

И. И. ШАРУДО

ИСТОРИЯ
ПОЗДНЕ-
МЕЗОЗОЙСКОГО
УГЛЕНАКОПЛЕНИЯ
НА
ТЕРРИТОРИИ
ДАЛЬНЕГО
ВОСТОКА

АКАДЕМИЯ НАУК СССР · СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

В ы п. 1 0 8

И. И. ШАРУДО

ИСТОРИЯ
ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОГО
УГЛЕНАКОПЛЕНИЯ
НА ТЕРРИТОРИИ
ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
Ю. П. Казанский

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» · СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
НОВОСИБИРСК · 1972

Монография состоит из двух частей. В I части дается описание геологического строения и условий накопления угленосных отложений Сучанского, Суйфунского, Бурейского, Амуро-Зейского и Зей-Бурейского бассейнов. Во II части монографии реконструируются палеогеографические и палеотектонические условия формирования бассейнов, а также дана их классификация. В заключение приводится прогноз угленосности.

ВВЕДЕНИЕ

Тема «История позднемезозойского угленакопления на территории Дальнего Востока» является частью темы «История угленакопления на территории СССР», которая разрабатывалась геологами-угольщиками Советского Союза под руководством Лаборатории геологии угля АН СССР.

В понятие позднего мезозоя включен период от поздней юры до позднего мела. Это вызвано следующими соображениями. На Дальнем Востоке важнейшей эпохой угленакопления является вторая половина мезозоя. Угленакопление началось в поздней юре и продолжалось до позднего мела. Угленосная толща накопилась в единый цикл тектонического развития, поэтому выделить отложения поздней юры и мела затруднительно, поскольку они имеют одинаковые диагностические признаки.

В связи с решением партии и правительства создать на Дальнем Востоке, где имеются качественные железные руды, новую металлургическую базу страны, были усилены поиски углей, пригодных для получения металлургического кокса. Спekaющиеся угли известны только в позднемезозойских отложениях. Они обнаружены в Буреинском бассейне и на Толбузинском месторождении, расположенном в верховьях Амура. Угли Буреинского бассейна высокозольные и требуют сложных и дорогостоящих методов обогащения. Угли Толбузинского месторождения по качественным показателям стоят выше, но известная площадь их распространения невелика. На левобережье верхнего Амура, в среднем течении Зеи и на междуречье Зея — Буряя установлены позднемезозойские континентальные отложения, поэтому имеются предпосылки к обнаружению на этой площади новых месторождений со спekaющими углями. Кроме того, возможности Сучанского и Суйфунского бассейнов не исчерпаны.

Автор в 1952—1969 гг. изучал позднемезозойские угленосные отложения Сучанского, Суйфунского и Буреинского бассейнов, а также Амуро-Зейского водораздела и междуречья Зея — Буряя. Данные о степени изученности и фактический материал приведены в первой части монографии при описании литолого-фациального состава и условий накопления позднемезозойских угленосных отложений Дальнего Востока.

В основу исследований положен метод литолого-фациального анализа, разработанный советскими геологами-угольщиками под руководством чл.-корр. АН СССР Ю. А. Жемчужникова (1947, 1948, 1950, 1951, 1955а, б, в, 1956, 1958). При написании монографии автор придерживался методических указаний, изложенных в программе работ по теме «История угленакопления на территории СССР» (Горский, 1956). К сожалению, по техническим причинам часть иллюстраций пришлось поместить в конце книги (см. приложение).

Это первая монография, отражающая геологическое строение, литологию, угленосность и условия накопления и формирования угленосных отложений Дальнего Востока. Книга состоит из двух частей. В первой излагается история угленакопления позднемезозойских отложений, во второй рассматривается весь комплекс процессов, которые привели к формированию угольных бассейнов. В книге повторяются некоторые опубликованные автором материалы — это необходимо для воссоздания картины общей связи явлений, на которой основывается теоретическая часть работы. Кроме того, автор внес добавления и изменения в соответствии с новыми данными и поэтому считает себя вправе включить в монографию ранее опубликованные, но переработанные материалы.

При написании монографии автор пользовался консультациями и помощью сотрудников ЛАГУ АН СССР И. И. Горского, В. В. Мокринского, Н. Ф. Карпова; сотрудников ИГиГ СО АН СССР И. Н. Звонарева, Э. М. Сендерзона, А. Л. Яншина, В. Н. Сакса, Ю. П. Казанского и др. Большую помощь в работе оказали геологи Г. В. Кузнецов, В. В. Онихимовский, Е. К. Дацко, Г. И. Шмидт и др., а также ближайшие помощники В. И. Москвин и В. И. Терлецкий, за что автор благодарен им.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЙ СОСТАВ, УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ УГОЛЬНЫХ БАССЕЙНОВ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

СУЧАНСКИЙ КАМЕННОУГОЛЬНЫЙ БАССЕЙН

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О БАССЕЙНЕ

Сучанским каменноугольным бассейном называется обширная территория распространения меловых угленосных отложений на юге западного склона Сихотэ-Алиня. Граница бассейна на юго-западе проходит по побережью Японского моря, на юго-востоке — по северо-западной окраине Центрального Сихоте-Алинского антиклинория, на северо-востоке — по параллели, проходящей через слияние рек Даубихе и Улахе, и на северо-западе — по юго-восточным окраинам Уссури-Ханкайского массива и Муравьево-Амурского антиклинория (см. приложение I).

Для удобства изучения и освоения площадь Сучанского бассейна разбита на районы, каждый из которых объединяет несколько участков (рис. 1). На юго-восточной полосе бассейна выделены Таудеминский, Нижнесучанский, Старосучанский, Засицинский, Коркинский, Тудагоуский, Белопадинский, Малазовский и Молчановский районы, на северо-западной — Шетухинский, Лабогинский, Западносучанский, Даубихинский и Варфоломеевский. Старосучанский, Засицинский и Коркинский районы объединяются под названием Старый Сучан, а Тудагоуский, Белопадинский и Молчановский составляют Северный Сучан.

Территория бассейна изучена в геологическом отношении и освоена промышленностью крайне неравномерно. В последние годы большая часть площади бассейна занята крупномасштабной съемкой, а на отдельных участках, прилегающих к шахтным полям, — промышленными съемками. Наиболее изученными являются Старый и Северный Сучан. Небольшие по объему поисковые работы проводились и в других районах бассейна. Очень слабо изучены Западносучанский, Даубихинский и Варфоломеевский районы. Промышленностью освоена только центральная часть юго-восточной полосы, т. е. Старый и Северный Сучан, где в настоящее время расположены все эксплуатационные шахты.

В течение многих лет автор изучал литологию и условия накопления меловых угленосных отложений Сучанского бассейна. В этот период на территории бассейна интенсивно проводились геологопоисковые и геологоразведочные работы. Было изучено большое количество колонковых скважин в пределах юго-восточной полосы, в восточной части Западносучанского района и несколько скважин на северо-востоке Шетухинского района, а также естественные обнажения по побережью Японского моря, по рекам Шетухе, Таудеми, Большая Сица, Кангауз, Малаза,



Рис. 1. Схема районирования Сучанского каменноугольного бассейна.

1 — площади распространения угленосных отложений. 2 — площади, на которых угленосные отложения размыты, 3 — площади, на которых угленосные отложения не накапливались, 4 — границы угленосных районов, 5 — угленосные районы (I — Таудеминский, II — Нижнесучанский, III — Старосучанский, IV — Засидинский, V — Коркинский, VI — Тудагоуский, VII — Белопадинский, VIII — Малазовский, IX — Молчанский, X — Шетухинский, XI — Лабогинский, XII — Западносучанский, XIII — Даубихинский, XIV — Варфоломеевский), 6 — границы предполагаемого распространения угленосных отложений в период их накопления, 7 — установленные границы распространения угленосных отложений.

отношение пород угленосной толщи с верхнеюрскими и валанжинскими морскими и прибрежно-морскими отложениями достоверно не установлено. В. Н. Верещагин считает, что породы угленосной толщи лежат с угловым несогласием на отложениях валанжина. А. И. Савченко и Б. М. Штемпель отрицают наличие углового несогласия. Мнение автора по этому вопросу будет изложено ниже.

Угленосная толща Сучанского бассейна в стратиграфической схеме выделяется под названием сучанской серии. По литологическому составу, фациям, ритмичности и другим признакам сучанская серия подраз-

Сучан, Тудагоу, Эльдагоу, Камагоу и др. Просмотрены и изучены горные выработки действующих шахт Сучана.

При написании раздела «Сучанский каменноугольный бассейн» использованы материалы сотрудников Приморской угольной экспедиции Лаборатории геологии угля АН СССР (Александр-Садова, 1958; Перепечина и др., 1957; Семериков, 1959; Штемпель, 1959), руководство которой в течение ряда лет осуществлял автор, а также печатные материалы Д. Л. Иванова (1892, 1894, 1895а, б), С. Ф. Малявкина (1910, 1911), Д. И. Мушкетова (1909), Э. Э. Анерта (1915, 1917, 1920, 1925), М. К. Елиашевича (1922), М. А. Павлова (1924а, б, 1925а, б), В. С. Шехунова, Е. А. Перепечиной (1939), Е. М. Агеевой (1960), В. Н. Верещагина (1957, 1958, 1959) и фондовая литература (Г. В. Кузнецов, А. И. Савченко, В. Н. Верещагин, С. М. Ткалич и др.).

