – верхняя часть чурбукской свиты; Б – верхняя часть томулахской свиты. 1–7 – доломиты: 1 – хемогенные, 2 – слабоглинистые и кремнистые, 3 – микрофитолитовые, 4 – обломочные (белые треугольники – обломки доломитов, черные – кремней), 5 – алевритистые, 6 – песчанистые, 7 – глинистые; 8 – аргиллиты; 9 – песчаники; 10 – пластовые строматолиты; 11 – столбчатые строматолиты; 12 – поверхности размывов; 13 – ритмограмма (а – выдержанные в пределах обнажения и б – локальные поверхности перемыва); 14 – битуминозные доломиты некюлээхской свиты; 15 – строматолитовые тела чурбукской свиты с выдержанной по разрезу микроструктурой (бергштрихами обозначены места отбора образцов)





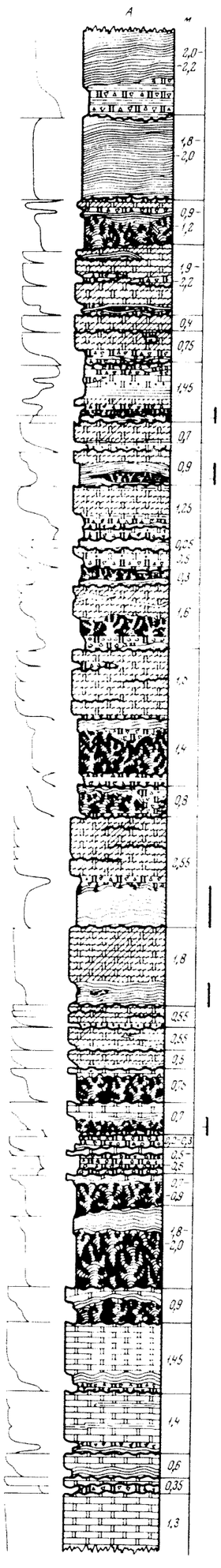
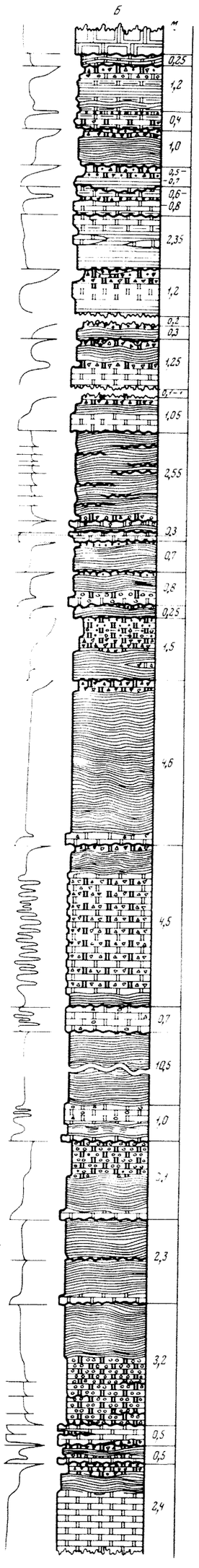


Рис. 49. Строение нижней части стратотипического разреза омахтинской свиты (по Серебрякову, 1971)

1 – мелкозернистые алевритистые песчаники; 2 – то же, с зернами крупно- и грубозернистой размерности; 3 – алевролиты; 4 – песчаники с доломитовым цементом; 5 – песчанистые доломиты; 6 – доломиты; 7 – песчаные и гравийные обломки доломитов; 8 – онколиты; 9 – строматолиты; 10 – ритмограмма; 11 – кривые распределения обломочных зерен кварца (цифра у пика – процентное содержание преобладающей фракции); 12 – микроструктура, характерная для *Omachtenia omachtensis* Nuzhn. (а – по одному шлифу; б – по серии шлифов); 13 – микроструктура, характерная для *Collenia undosa* Walc.; 14 – гонамская свита



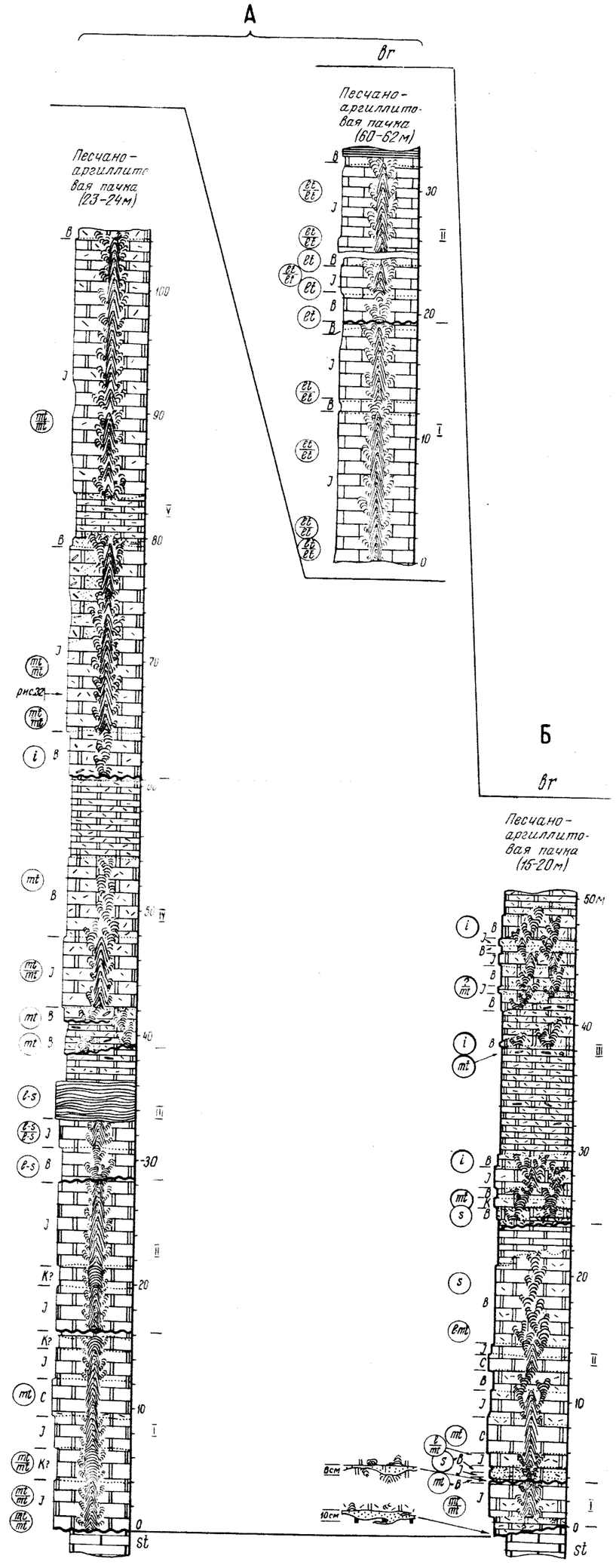


Рис. 64. Строение карбонатных толщ деревнинской свиты по р. Нижней Тунгуске (по данным Вл. А. Комара, М.А. Семихатова и С.Н. Серебрякова)

А – ниже и Б – выше Стрельных гор. Условные обозначения см. на рис. 61. Римские цифры – номера циклов. Латинские буквы в кружках – микроструктуры строматолитов, описанные при выделении: mt – *Conophyton metula* Kir.; lt – *Con. lituus* Masl.; l – *Baicalia lacera* Semikh.; i – *B. ingilensis* Nuzhn.; m – *Minjaria sakarica* Kom.; для якутофитонов в знаменателе – микроструктура центрального столба, в числителе – отростков; индексы через дефис – смешанные микроструктуры. st, br – подстилающие и перекрывающие отложения: st – сухотунгусинской свиты; br – свиты Буровой