СТРАТИГРАФИЯ УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Угленосная толща Сучанского бассейна лежит с угловым несогласием на размытой поверхности допалеозойских, палеозойских и нижнемезозойских изверженных, метаморфических и осадочных пород. Взаимо-

деляется на три свиты (снизу вверх): нижнесучанскую, старосучанскую и северосучанскую.

Нижнесучанская свита мощностью 35—250 м сложена неравномернозернистыми песчаниками, гравелитами, конгломератами и брекчиями. Она содержит до 8 пластов угля простого и сложного строения мощностью от нескольких сантиметров до 2 м. Характеризуется никанской флорой с типичными *Taeniopteris jimboana* Krysht. и др. и преобладанием в спорово-пыльцевом комплексе хвойных из семейства *Taxodiaceae* и *Cupressaceae*, папоротников из семейства *Gleicheniaceae*.

Старосучанская свита мощностью 250—600 м сложена разнородными песчаниками с гравием, алевролитами, аргиллитами. Содержит до 18 пластов и прослоев каменного угля мощностью 0,5—2,5 м простого и сложного строения, относительно выдержанных на площади и хорошего качества. Свита характеризуется фауной *Unio*, *Syrena* и микрофауной, представленной мелководными песчанистыми фораминиферами *Globigerinella*, содержит никанский комплекс флоры, в которой появляются первые представители бохайской флоры (Штемпель, 1960). Свита подразделяется на две подсвиты: нижнюю безугольную и верхнюю угленосную.

Северосучанская свита мощностью 450—600 м сложена алевролитами, мелкозернистыми песчаниками, аргиллитами. Содержит до 19 пластов и прослоев каменного угля, большей частью выдержанных на площади, сложного строения (типа слоеного пирога), большой мощности (до 7 м) и сильно зольных. Свита характеризуется присутствием фораминифер *Rotalipora*, *Globotruncana* и большим количеством мелководных песчаных форм. Из других фаунистических остатков известны солоноватоводные *Corbicula* *Ostrea* и морские *Trigonia*, *Oucella*, а в самых верхах — пелециподы *Sphaerium*, *Corbicula* и гастроподы *Viviparus* и *Probaicalia*.

Среди менее богатого растительного комплекса можно считать типичными *Cladophlebis plicata* Prun, *Sequoia reichenbachii* Heeg. Для спорово-пыльцевого комплекса характерно возрастание роли папоротников из семейств *Schizaeaceae* и *Polypodiaceae* и пыльцы покрытосеменных при резком снижении количества пыльцы хвойных из семейства *Pinaceae*.

Свита подразделяется на три подсвиты: нижнюю безугольную, среднюю угленосную и верхнюю надугленосную.

Возраст сучанской серии может быть определен от готерива до турона включительно, так как ее представляют фаунистически охарактеризованные слои валанжина, в верхах угленосной толщи (северосучанская свита) содержится морская и солоноватоводная фауна и микрофауна, относимая преимущественно к сеноману, а в надугленосном горизонте — пелециподы и гастроподы, свойственные, по мнению определявшего их В. Н. Яковлева, турону и эмшеру. Большинство исследователей Сучана склонны определять возраст сучанской серии готерив-сеноманским временем, чему не противоречат данные по фауне и флоре.

Внутри угленосной толщи отсутствуют угловые несогласия и крупные региональные размыты. Местные небольшие межформационные размыты наблюдаются довольно часто. Особенно они развиты в основании каждой из свит. Более подробная характеристика отложений сучанской серии будет дана ниже.

Отложения сучанской серии перекрыты породами коркинской и вулканогенной серии позднемеловой эпохи, а также палеогеновыми и четвертичными базальтами и рыхлыми осадками.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УГЛЕНОСНОЙ ТОЛЩИ

Угленосная толща Сучанского бассейна сложена сцементированными породами различного состава и генезиса. В соответствии с классификацией М. С. Швецова (1948) они могут быть разделены на группы обломочных или терригенных, глинистых и органогенных. К терригенным породам относятся брекчии, конгломераты, песчаники и алевролиты. Глинистые породы представлены аргиллитами. Из осадков органогенного происхождения распространены угли. Встречаются породы и смешанного происхождения (обломочного и органогенного). К ним относятся главным образом углистые аргиллиты, алевролиты и реже среднезернистые и мелкозернистые песчаники. Степень участия осадков намеченных групп в строении полного разреза угленосной толщи и синхронных им непродуктивных осадков неодианакова и отражена в табл. 1.

Таблица 1

Процентное содержание групп пород в угленосной толще Сучанского бассейна

Свита	Группа пород	Районы					
		Старый Сучан	Северный Сучан	Малазовский	Западно-сучанский	Нижнесучанский	Шетухинский
Полный разрез	Терригенные	80—90	92—90	94,5—96	60—65	95—95	85—90
	Глинистые	15—8	6—7	5—4	40—34,9	4—3	15—10
	Органогенные	5—2	2—3	0,5—0	0—0,1	1—2	0,01
Северосучанская	Терригенные	75—90	85—93	Отложения смывы	50	Отложения смывы	80—85
	Глинистые	24,5—9	10—5	То же	50	То же	20—15
Старосучанская	Органогенные	0,5—2	5—2	„	—	„	0,01
	Терригенные	96—93	98—93,5	94—97	75	96—97	85—90
	Глинистые	3—5	8—4	6—2	25	3,5—1	15—14
Нижнесучанская	Органогенные	1—2	2—2,5	0,1	—	0,5—2	0—1
	Терригенные	85—90	85—78	95—91	60	90—95	80
	Глинистые	10—8	14—10	4—5	39,9	6—4,5	20
	Органогенные	5—2	1—7	1—4	0,1	4—0,5	0,05

Из табл. 1 следует, что главной составной частью угленосной толщи являются обломочные породы, содержание которых изменяется от 60 до 90%. Значительно менее распространены представители прочих генетических групп. Так, глинистых пород 3—4%, а органогенных образований 0—5%.

В разрезе и на площади основные генетические группы осадков распределены неравномерно.

Подавляющая масса грубозернистых пород сконцентрирована в нижней части разреза каждой свиты. В строении верхних частей разрезов принимают участие глинистые образования. Последние обнаружены в чистых разновидностях (аргиллиты) и в примесях к обломочным осадкам (мелкозернистые и крупнозернистые алевролиты). Породы органогенного происхождения приурочены к верхним частям каждой из выделенных свит.

Расположение обломочных пород различной крупности зерна на площади бассейна имеет зональный характер. Зоны располагаются параллельно областям сноса и разрушения. Внешние и периферийные зоны сложены в основном крупнозернистыми обломочными породами. Внутренние же, особенно в северо-восточной и северо-западной частях, выполнены главным образом тонкозернистыми терригенными образованиями с подчиненными им органогенными породами. Переходы между зонами постепенные (рис. 2—5).

Терригенные породы

К терригенным породам отнесены брекчии, конгломераты, гравелиты, песчаники и алевролиты.

Брекчии, конгломераты, гравелиты принимают сравнительно незначительное участие в строении разреза угленосной толщи. Чаще всего они распространены в низах разреза, вблизи активных областей разрушения. Среди грубообломочных пород широко развиты гравелиты. Брекчии и конгломераты встречаются реже и приурочены главным образом к основанию нижнесучанской свиты. Конгломераты часто встречаются в нижних частях старосучанской и северосучанской свит, но особенно они распространены в низах коркинской серии. Размеры обломков в брекчиях и конгломератах редко достигают 30—40 см в поперечнике, чаще 7—15 см.

Степень окатанности обломков различна и тесно связана с вещественным составом и условиями транспортировки. В конгломератах верхней половины разреза преобладают обломки эллипсоидных, неправильно скругленных, почти шаровидных и дискоидальных форм, а брекчии носят характер брекчий размыва. В осадках нижней части разреза преобладают обломки угловатых и остросереберных форм.

Характерна плохая сортировка кластического материала, хотя в верхней половине разреза встречаются и сравнительно отсортированные конгломераты. Поверхность обломков чаще гладкая, иногда глянцевая и ноздреватая. Последняя присуща обломкам эффузивов из нижней части разреза. Ямчатые поверхности галек, состоящих из эффузивов, являются результатом выветривания.