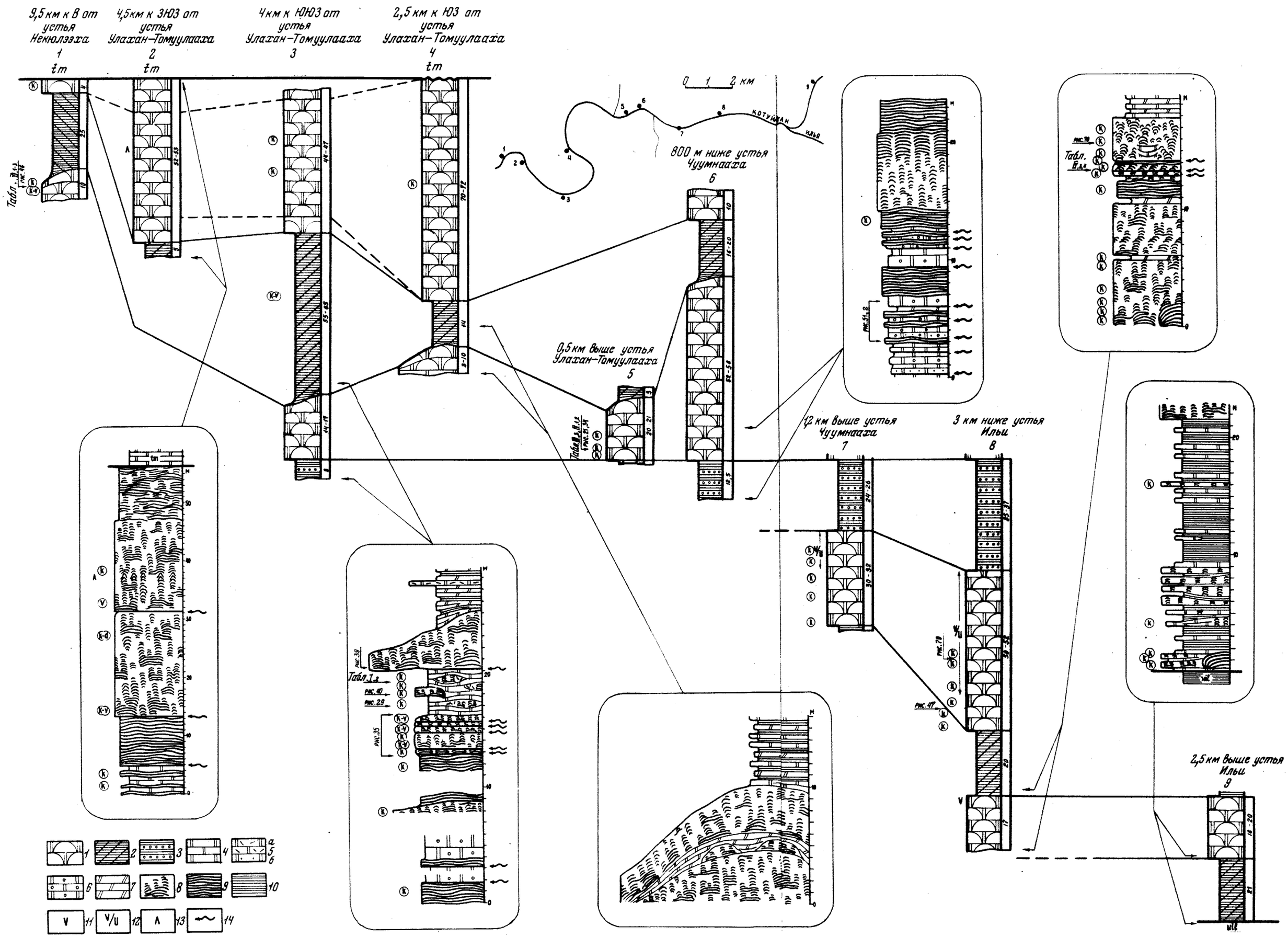


Рис. 17. Схема сопоставления разрезов и строение отдельных горизонтов чуумнахской свиты по р. Котуйкан. По данным С.Н. Серебрякова, А.А. Ануфриева и А.А. Сошкина

1 – преимущественно строматолитовые пачки; 2 – преимущественно глинистые пачки; 3 – то же, с прослоями микрофитолитовых доломитов; 4 – доломиты; 5 – обломочные (а) и песчанистые (б) доломиты; 6 – микрофитолитовые доломиты; 7 – глинистые доломиты и мергели; 8, 9 – строматолиты: 8 – столбчатые, 9 – пластовые; 10 – аргиллиты и глинистые алевролиты; 11 – строматолиты байкалоидного облика; 12 – переслаивание горизонтов куссиелл, колоннелл и строматолитов байкалоидного облика; 13 – якутофитоны; 14 – поверхности размывов. Буквы в кружках – микроструктуры строматолитов, описанные для форм: k – *Kussiella kussiensis* Masl., v – *K. vittata* Kom., d – *Colonnella discreta* Kom. et Gol., двойными индексами обозначены микроструктуры промежуточного типа

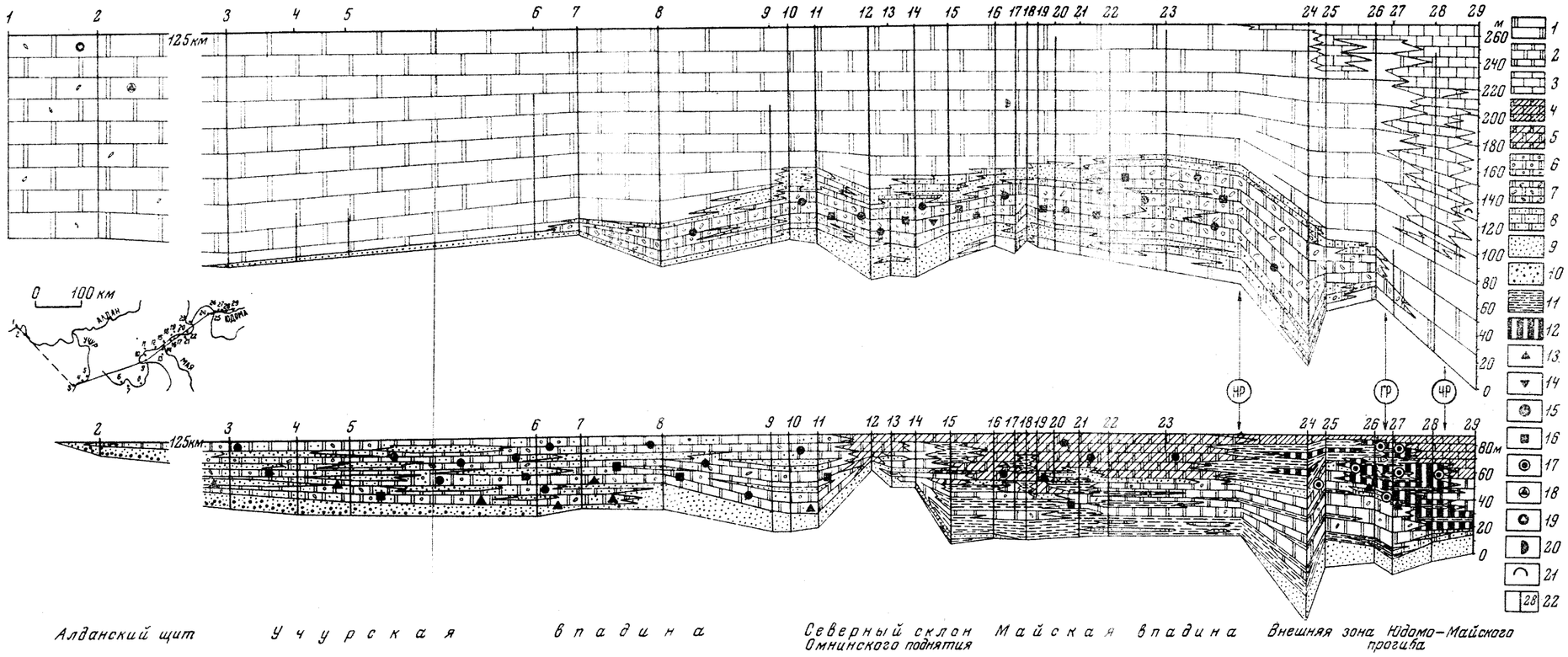


Рис. 72. Литолого-фациальный профиль юдомской свиты (по материалам Семихатова, Комара, Серебрякова, 1970)