Кластический материал грубообломочных пород представлен почти нацело обломками осадочных и изверженных пород, среди которых первостепенное значение имеют мелкозернистые песчаники, кремнистые

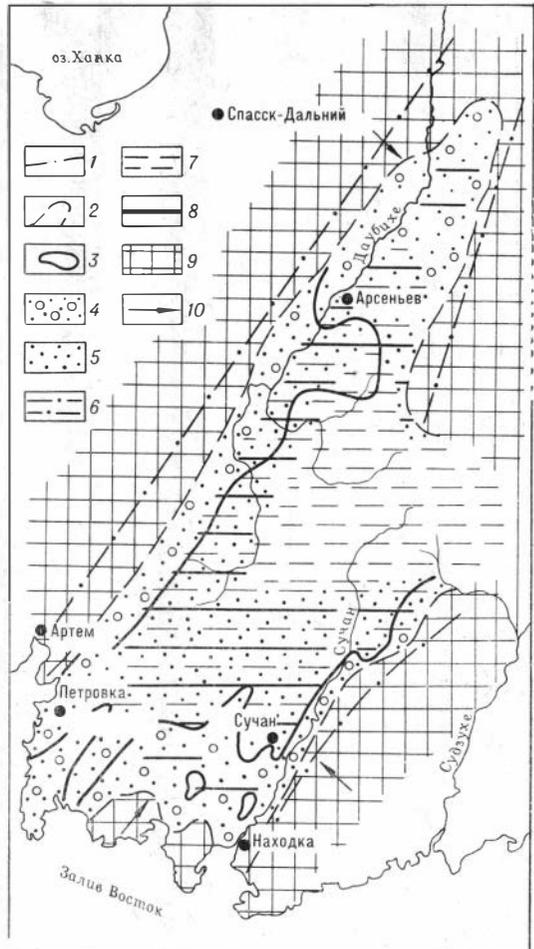


Рис. 2. Литолого-фациальная схема нижнесучанской свиты.

1 — разрывные нарушения, 2 — граница предполагаемого распространения отложений в период их накопления, 3 — установленная граница распространения отложений, 4 — конгломерато-гравийно-песчаные отложения пролювиально-аллювиального комплекса фаций, 5—7 — аргилито-алевролитопесчаные отложения прибрежно-морского комплекса фаций, 8—9 — аргилито-алевролитопесчаные отложения с пластами угля и углистых пород болотно-пойменного и болотно-озерного комплексов фаций, 10 — области сноса, 10 — преобладающее направление сноса.

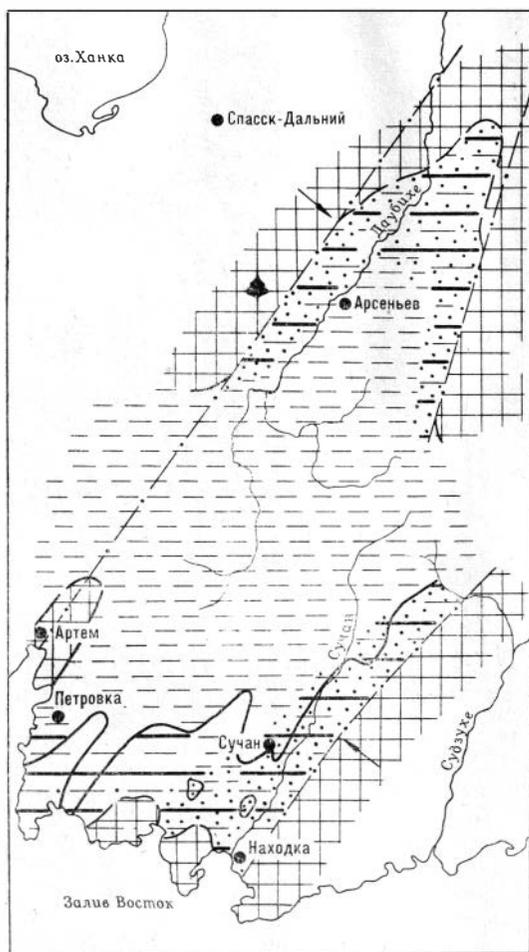


Рис. 3. Литолого-фациальная схема старосучанской свиты. Условные обозначения см. рис. 2.

шанный и, в зависимости от соотношения количества обломков и цемента, изменяется от базального до цемента соприкосновения.

Цвет брекчий, конгломератов и гравелитов от светло-серого до темно-серого, но часто характерны темные тона, сообщаемые породе обломками разного состава, от красных до розовых и даже до травяно-зеленых и серовато-черных.

Слоистость в конгломератах и гравелитах обычно отсутствует. Изредка в некоторых прослоях гравелитов наблюдается косая слоистость, в конгломератах иногда видна определенная ориентированность галек.

Растительные остатки в описываемых осадках присутствуют. Количество их меняется от ничтожного до значительного. Расположение обрывков растений беспорядочное, степень сохранности плохая, величина изменяется от крупных обломков до растительной пыли.

Грубообломочные образования залегают в виде линз и прослоев мощностью 0,1—5 м. Сравнительно редко образуют обособленные относительно выдержанные на площади горизонты мощностью до 10—15 м.

породы, кварцитовые и серицито-кремнистые сланцы, порфириды, фельзиты, микрофельзиты и их туфы и граниты.

Гравелиты, включенные в виде линз и прослоев в мощные пачки песчаников безугольных частей разреза, приближаются по содержанию обломков к составу вмещающих их песчаников.

Нередко среди песчаных осадков обнаруживаются тонкие прослои, состоящие из галечно-щебенисто-гравийных обломков пород, вмещающих угли. Возникновение этих прослоев, очевидно, связано с размывом и переотложением подстилающих и контактирующих с ними еще недостаточно затвердевших осадков. Обломки подобных образований часто имеют неровные края и реликты слоистости.

На границе с подстилающими, часто кристаллическими породами в угленосной толще наблюдаются грубообломочные слои, состоящие почти целиком из гранитного материала.

Цементирующая обломки масса песчаная, всегда с примесью алевропелитовых частиц. Цемент смешанный и, в зависимости от соотношения количества обломков и цемента, изменяется от базального до цемента соприкосновения.

Песчаники. Подавляющая часть разреза угленосной толщи состоит из песчаников. Особенно велико их значение в строении разрезов нижесучанской, старосучанской свит. Локально они встречаются и в безугольной части северосучанской свиты. Песчаники по структуре подразделяются на крупно-, средне- и мелкозернистые. Крупнозернистые наиболее развиты в низах, а также в основании каждой из свит. В верхних частях свит распространены преимущественно среднезернистые песчаники. Сортировка в песчаниках плохая и улучшается с уменьшением крупности зерна. Почти всегда характерны смешанные, неравномернозернистые структуры. Окатанность песчинок разнообразная. Встречаются островершинные, угловатые и окатанные. Степень окатанности в основном зависит от величины зерна и его состава. Наилучшей окатанностью обладают обломки осадочных пород или минералов, легко поддающихся обработке при переносе (например, хлорит).

Песчаники состоят из обломков зерен минералов и обломков пород. При этом количество первых превышает 50% и роль их нарастает вверх по разрезу угленосной толщи в целом и к верхам каждой из свит. В зернах пород главенствующее положение принадлежит кварцито-подобным и кремнистым породам, а также эффузивам. Зерна минералов представлены кварцем (20—50%), плагиоклазами (20—48%), калиевыми полевыми шпатами (5—20%), биотитом (до 6%), мусковитом (0,5%) и хлоритом (иногда до 10—15%). В зависимости от количественного соотношения обломков пород и зерен минералов песчаники по вещественному составу можно подразделить на три группы: полимиктовые, полимиктовые с преобладанием кварцево-полевошпатового материала, полимиктовые с преобладанием зерен кварцито-подобных пород и полевошпатово-кварцевого материала.

Песчаники первой группы содержат 30—50% кварцево-полевошпатовых зерен, второй группы — свыше 50%, причем преобладают в них полевые шпаты. Песчаники третьей группы при ведущем содержании кварцево-полевошпатовых зерен содержат кварца больше, чем полевых шпатов. Принятое деление песчаников удобно, поскольку отнесение их к той или иной группе не вызывает особых затруднений даже в полевых

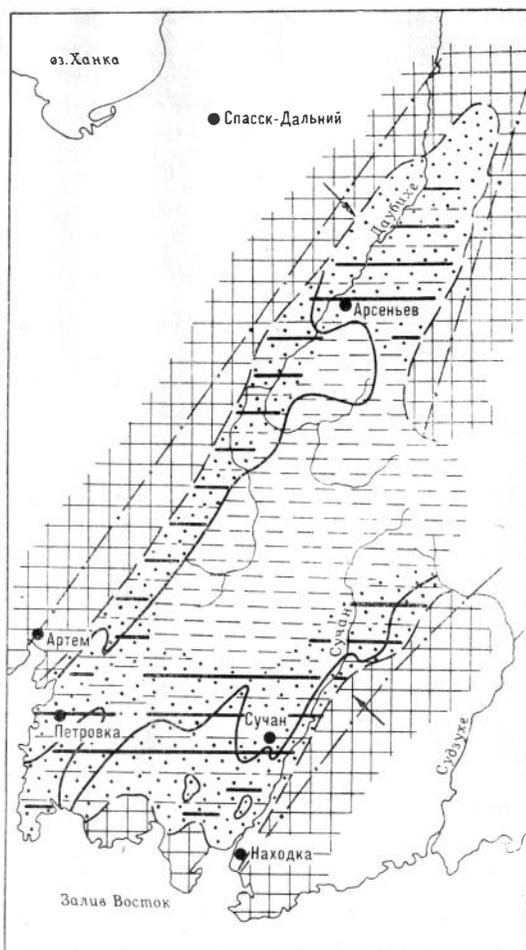


Рис. 4. Литолого-фациальная схема северосучанской свиты. Условные обозначения см. рис. 2.

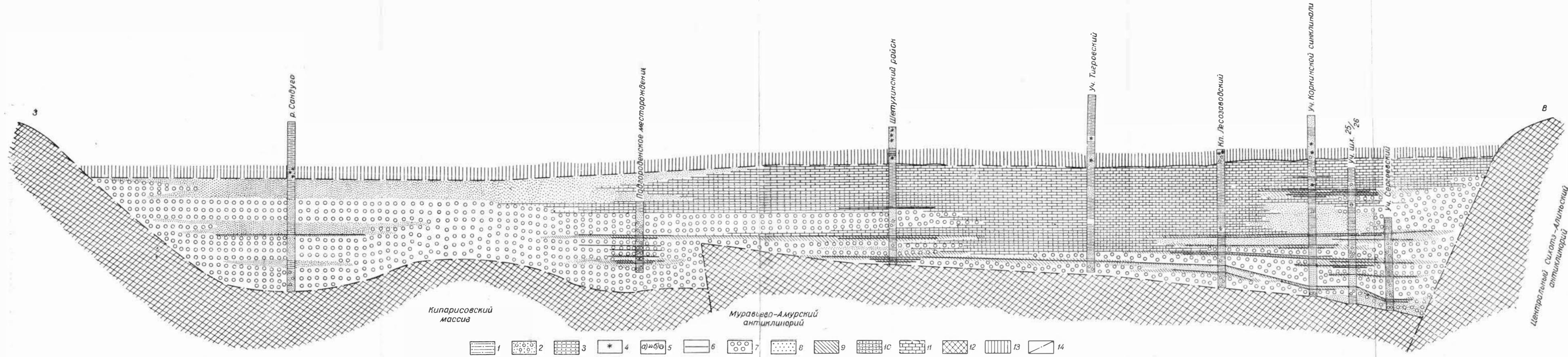


Рис. 5. Литолого-фациальный профиль по линии участков Сергеевский (Сучанский бассейн) — р. Сандуга (Суйфунский бассейн).

В колонках: 1 — алевриты, аргиллиты; 2 — конгломераты, гравелиты, песчаники; 3 — чередование алевритов, аргиллитов, песчаников; 4 — пестроцветность; 5 — фауна (А — микрофауна, Б — макрофауна); 6 — углистые породы, угли. Комплексы фаций между колонками: 7 — пролювиально-аллювиальный, 8 — озерный, 9 — озерно-болотный, 10 — прибрежно-морской, 11 — морской, 12 — породы фундамента, 13 — породы кровли угленосной толщи, 14 — разрывные нарушения.

условиях и может быть легко сделано по цвету породы. В дальнейшем песчаники первой группы будут именоваться полимиктовыми, второй — кварцево-полевошпатовыми, третьей — полевошпатово-кварцевыми.

Минералы тяжелой фракции, выделенной из песчаников, представлены преимущественно цирконом, апатитом, турмалином, гранатом, рутилом, титанистыми минералами группы анатаз-брукита и карбонатными минералами. Из прочих «тяжелых» минералов отмечены глауконит, минералы группы шпинели, роговая обманка, эпидот. Часто присутствуют рудные минералы (пирит, ильменит, гидроокислы железа), количество которых иногда приближается к 100%, особенно в песчаниках Варфоломеевского района.

Цемент в песчаниках смешанный и, в зависимости от количества зерен и связующей массы, изменяется от базального до цемента соприкосновения. По характеру заполнения промежутков между зернами встречается цемент пленочный и выполнения пор. Структура цемента главным образом механического заполнения пор, реже беспорядочно зернистая и крустификационная. Состав цемента чаще глинисто-серицитовый, реже хлорито-глинистый и карбонатный.

Цвет песчаников изменяется от светло-серого, иногда с розоватыми оттенками, до темно-серого и крайне редко принимает зеленоватые оттенки — в зависимости от минерального состава породообразующих обломков и цемента, а также количества органических примесей. При выветривании некоторые из разновидностей песчаников приобретают ржаво-бурые оттенки.

Слоистость в описываемых осадках разнообразна. В них развиты все основные разновидности типов слоистости, выделенные для пород Сучанского бассейна (Перепечина, 1960; Шарудо, 1960; Семериков, 1960). Присутствуют и неслоистые песчаники. В мелкозернистых песчаниках верхней части разреза наблюдаются текстуры взмучивания и ходы роющих животных. Очень часто встречаются растительные остатки. Степень сохранности их различна. Чаще обнаруживаются растительный детрит и крупные растительные ткани плохой сохранности.

Фауна и микрофауна встречаются только в средне- и мелкозернистых песчаниках верхней части разреза. Обычно это створки кальцитовых раковин пелеципод и реже фаунистический детрит.

Минеральные стяжения для песчаников не характерны. Крайне редко в них наблюдаются прослойки песчано-сидеритового состава мощностью до 10—15 см в поперечнике. Образование последних связано с поздними стадиями диагенеза. Иногда в песчаниках по плоскостям наслоения распределены мелкие сингенетические сгустки сидеритового состава, сгруппированные вокруг растительных обрывков.

Формы залегания песчаников — линзообразные прослойки или выдержанные по простираанию слои четковидного строения. Мощность песчаных слоев достигает 50—60 м, но в среднем 5—15 м.

Алевролиты представлены крупнозернистыми и мелкозернистыми разностями. Вслед за песчаниками они играют немаловажную роль в сложении угленосной толщи. Наибольшее значение они приобретают в верхних частях каждой свиты. На площади их роль возрастает в центральной части бассейна.

Алевролиты окрашены в темно-серые, вплоть до черного, тона, интенсивность которых зависит от количества растительного вещества. Некоторые алевролиты обладают буроватой пятнистостью, представляющей собой выцветы сгустков гидроокислов железа.

Как и всем прочим обломочным породам, алевролитам свойственна неравномерная зернистость. В большинстве просмотренных шлифов

в алевролитах отмечалась псефо-псаммо-алевритовая, псефо-алевритовая, псаммо-алевритовая, фитаго-алевритовая и редко алевритовая структура. Содержание псаммо-псефитовых зерен иногда достигает 20—30, чаще же 5—10%.

Обломки пород исключительно редки. Обычно алевролиты состоят из зерен минералов: кварца, полевых шпатов (преимущественно плагиоклазов), хлорита, циркона, слюд, турмалина, апатита. Почти всегда присутствуют карбонаты. В некоторых алевролитах, особенно распространенных в безугольных пачках разреза, наблюдается повышенное содержание чешуек слюды.

Минералы тяжелой фракции алевролитов — циркон, апатит, турмалин, титанистые минералы группы анатаз-брукита, рутил, гранит. Всегда присутствуют карбонаты и рудные минералы.

Основная цементирующая масса представлена глинисто-слюдистым веществом, довольно часто карбонатами (преимущественно железистыми) и органическим материалом.

Слоистость в алевролитах горизонтальная или линзовидная. В неслоистых разностях обнаружены следы жизнедеятельности роющих и донных животных, взмучиваний и подводных оползней.

Растительные остатки присутствуют нередко в весьма значительных количествах. Сохранность их средняя и хорошая.

Остатки фауны и микрофауны связаны главным образом с алевролитами. Часто встречаются сидеритовые и глинисто-сидеритовые конкреции различной формы и размеров.

Мощность слоев и пачек алевролитов невелика — 1—5 м, но иногда достигает 300 м.

Глинистые породы

Представлены аргиллитами. Макроскопически они зеленовато-серые, светло-серые, серовато-черные, коричневатые, шоколадные или почти черные. Окраска их в значительной мере определяется количеством примеси углефицированного растительного вещества и минеральным составом самих пород. Присутствие слюдистых минералов придает аргиллитам светло-серые тона с серебристыми оттенками, а наличие хлорита и монтмориллонита — зеленовато-серую окраску. Шоколадные и малиновые тона обусловлены соотношением окисного и закисного железа.

Под микроскопом аргиллиты представляют собой тонкочешуйчатую однородную или комковатую массу с примесью (редко до 10%) алевролитовых частиц, иногда собранных в мелкие линзочки. Последнее и определяет их структуру как пелитовую или алевропелитовую. Алевритовые зерна сложены обломками кристаллов кварца, полевых шпатов, слюд и аксессуарных минералов. Основная пелитовая масса нередко пропитана исключительно тонким карбонатным веществом. Карбонаты рассеяны в породе в виде изотермических сферолитов или неправильных гнезд, сконцентрированных вокруг углефицированных частиц.