1 – яснозернистые доломиты; 2 – неясно-зернистые доломиты; 3 – известняки; 4 – битуминозные известняки маркирующей пачки кровли нижней подсвиты; 5 – темноцветные битуминозные и глинисто-битуминозные доломиты; 6 – онколитовые доломиты; 7 – катаграфиевые доломиты; 8 – песчанистые доломиты и доломитистые песчаники; 9 – песчаники; 10 – песчаники с прослоями и линзами конгломератов; 11 – аргиллиты и алевролиты; 12 – пестроцветные кремнистые и кремнисто-глинистые доломиты, кремнистые аргиллиты и лидиты; 13–20 – строматолиты с микроструктурами, описанными при выделении: 13 – *Boxonia grumulosa*, 14 – *B. ingilica*, 15 – *Paniscollenia emergens*, 16 – *Collenella singularis*, 17 – *Jurusania judomica*, 18 – *Jur. sibirica*, 19 – *Linella simica*, 20 – *Gongylina nodulosa* Kom. et Semikh.; 21 – неопределимые строматолиты; 22 – разрезы. Цифры на схеме – разрезы: 1, 2 – бассейн р. Алдана: 1 – в 25 км западнее пос. Угино, 2 – у пос. Угино; 3–5 – бассейн р. Учура: 3 – у устья р. Гыным, 4 – в устье р. Талаа, 5 – около перекрёста Чертов; 6–13 – бассейн рек Большого Аима и Аима: 6 – у устья р. Ярмарка-Хапчана, 7 – ручей Биир, 8 – район устья р. Латы, 9 – район устья р. Омни, 10 – у устья р. Чыян, 11 – в 3 км ниже устья р. Ыратыйа, 12 – в 2,5 км выше устья р. Чалака, 13 – левобережье р. Дьээндэ; 14–23 – бассейн р. Маи: 14 – над скалами Селия, 15 – район пос. Аим, 16 – район устья р. Талой, 17 – протока Дьеле, 18 – у устья р. Нерюен, 19 – у устья р. Элгээии, 20 – у устья р. Кюбю-Идэ, 21 – у устья р. Малый Кандык, 22 – междуречье р. Улахан и Кыра-Курдатыыр, 23 – район устья Юдомы; 24 – 29 – бассейн р. Юдомы: 24 – междуречье Кирбии и Юдомы, 25 – левобережье р. Кирбии, 26 – урочище Нууччалаах, 27 – у устья р. Тыаллаах, 28 – у устья р. Юргюр, 29 – у устья р. Улахан-Ыатыгы. Буквами в кружках обозначены региональные разломы: НР – Нельканский; ГР – Гувиндинский; ЧР – Челатский

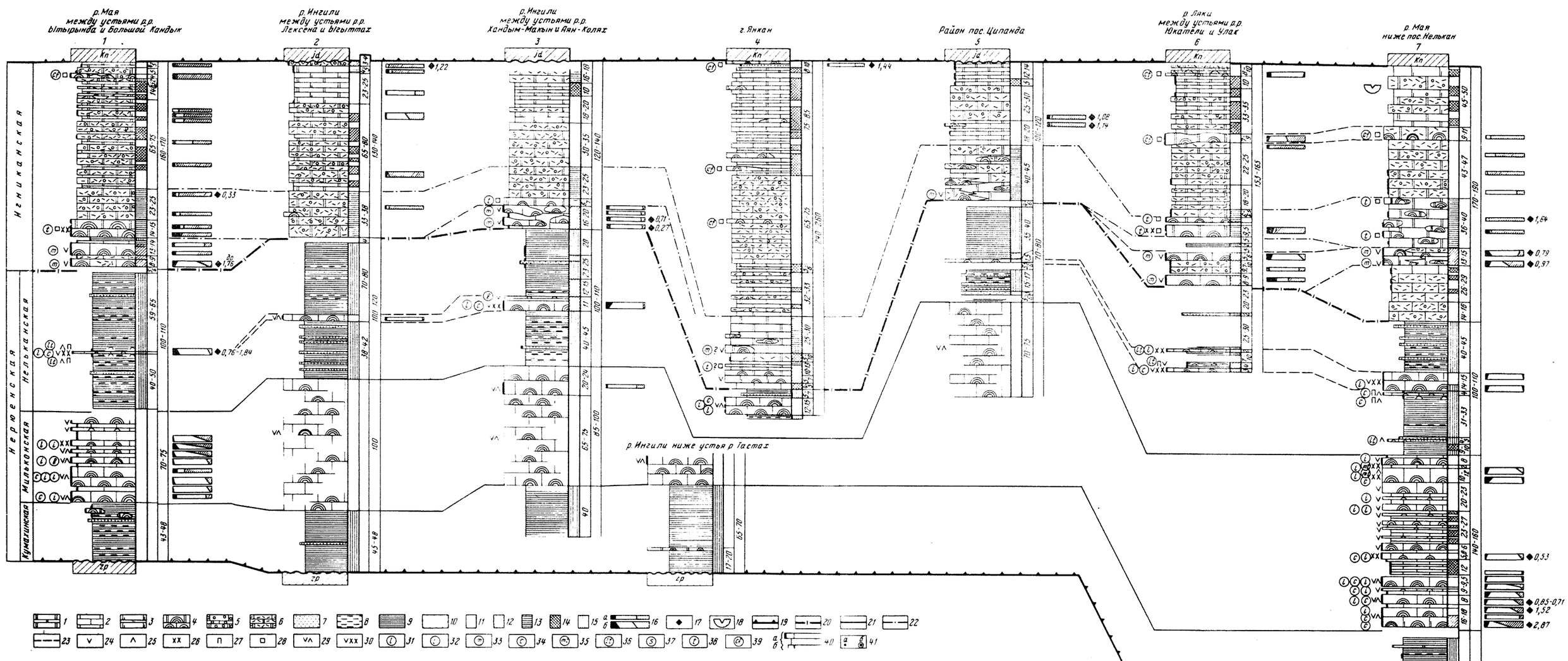


Рис. 75. Схема сопоставления разрезов лахандинской серии Майской впадины

1 – доломиты; 2 – известняки; 3 – известковистые доломиты и доломитистые известняки; 4–6 – известняки и доломиты: 4 – строматолитовые, 5 – микрофитолитовые, 6 – обломочные; 7 – песчаники; 8 – алевролиты; 9 – аргиллиты; 10 – подстилающие и перекрывающие отложения ципандинской (zp), кандыкской (kn) и юдомской (jd) свит; 11–15 – окраска пород: 11 – серо-цветная, 12 – красноцветная, 13 – серая с красно-бурой коркой выветривания, 14 – темно-серая до черной, 15 – пестрая, 16 – карбонатный состав пород по одному (А) или нескольким (Б) анализам: а – МНО + R_2O_3, б – кальцит, в – доломит; 17 – содержание железа, связанного с карбонатами, в % (в пересчете на сидерит); 18 – трещины усыхания; 19–23 – линии сопоставления границ: 19 – серий, 20 – свит, 21 – подсвит, 22 – толщ игниканской свиты, 23 – пачек и горизонтов; 24–30 – морфология строматолитов: 24 – байкалии, 25 – конофитоны, 26 – якутофитоны, 27 – колоннеллы, 28 – инзерии, 29 – чередование якутофитонов и байкалий, 30 – чередование конофитонов, якутофитонов и байкалий; 31–39 – микроструктуры, описанные для: 31 – *Baicalia lacera*, 32 – *B. ingilensis*, 33 – *B. maica*, 34 – *Conophyton cylindricus*, 35 – *Con. metula*, 36 – *Con. lituus*, 37 – *Minjaria sakharica*, 38 – *Inzeria tjomusi*; 39 – *In. confragosa*; 40 – характер обнаженности (А – коренные выходы, Б – полукоренные выходы, развалы и высыпки); 41 – положение одиночных (А) и сводных (Б) разрезов на схеме их размещения (см. рис. 76). Справа от колонок дана мощность в м