По данным термического анализа, большая часть аргиллитов нижнесучанской и старосучанской свит имеет гидрослюдистый и каолиновый состав. Аргиллиты северосучанской свиты наряду с гидрослюдами и каолинитом содержат хлорит и монтмориллонит. Слоистость в аргиллитах чаще отсутствует, а если и намечается, то обычно горизонтальная.

Фаунистические остатки обнаруживаются довольно часто. Сохранность их хорошая, хотя иногда наблюдается и фаунистический детрит. Остатки растений присутствуют почти всегда — иногда как равномерно

рассеянная пыль, или как бурое вещество, пропитывающее породу, или в виде отпечатков стеблей и листьев. Несколько реже встречаются остатки корней.

Сравнительно широко в этих осадках распространены конкреции. Форма их от желвакообразной до эллипсоидной, размеры незначительные — несколько сантиметров в диаметре. Большинство глинистых пород дает слабое вскипание с соляной кислотой. Многие аргиллиты обладают плитчатой отдельностью.

Аргиллиты образуют мощные линзы или залегают в виде тонких прослоев в алевrolитах или мелкозернистых песчаниках. Мощность их 0,5—2 м, но иногда достигает 50 м.

Органогенные породы

В названную группу в Сучанском бассейне входят только угли и углистые породы. Количество угльных пластов и мощность суммарного угольного пласта меняется не только по районам, но и в пределах каждого района (рис. 6).

Характеристика угленосности бассейна в целом и по свитам приводится в табл. 2. Из табл. 2 видно, что более полно охарактеризована угленосность районов юго-восточной полосы Сучанского бассейна. Данные об угленосности остальных районов недостаточны из-за незначительного количества естественных обнажений и отсутствия геологоразведочных работ на этих площадях. Поэтому все суждения о характере угленосности Сучанского бассейна в целом основываются на закономерности угленакопления, установленной в пределах юго-восточной полосы. Небольшие по объему данные по угленосности других районов позволяют уточнить эти закономерности.

В угленосной толще Сучанского бассейна насчитывается свыше 40 пластов и прослоев угля.

По данным О. А. Дзенс-Литовской (1964), угли Су-

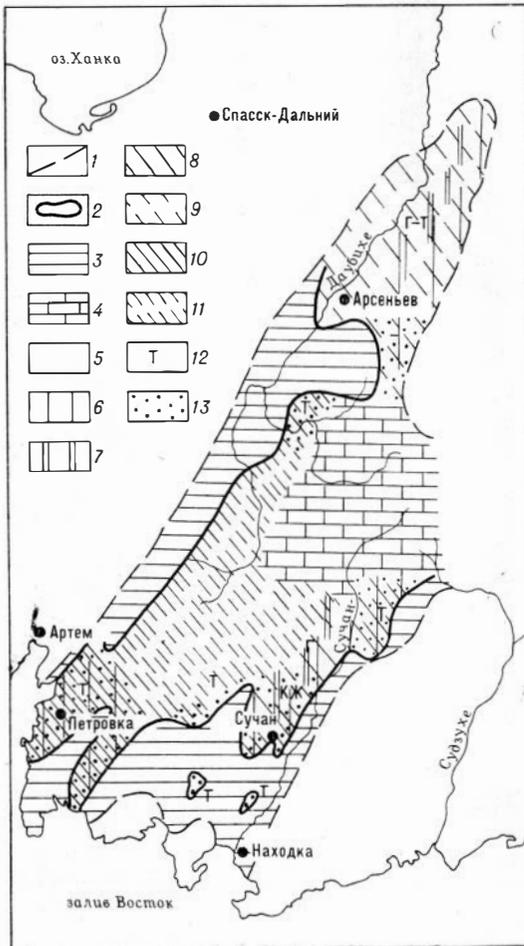


Рис. 6. Схема угленосности Сучанского бассейна.

1 — граница предполагаемого распространения угленосных отложений в период накопления, 2 — граница современного распространения угленосных отложений, 3 — площади, на которых угленосные отложения размыты, 4 — площади, на которых угленосные отложения отсутствуют по генетическим причинам, 5 — площади, на которых содержится до трех пластов угля, 6 — то же, до 10 пластов угля рабочей мощности, 7 — то же, свыше 10 пластов угля рабочей мощности, 8 — угли с установленной зольностью 7—20%, 9 — угли с предполагаемой зольностью 7—20%, 10 — угли с установленной зольностью 20—40%, 11 — угли с предполагаемой зольностью 20—40%, 12 — марки углей, 13 — зоны контактово-термального метаморфизма.

чанского бассейна можно разделить на группы, в которых отражаются не только состав, но и физико-географические и физико-химические условия накопления и разложения.

По степени блеска бассейна подразделяются на четыре группы: блестящие, полублестящие, полуматовые, матовые. В каждой группе может быть выделено несколько структурных разновидностей — однородные, полосчатые (неяснополосчатые, линзовиднополосчатые, тонкополосчатые, неравномернополосчатые, широкополосчатые, густополосчатые) и штриховатые. Дальнейшее подразделение проводится на основе микроструктурных признаков.

В изученных пластах распространены полублестящие и полуматовые полосчатые, линзовиднополосчатые и штриховатые угли, реже блестящие и матовые. Наименьшее участие в строении угольных пластов принимают однородные угли.

Любой из углей перечисленных групп может перейти в матовый при увеличении количества минеральных примесей. В группы, выделенные по блеску, могут входить угли различного вещественного петрографического состава.

Текстура сучанских углей слоистая и неслоистая. Слоистость чаще всего обусловлена послойным расположением минеральных примесей, реже она связана с чередованием слоев различного вещественно-петрографического состава. Какой-либо прямой связи между текстурой и составом угля не наблюдается.

Группа блестящих углей характеризуется черным цветом, ярким блеском, глазковой отдельностью и значительной хрупкостью. Излом ступенчатый или раковистый.

Блестящие угли хорошо спекаются и обладают высокой калорийностью. По структуре они делятся на неяснополосчатые и полосчатые. По микроструктуре они представлены витреном, стеблевым и листовым клареном и дюрено-клареном. Минеральные включения содержатся в очень небольших количествах.

Группа полублестящих углей имеет несколько пониженный блеск и неровный или угловатый излом. Уголь легко рассыпается на кусочки размером в 2—4 см. По структуре угли подразделяются на неяснополосчатые, полосчатые и штриховые, по микроструктуре — преимущественно кларены с несколько повышенной зольностью и дюрено-кларены (малозольные).

Группа полуматовых углей по внешнему виду характеризуется тусклым блеском, темно-серым цветом, значительной плотностью и неровным изломом. Зольность повышенная. Угли подразделяются на штриховатые, неяснополосчатые, тонкополосчатые, редкополосчатые, неравномернополосчатые. По микроструктуре — преимущественно кларены и дюрено-кларены, насыщенные минеральными примесями, а также различные по составу кларено-дюрены, дюрены.

Группа матовых углей. Угли почти лишены блеска, имеют неровный или раковистый излом (поверхность излома шероховатая), большой удельный вес и плотное сложение.

Цвет темно-серый. Встречаются полосчатые, неравномернополосчатые и штриховатые. Полосчатость и штриховатость обусловлены включениями полос и штрихов витрена.

Матовые угли под микроскопом представлены дюренами (фюзеновыми, ксиловитрен-фюзеновыми, фюзено-ксиленовыми) с различным, но большей частью повышенным содержанием минеральных примесей. В эту группу попадают также различные кларены, кларено-дюрены и дюрено-кларены с высоким содержанием терригенных минеральных примесей, которые имеют большое значение в матовых углях бассейна.

Район	Нижнесучанская свита				Старосучанская свита			
	общее колич. пластов	колич. рабочих пластов	мощность пластов, м	суммарный угольный пласт, м	общее колич. пластов	колич. рабочих пластов	мощность пластов, м	суммарный угольный пласт, м
Старосучанский	5	0—2	0,20—3,20	2,85—6,75	10	8	0,20—1,80	8,40—34,20
Засицинский	5	1—2	0,15—2,80	2,30—5,80	11	3—5	0,20—6,00	5,20—28,70
Коркинский	5	1—2	0,00—1,40	0,50—2,10	4—6	2—3	0,30—2,50	3,00—12,50
Тудагоуский	8	0—2	0,10—1,64	0,05—2,50	2—18	1—9	0,09—3,92	1,25—12,37
Белопадинский	8	0—3	0,05—10,46	0,10—11,48	18	3—9	0,09—5,18	2,07—11,51
Малазовский	3	0—2	0,10—3,50	0,40—4,20	2—4	1—2	0,10—1,70	1,20—6,80
Молчановский	3	1	0,20—3,10	0,10—4,20	14	3—4	0,10—1,70	4,30—6,50
Западносучанский	2	—	0,10—0,25	0,20—0,45	4	0—1	0,00—4,00	0,40—5,60
Нижнесучанский	7	0—2	(?)	0,25—2,00	8	1—2	0,30—2,00	3,50—12,40
Таудеминский	Угленосность свиты не выявлена				Угленосность свиты не выявлена			
Шетухинский	1	—	0,10—0,80	0,40—0,90	2	1	0,20—0,80	0,80—3,60
Лабогинский	2	0—1	0,20—1,95	0,30—2,40	Угленосность свиты не выявлена			
Даубихинский	2(?)	0—1	0,30—1,70	0,60—2,10	7(?)	3(?)	0,20—6,80	(?)
Варфоломеевский	?	?	?	?	(?)	(?)	(?)	(?)