Зак.1517

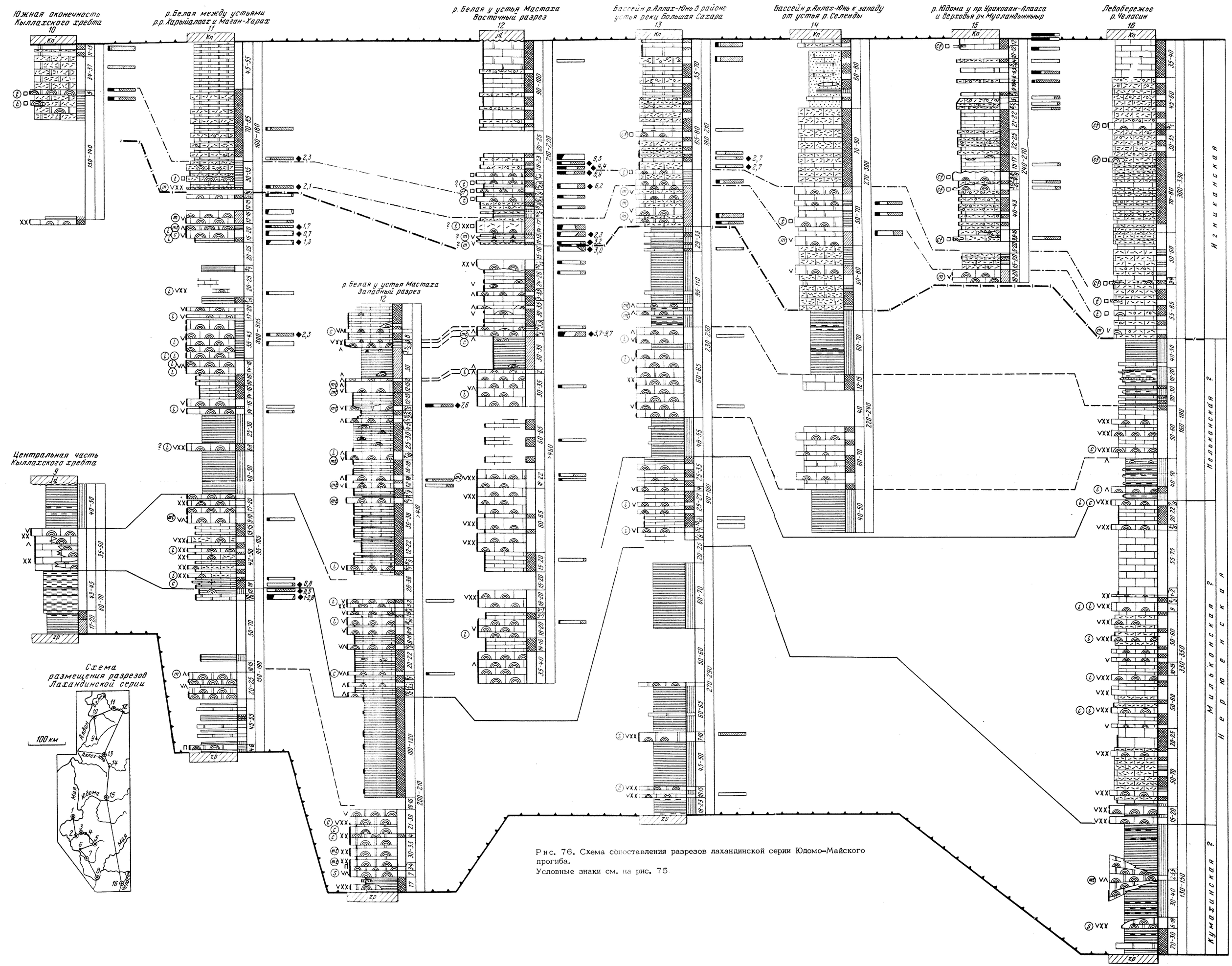


Рис. 76. Схема сопоставления разрезов лахандинской серии Юдомо-Майского прогиба.
Условные знаки см. на рис. 75