Углистые породы. К этим породам относятся углистые аргиллиты и углистые алевролиты (минеральных примесей более 50%), плотные, очень крепкие, с ясно выраженным сероватым оттенком, раковистым изломом, штриховатой или линзовидной полосчатой структурой.

Под микроскопом углистые аргиллиты состоят из основной массы, часто гумусово-глинистой, мелких кристаллов и чешуек каолинита с подчиненным количеством кварца и слюды.

В результате палеоботанических (Штемпель, 1960) и палинологических (Вербицкая, 1962) исследований угленосной толщи Сучанского бассейна установлено, что исходным материалом для образования углей послужили листья, стеблевые остатки и побеги хвойных, папоротников, плауновых, цикадовых, гинкговых, саговых, беннетитов и мхов. Но не все они в равной степени участвуют в углеобразовании. Главными углеобразователями были папоротники семейства *Gleicheniaceae* и хвойные семейства *Cupressaceae* и *Taxodiaceae*. В меньшей степени в углеобразовании участвовали мхи, папоротники семейств *Schizaeaceae*, *Osmundaceae* и хвойные семейства *Pinaceae*. Остальные группы растений в углеобразовании занимают подчиненное положение.

Для нижнесучанских углей главными углеобразователями были хвойные семейства *Taxodiaceae*, *Cupressaceae* и папоротники семейства *Gleicheniaceae*, причем хвойные преобладают. Третье место занимали хвойные семейства *Pinaceae*.

Для старосучанских углей главными углеобразователями являются папоротники семейства *Gleicheniaceae* и (в несколько меньшей степени) хвойные семейства *Taxodiaceae* и *Cupressaceae*. Следующее место занимали мхи семейства *Sphagnaceae*. В отдельных пластах некоторое значение имеют хвойные семейства *Pinaceae*.

Для северосучанских углей главными углеобразователями были хвойные семейства *Taxodiaceae* и *Cupressaceae* и папоротники семейства *Gleicheniaceae*. Третье место занимали мхи и папоротники семейства *Schizaeaceae*.

бассейна в целом и по свитам

Северосучанская свита				Бассейн в целом			
общее колич. пластов	колич. рабочих пластов	мощность пластов, м	суммарный угольный пласт, м	общее колич. пластов	колич. рабочих пластов	мощность пластов, м	суммарный угольный пласт, м
2—6	2—5	0,10—4,00	2,40—9,00	21	15	0,10—4,00	13,65—50,05
6—3	2—6	0,10—6,60	4,10—14,30	24	6—13	0,10—6,60	11,60—48,80
2—9	1—5	0,00—6,00	3,40—15,60	17	3—10	0,10—6,00	6,90—30,60
9—18	3—9	0,09—4,00	0,26—15,53	44	4—20	0,05—4,03	1,56—27,40
19	1—5	0,10—6,75	2,50—8,00	45	4—17	0,55—10,46	4,67—29,97
Отложения свиты размыты				7	1—4	0,10—3,50	1,60—11,00
Фацнальное замещение угленосных отложений морскими осадками				28	9—11	0,10—3,90	8,93—22,68
Отложения свиты смыты				15	1—4	0,20—2,00	4,30—15,80
17	2—3	0,05—2,20	6,55	17(?)	2—3	0,05—2,20	6,55
3	—	0,20—1,20	0,50—2,80	8	—	0,10—1,20	1,70—7,30
Отложения свиты смыты				2(?)	1	0,20—1,95	0,30—2,40
То же				9(?)	4(?)	0,30—6,80	(?)
(?)	(?)	(?)	(?)	22(?)	5(?)	0,10—2,80	(?)

З. И. Вербицкой и О. А. Дзенс-Литовской установлена зависимость спорово-пыльцевых комплексов от петрографического состава углей. Однородные блестящие угли характеризуются очень высоким содержанием в руководящем спорово-пыльцевом комплексе спор папоротников семейства *Gleicheniaceae* (более 50%), бедностью видового состава спор и пыльцы и соответственным уменьшением количества спор и пыльцы других растений, особенно пыльцы хвойных семейств *Taxodiaceae* и *Cupressaceae*. При увеличении зольности блестящего угля до матового (через полублестящий и полуматовый) в спорово-пыльцевом комплексе уменьшается содержание спор папоротников семейства *Gleicheniaceae*. Возрастает количество пыльцы хвойных семейств *Taxodiaceae*, *Cupressaceae* и спор папоротников семейства *Osmundaceae*.

В матовых фюзено-ксиленовых дюренах высоко содержание мхов и значительно количество спор папоротников семейства *Osmundaceae*.

Спорово-пыльцевые комплексы углистых аргиллитов характеризуются очень высоким содержанием пыльцы хвойных семейств *Taxodiaceae* и *Cupressaceae*. Возрастает количество спор папоротников семейств *Osmundaceae*, *Polypodiaceae*, *Schizaeceae*. Сравнительно заметнее участие принимают плауновые семейства *Selaginellaceae*. Угли Северного Сучана, как правило, более зольные. По данным З. И. Вербицкой, в них разнообразнее видовой состав спор и пыльцы, а в руководящих комплексах споры папоротников семейства *Gleicheniaceae* имеют меньшее значение, чем в углях Старого Сучана. Одновременно в них возрастает количество пыльцы хвойных *Taxodiaceae* и *Cupressaceae*, а также спор папоротников семейств *Schizaeceae* и *Polypodiaceae*.

Исходный растительный материал сучанских углей, по мнению О. А. Дзенс-Литовской, накоплялся в обстановке влажного и умеренного климата, в обводненной среде, при преобладании процессов восстановления без доступа кислорода, что привело к высокой степени остудневания большинства растительных тканей и образованию гелифицированных компонентов. Первичные условия отложения и превращения

исходного материала были не везде одинаковыми. Они в значительной мере определялись составом растворов, циркулировавших в торфянике, и степенью его обводненности. В результате разнообразных процессов превращения растительных остатков в зависимости от степени их окисления или остудневания, а также от характера исходного материала возникали различные микрокомпоненты угля.

В углях Сучана много минеральных примесей, особенно в пластах северосучанской свиты Старого Сучана и всех пластах Северного Сучана. Среди аутигенных минералов выделяются сингенетические и эпигенетические.

Сингенетические минералы представлены каолинитом, кальцитом и сидеритом, которые присутствуют в виде мелкой вкрапленности. Каолинит обнаруживается на вертикальном изломе угля в виде включений белого цвета. Морфологические разновидности его представлены мелкими зернами округлой формы (прозрачными и бесцветными с низкими серыми цветами интерференции), рассеянными в массе угля, и каолинитом (чаще тонкокристаллическим), выполняющим трещины отдельности в гелифицированном веществе и полости клеток растительных тканей в любом типе угля.

Сидерит встречается в виде мелких или округлых скрытокристаллических образований овальной формы, желтовато-золотистого цвета, с высокими цветами интерференции (перламутровыми), обычно в гелифицированном веществе.

Эпигенетические минералы представлены кальцитом, сидеритом, реже кварцем, которые выполняют трещины в блестящем и полублестящем угле; кальцит и кварц нередко выполняют полости клеток фюзенизированных тканей.

Кальцит чаще всего мелкокристаллический. Эпигенетический сидерит заполняет трещины в угле, образовавшиеся под влиянием тектонических воздействий, а иногда полости клеток фюзенизированных тканей. Кварц заполняет клеточные полости фюзенизированных тканей в блестящем и полублестящем угле (шестоватой структуры). Часто одна и та же трещина в угле может быть минерализована кальцитом, каолинитом, сидеритом и кварцем. Кальцит и сидерит в этих углях встречается сингенетичный и эпигенетичный, а кварц — эпигенетичный и терригенный.

Терригенный материал состоит из тонкодисперсного глинистого вещества, остроугольных обломков кварца, табличек полевого шпата (преимущественно кислого плагиоклаза с тонкими полисинтетическими двойниками). Эти включения имеют беспорядочное расположение; они попали в него в результате привноса терригенного материала водными потоками в проточное болото. Терригенный материал не имеет закономерной связи с определенным типом угля.

Пирит, хотя и является типичным сингенетичным минералом, рассматривается отдельно, так как в сучанских углях встречается довольно редко. Обычно он представлен зернистыми образованиями — вкрапленностью, различной невооруженным глазом и под микроскопом. Состоит он из отдельных мелких зерен совершенно правильной округлой формы, реже линз, приуроченных большей частью к кровле пласта.