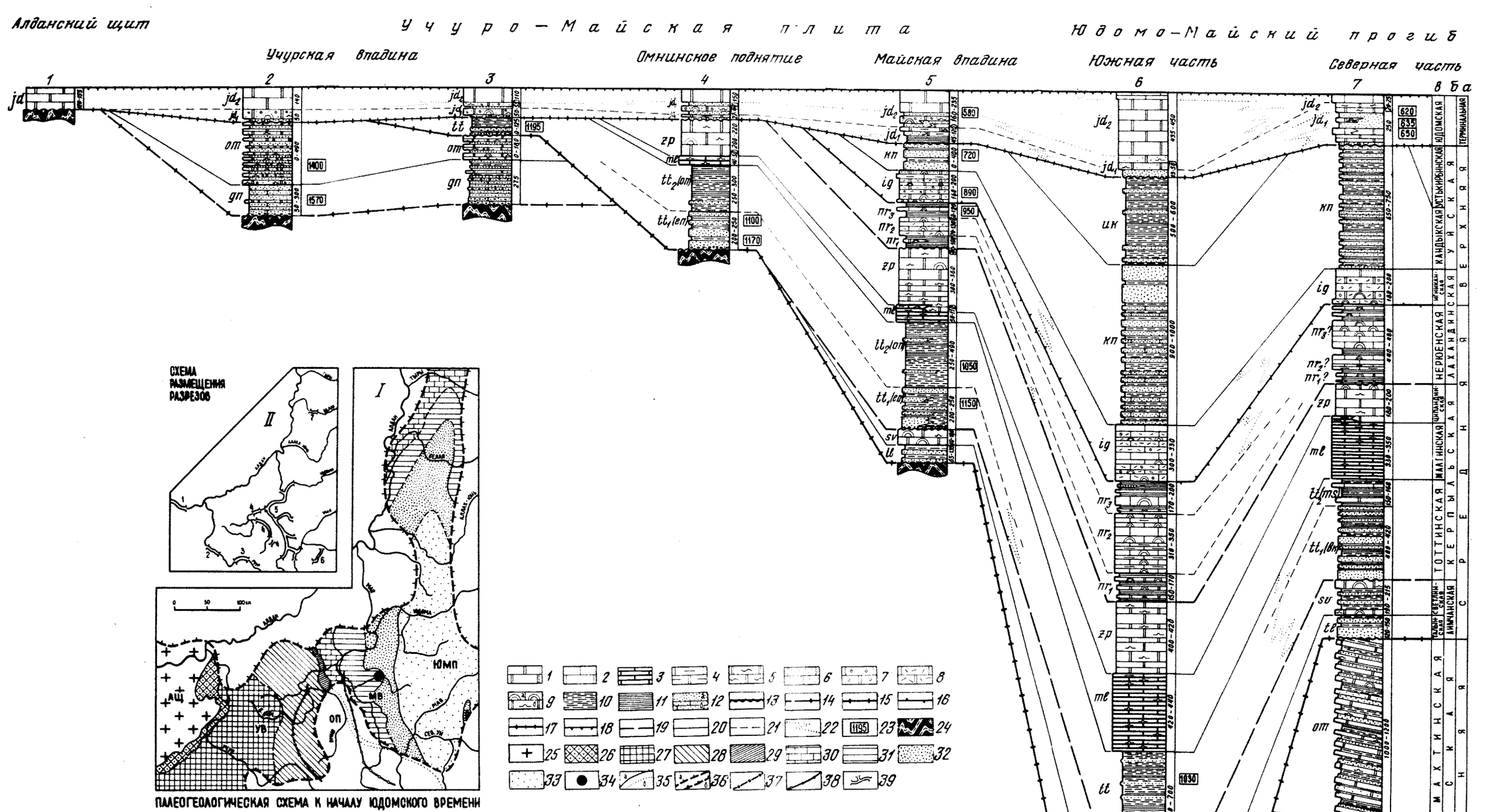


Рис. 14. Схема сопоставления разрезов рифейских отложений основных структурно-фациальных зон Учуро-Майского района, по данным Вл.А. Комара, М.А. Семихатова, С.Н. Серебрякова, с использованием данных С.В. Нужнова (1967).

1 – доломиты; 2 – известняки; 3 – плитчатые известняки малгинской свиты; 4 – битуминозные известняки и доломиты; 5 – кремнисто-глинистые доломиты; 6 – песчанистые известняки и доломиты; 7 – микрофитолитовые известняки и доломиты; 8 – обломочные известняки и доломиты; 9 – строматолитовые известняки и доломиты (строматолиты: а – столбчатые, б – пластовые); 10 – алевролиты; 11 – аргиллиты; 12 – песчаники, преимущественно: а – кварцевые, б – полевошпат-кварцевые; 13 – бокситоносная кора выветривания; 14 – подошва нижнего рифея, 15 – подошва среднего рифея, 16 – подошва верхнего рифея, 17 – подошва терминального рифея, 18 – подошва кембрия; 19–21 – линии сопоставления: 19 – серий, 20 – свит, 21 – подсвит; 22 – важнейшие фациальные изменения; 23 – изотопный состав глауконита, в млн. лет; 24 – дорифейские породы. Латинские индексы – свиты: gn – гонамская; om – омахтинская; tl – талынская; sv – светлинская; tt – тоттинская (местные свиты внутри тоттинской: en – эннинская, on – омнинская, bk – бикская, ms – мускельская) ml – малгинская; zp – ципандинская; nr – нерюенская (нижняя, средняя и верхняя подсвиты); ig – игниканская; kn – кандыкская; uk – устькирбинская; jd – юдомская (нижняя и верхняя подсвиты). На стратиграфической шкале: а – фитемы; б – серии; в – свиты унифицированной шкалы. I – палеогеологическая схема к началу юдомского времени: 25 – архей, 26–33 – свиты: 26 – гонамская, 27 – омахтинская, 28 – тоттинская, 29 – малгинская, 30 – ципандинская, 31 – нерюенская и игниканская нерасчлененные, 32 – кандыкская, 33 – устькирбинская, 34 – нижнепротерозойские – верхнерифейские породы Ингилийской структуры; 35 – границы свит в доюдомском (а) и современном (б) срезах, 36 – границы области глубокого погружения юдомской свиты (а) и области отсутствия юдомской свиты в современном срезе (б), 37 – восточная граница развития учурской серии на Учуро-Майской плите, 38 – западная граница развития аимчанской серии. Буквы на схеме: АЩ – Алданский щит; УВ – Учурская впадина; ОП – Омнинское поднятие; МВ – Майская впадина; ЮМП – Юдомо-Майский прогиб. II – схема размещения разрезов: 39 – положение серий разрезов, послуживших основой для составления стратиграфических колонок