По содержанию золы сучанские угли подразделяются на три группы: малозольные, содержащие золы от 7 до 20%; с переменной зольностью от 7 до 40%; высокозольные, с постоянной зольностью 20—45%. Удельный вес зольных углей 1,6—1,7, чистых — 1,2—1,3.

В зависимости от характера распределения зольного материала угли делятся на трудно- и легкообогатимые. К труднообогатимым относятся угли с примесью тонкодисперсного глинистого вещества и угли,

содержащие каолинит, кальцит и сидерит в виде тончайшей и мелкой вкрапленности, так как эти включения тесно связаны с веществом угля. Эпигенетические минералы легко отделимы от вещества угля, поэтому в первую очередь уголь может быть обогащен за их счет.

В результате петрографического изучения сучанских углей О. А. Дзенс-Литовской (1964) были установлены их классы. В основу выделения классов положен принцип вещественного состава (преобладание тех или иных микрокомпонентов), а также структурные и текстурные признаки.

I класс. Гелитолиты. Угли этого класса характеризуются преобладанием (62—100%) гелифицированных углеобразующих компонентов. По внешнему виду они могут быть блестящими, полуматовыми и матовыми черного цвета, иногда с серым оттенком, или серого цвета за счет минеральных примесей (полуматовые и матовые). При отсутствии минеральных примесей угли хрупкие. Гелитолиты входят в состав всех изученных пластов, слагая слои, пачки и целые пласты.

По составу угли этого класса клареновые и дюрено-клареновые чистые или с минеральными примесями.

В зависимости от того, в какой стадии разложения находятся основные углеобразующие компоненты (в данном случае гелифицированные), в классе гелитолитов выделены подклассы: гомогелиты (угли с преобладанием бесструктурных гелифицированных компонентов), микстогелиты (угли с преобладанием смешанных гелифицированных компонентов) и телогелиты. Наиболее распространены в изученных углях телогелиты и микстогелиты.

Подкласс гомогелитов объединяет различные кларены и дюрено-кларены с однородным гелифицированным веществом: ультракларены (гомогелиты), кларены фюзено-ксиленовые (фюзено-гомогелиты) и кларены смешанные (фюзено-липоидо-гомогелиты), дюрено-кларены фюзено-ксиленовые (фюзено-гомогелиты) и дюрено-кларены смешанные (фюзено-липоидо-гомогелиты). Сюда же относятся кларены и дюрено-кларены, насыщенные в той или иной мере минеральными примесями.

Все перечисленные угли образовались из значительно остуденевших стеблевых и листовых тканей, представленных однородной гелифицированной массой (9,4%). Иногда строение тканей сохраняется и можно проследить переходы от фрагментов к основной массе. Второстепенные компоненты представлены фюзеном и семифюзеном. Если кроме фюзена и семифюзена присутствует кутикула, то ей сопутствуют смоляные тела и очень редко споры и коровые ткани.

Угли этого подкласса встречаются во всех пластах Сучанского бассейна.

Подкласс телогелитов объединяет кларены и дюрено-кларены со структурным гелифицированным веществом: кларены ксиловитреновые (телогелиты), кларены фюзено-ксиленовые (фюзено-телогелиты), кларены смешанные (фюзено-телогелиты) и дюрено-кларены смешанные (фюзено-липоидо-телогелиты). Все перечисленные кларены и дюрено-кларены насыщены минеральными примесями. В углях этого подкласса в основном преобладают структурные гелифицированные и древесинные (до 60%) компоненты, т. е. это листовые и стеблевые кларены, представленные чаще всего ксиловитреновой основной массой и фрагментами растительных тканей и ксиловитреновой, реже ксиленовой структурой. Второстепенными компонентами являются кутикула (очень часто окаймляющая листья), смоляные тела, семифюзен и очень редко споры и коровые ткани.

В Сучанском бассейне угли этого подкласса распространены широко.

Подкласс микстогелитов объединяет различные кларены и дюрено-кларены со смешанным гелифицированным веществом как структурным, так и бесструктурным (до 34%) из различных стеблевых и листовых частей растений: кларены (микстогелиты), кларены фюзеновые (фюзено-микстогелиты) и кларены смешанные (фюзено-липоидо-микстогелиты), дюрено-кларены фюзеновые (фюзено-микстогелиты) и дюрено-кларены смешанные (фюзено-липоидо-микстогелиты), а также все перечисленные выше кларены и дюрено-кларены, насыщенные минеральными примесями. Второстепенные компоненты — фюзен, семифюзен, кутикула, смоляные тела и очень редко споры и коровые ткани.

Угли этого подкласса широко распространены в пластах и свитах Сучана.

II класс. Фюзенолиты. Угли этого класса характеризуются значительным развитием фюзенизированных углеобразующих компонентов с подчиненным количеством остатков гелифицированных растительных тканей, по типу превращения таких же, как в гелитолитах.

Этот класс представлен полуматовыми и матовыми углями серовато-черного цвета, реже бархатисто-черного, обычно хрупкими, но в случае минерализации слагающих фюзенизированных компонентов плотными. Наименее зольные представители этого класса выглядят полублестящими.

Микроструктура углей дюреновая и кларено-дюреновая с фюзеновым и фюзено-ксиленовым материалом.

По характеру фюзенизированного вещества, т. е. по степени фюзенизации, в этом классе можно выделить подклассы: фюзениты — угли с преобладанием сильно фюзенизированного вещества; семифюзениты — угли с преобладанием слабо фюзенизированного вещества, микстофюзениты — угли с преобладанием смешанного фюзенизированного вещества. Широко распространены микстофюзениты, тогда как семифюзениты обнаруживаются редко. Так же, как и в классе гелитолитов, среди фюзенолитов выделяются типы и подтипы.

Подкласс фюзенитов объединяет дюрены фюзеновые (гелито-фюзениты) и дюрены смешанные (гелито-липоидо-фюзениты) с различным содержанием минеральных примесей. Гелито-фюзениты содержат до 72% сильно фюзенизированных растительных тканей.

Углеобразующими компонентами являются сильно фюзенизированные фрагменты с различно сохранившейся структурой. Второстепенные компоненты представлены гелифицированным веществом, кутикулой и смолой.

Фюзены в сучанских углях встречаются очень редко в виде микрослойков мощностью 2—3 мм. Поэтому роль фюзенитов как пластообразующего типа невелика.

Подкласс семифюзенитов встречается редко: дюрен-фюзено-ксиленовый (гелито-семифюзенит) был обнаружен только в пласте c_{10} (c_{15}) шахты 10 Старого Сучана. Семифюзениты — это угли, состоящие в основном из коровых тканей, которые являются в данном подклассе углеобразующими. К второстепенным компонентам относятся гелифицированное вещество, кутикула и смола.

Подкласс микстофюзенитов объединяет дюрены фюзено-ксиленовые (гелито-микстофюзениты) и дюрены смешанные (гелито-липоидо-микстофюзениты), содержащие до 5,7% липоидных компонентов; кларено-дюрены фюзено-ксиленовые (гелито-микстофюзениты) и кларено-дюрены смешанные (гелито-липоидо-микстофюзениты).

Углеобразующие компоненты микстофюзенитов представлены фюзенизированными и слабофюзенизированными тканями. Второстепенными компонентами являются гелифицированное вещество, смола, кутикула в сочетании с каким-либо количеством минеральных примесей.

Из всего класса фюзенитов наиболее распространены микстофюзениты.

Деление углей Сучанского бассейна на марки (согласно ГОСТ 7024—54) показано в табл. 3.

Во многих работах по геологии Сучана высказывается мнение о наличии в юго-восточной полосе Сучанского бассейна каменных углей всех марок — от длиннопламенных до антрацитов. В действительности в бассейне есть угли, отвечающие стандартной маркировке по содержанию летучих веществ, углерода и водорода, но они не отвечают соответствующим маркам по такому важному качественному параметру,

Таблица 3

Марки углей Сучанского бассейна

Марка	V^r , %	Y , мм	Характеристика нелетучего остатка	Q , кал
Д	37 и более	—	Порошкообразный, слипшийся и слабоспекающийся	—
Г	35 и более	6—12	—	—
ПЖ	25—35	13 и более	—	—
Т	8—20	—	Порошкообразный, слипшийся и стекшийся	—
ПА	Менее 8	—	—	8300 и более

как спекаемость. Если судить по этому показателю, то в Сучане при наличии крайних членов ряда присутствуют далеко не все промежуточные марки угля. По сути дела, в бассейне нет типичных жирных и коксовых углей. Например, угли Северного Сучана, разрабатываемые шх. 26, и других участков, которые по общепринятым положениям можно отнести к группе паровично-жирных, из-за слабой спекаемости выделяются в особую марку — слабоспекающихся.