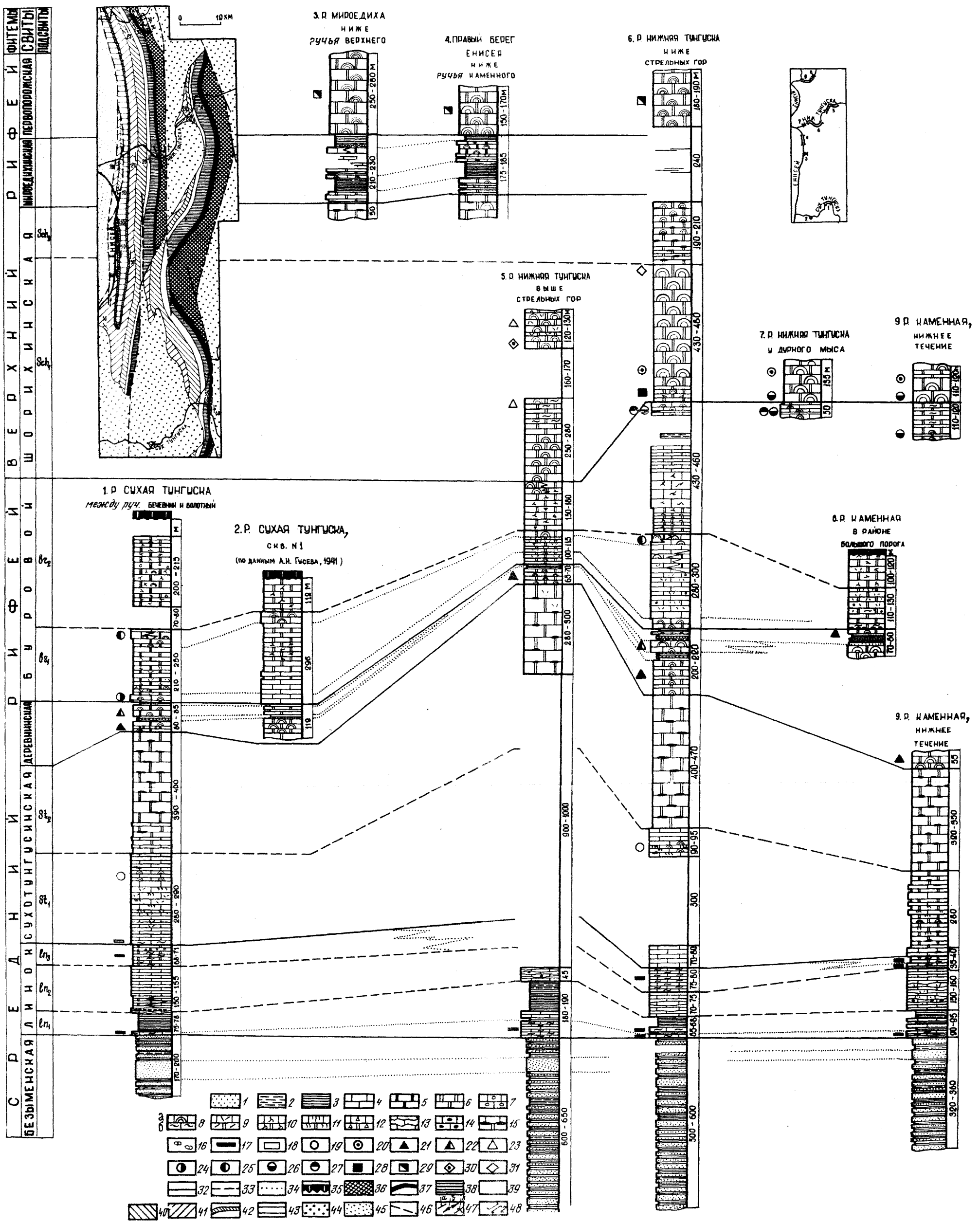


Рис. 16. Схема сопоставления разрезов средне- и верхнерифейских отложений и геологическая схема Туруханского района (по данным Вл. А. Комара, С.Н. Серебрякова и А.А. Ануфриева с использованием материалов Красноярского территориального геологического управления и ВСЕГЕИ)

1 – песчаники; 2 – алевролиты; 3 – аргиллиты; 4 – известняки; 5 – доломитизированные известняки; 6 – доломиты; 7–12 – известняки и доломиты: 7 – микрофитолитовые, 8 – строматолитовые (строматолиты: а – столбчатые, б – пластовые), 9 – обломочные, 10 – с "бурундучковой" текстурой, 11 – с трещинами диагенетического усыхания, 12 – брекчированные; 13 – известняки с узловатой текстурой, 14 – карбонатные гальки в известняках; 15 – стяжения и линзы кремней; 16 – карбонатные конкреции; 17–31 – строматолиты: 17 – *Malginella malgica* Kom. et Semikh., 18 – *M. zipandica* Kom., 19 – *Tungussia*, *Baicalia* и *Stratifera* с микроструктурой, описанной для *T. nodosa* Semikh. и *B. prima Semikh.*, 20 – *T. confusa* Semikh., 21 – *Conophyton*, *Jacutophyton*, *Baicalia*, *Colonnella* и *Stratifera* с микроструктурами, описанными для *Con. metula* Kir., *B. lacera* Semikh., *B. ingilensis* Nuzhn., *Minjaria sakharica* Kom., 22 – *Jacutophyton*, *Baicalia*, *Colonnella* с микроструктурой, описанной для *Con. lituus* Masl., 23 – *Jacutophyton* sp., 24 – *Baicalia* sp.1, 25 – *B.* sp. 2, 26 – *B. lacera* Semikh., 27 – *B. rara* Semikh., 28 – *Inzeria confragosa* (Semikh.), 29 – *In. nimbifera* (Semikh.) и *In. tomusi* Kryl., 30 – *Minjaria uralica* Kryl., 31 – *Gymnosolen* sp.; 32–34 – линии сопоставления: 32 – свит; 33 – подсвит, 34 – толщ и пачек; 35 – отложения платоновской свиты; 36–47 – только на геологической схеме: 36–43 – свиты: 36 – безыменская, 37 – Линок, 38 – сухотунгусинская, 39 – деревнинская, 40 – Буровой, 41 – шорихинская, 42 – мироедихинская, 43 – первопорожская, 44 – терминальный рифей – нижний палеозой, 45 – мезозой и кайнозой, 46 – разломы, 47 – элементы залегания (а – наклонного, б – вертикального, в – запрокинутого); 48 – положение разрезов на схеме их размещения