Угли Сучанского бассейна в основном газовые, но по юго-западной, юго-восточной и западной окраинам бассейна и на некоторых площадях в его центральной части развиты высокометаморфизованные угли марок ПЖ, Т и ПА. Угли марки ПЖ распространены главным образом в Старосучанском районе (шх. 3, 10, 16, 2/5) и в меньшей степени в Тудагоуском районе (шх. 25/26). Угли марок Т и ПА обнаружены в шх. 1 и 21 Старого Сучана, в некоторых изолированных точках Северного Сучана (в местах контакта угольных пластов с телами изверженных пород), в Малазовском, Нижнесучанском, Таудеминском и Шегухинском каменноугольных районах.

В участках соприкосновения тощих и паровично-жирных углей появляются угли марки К (кокосвые).

Зоны развития коксовых углей в пределах хорошо изученной части Сучанского бассейна имеют в большинстве случаев небольшую ширину — от нескольких метров до нескольких десятков сантиметров, и только на Старом Сучане в пределах шх. 10 ширина полосы коксовых углей достигает 1,5—2 км.

Распределение марок углей по шахтам Сучанского бассейна

Район	Северный Сучан					Старый Сучан				
№ шахты	36	35	34,33	31	30, 29, 26, 25	24,20	16	10	3	21
Марка	ПЖ	Г	ПЖ	Т	Г,Г—ПЖ	Г	ПЖ	ПЖ	ПЖ, Т	ПА, К

Распределение марок углей по работающим и законсервированным шахтам и штольням юго-восточной полосы Сучанского бассейна приведено в табл. 4, а химические анализы — в табл. 5.

Угли Сучанского бассейна труднообогащаемые, причем обогатимость мелких классов лучше, чем крупных.

Сравнительно легко обогащаются нижние пласты старосучанской свиты и трудно — верхние пласты этой же свиты, а также все пласты нижнесучанской и северосучанской свит. Без обогащения в Сучанском бассейне используются только угли старосучанской свиты, за исключением пластов $c_{17}(c_9)$ и $c_{18}(c_{10})$, а для всех других пластов требуется специальное обогащение.

Химический состав золы товарных углей по шахтам Старого и Северного Сучана следующий: $SiO_2=55,38-65,00\%$; $Fe_2O_3=4,9-9,7$; $Al_2O_3=20,48-25,06$; $P_2O_5=0,0-0,85$; $CaO=1,3-11,12$; $MgO=0,72-1,79$; $CO_3=1,54-6,15\%$.

Температура плавления золы углей из шахт Старого Сучана $1180-1240^\circ$, а из шахт Северного Сучана — 1300° .

Высокометаморфизованные угли Сучана на открытом воздухе не самовозгораются. На шахтах Северного Сучана, добывающих частично окисленные угли с содержанием летучих веществ $28-30\%$, угли возгораются в отвалах.

Газовые угли в лабораторных условиях дают следующие выходы химических продуктов: смолы $1,15-4,47\%$, бензола $1,14-1,5\%$, газа $345-362\text{ м}^3/\text{т}$.

Сучанские угли — это ценное энергетическое топливо, которое после обогащения пригодно даже наиболее взыскательным потребителям. Некоторые марки углей (шх. 10) могут быть с успехом использованы для получения металлургического кокса, пригодность которого для домен средней величины установлена промышленными испытаниями. При менее жестких режимах коксования сучанских углей можно получить значительные выходы химических продуктов.

Шахты Северного Сучана силикозоопасные, так как содержание кремнекислоты во вмещающих породах более 10% .

Все пласты угля бассейна относятся к опасным по выделению метана и углекислоты, а также по взрываемости угольной пыли.

К первой категории по газоопасности (выделение метана до $5\text{ м}^3/\text{т}$ угля) относятся все шахты Северного Сучана; ко второй категории (выделение метана $5-10\text{ м}^3/\text{т}$ угля) относится шх. 24; к третьей (выделение метана $10-15\text{ м}^3/\text{т}$) — шх. 21. К внекатегорийным относятся шх. 1, 3, 10, 16, 20 Старого Сучана — выделение метана в них более $15\text{ м}^3/\text{т}$ угля.

Внезапные выбросы угля и газа наблюдались в шх. 1, 2/5, 10, 20, 21.

Химические анализы угольных пластов (по данным треста «Сучануголь»)

Индекс пласта	Мощность пласта, м	%			Пластометрические параметры	
		зола на сухое топливо	летучие вещества на сухое топливо	летучие вещества на горючую массу	X	Y

Шх. 1

C ₅ (C ₂)	0,5—0,7	17,5—42,5	4,2—6,8	5,7—8,5	0	0
C ₇ (C ₄)	1,5—1,6	14,4—20,7	5,3—9,4	6,1—9,0	0	0
C ₁₀ (C ₅)	0,4—2,2	12,8—20,9	4,9—7,6	7,8—9,1	0	0

Шх. 3

C ₅ (C ₂)	0,5—1,5	9,1—28,0	22,6—26,5	31,4—33,6	13	14
C ₇ (C ₁)	1,2—1,5	18,3—41—9	21,8—25,9	29,8—37,7	0	10
C ₁₀ (C ₅)	1,3—1,5	17,2—36,3	20,0—26,5	20,0—34,4	20	12

Шх. 10

C ₅ (C ₂)	0,6	14,0—37,8	22,45—29,5	30,8—36,6	13—	14
C ₇ (C ₄)	0,4—3,0	41,8—49,5	17,5—20,7	34,3—39,0	—	—
C ₁₀ (C ₅)	1,05—1,4	10,0—13,5	29,9—29,6	32,9—32,5	14	13
C ₁₄ (C ₇)	1,2—1,3	22,8	23,5	30,5	15	4
C ₁₅ (C ₇)	1,1—1,3	20,2	26,5	33,1	19	10
C ₁₇ (C ₉)	3,0	29,1—29,4	23,3—26,3	32,4—43—6	—	—
C ₁₈ (C ₁₀)	1,3	18,7—42,2	21,8—28,00	32,4—42—4	15	13

Шх. 16

C ₁ (C ₅)	0,5—0,7	17,0—46,0	21,5—29,7	32,7—35—6	23	13
C ₅ (C ₂)	0,2—0,8	15,0—22,9	23,4—28—5	29,4—34,8	21	10
C ₇ (C ₄)	4,0—10,0	23,3—55,2	19,2—24,6	32,0—40,5	28	10
C ₁₀ (C ₅)	0,9	24,1—43,5	29,5—32,5	30,2—40,5	30	10

Шх. 20

C ₇ (C ₄)	2,0—2,5	18,4	27,8	33,8	—	—
C ₁₇ (C ₆)	0,83—1,52	17,3—28,5	23,3—28,6	29,2—32,6	23	8
C ₁₅ (C ₇)	1,0—1,4	15,8—19,0	27,6—29,1	29,2—35,6	22	9
C ₁₈ (C ₁₀)	4,7	34,3—47,6	15,3—28,9	26,5—46,3	19	9

Шх. 21

C ₇ (C ₄)	0,4—1,9	12,3—12,5	10,10—11,0	11,4—12,6	6	0
C ₁₀ (C ₅)	1,05—1,31	13,5—15,7	9,5—11,5	10,9—13,6	—	—
C ₁₄ (C ₆)	0,7—1,8	26,2—31,6	6,0—6,2	8,1—8,9	0	0
C ₁₇ (C ₉)	1,5—2,0	32,2—46,7	11,0—15,7	16,2—25,7	14	0
C ₁₈ (C ₁₀)	1,5—2,5	32,6—52,9	9,0—17,1	15,2—27—2	—	—

Шх. 24

d ₁ (d ₀)	0,0—2,2	28,0—47,0	—	37,0—34,0	0,7	—
d ₂ (d ₁)	0,0—2,5	16,0—49,0	—	32,0—34,0	26	7
d ₃ (d ₂)	0,92—2,2	33,0—44,0	—	30,0—40,0	23	7
d ₇ (d ₄)	2,3—2,6	20,0—40,0	—	34,0—37,0	24	5
d ₉ (d ₅)	0,5—2,4	25,0—50,0	—	34,0—39,0	—	—
d ₁₁ (d ₆)	0,55—0,97	20,0—34,0	—	30,0—42,0	—	27
d ₁₄ (d ₇)	0,0—1,5	35,0—40,0	—	35,0—42,0	—	22

1	2	3	4	5	6	7
Шх. 25—26						
C ₁₀ (C ₅)	0,7—1,1	19,68	—	31,31	—	—
C ₁₄ (C ₇)	1,1—1,3	13,77—17,43	—	31,05—30,76	—	—
d ₈	1,5	31,8—36,8	—	24,6—25,32	—	—
d ₉	1,5	30,35—50,28	—	25,9—23,6	—	—
d ₁₀	0,9—1,5	28,35—30,7	—	21,2—23,0	—	—
d ₁₅	1,7—2,3	24,9—25,9	—	17,04—22,1	—	—
Шх. 29						
C ₁₁	1,4—1,8	12,2—13,6	—	33,6—35,2	—	—
C ₁₅	0,7—1,0	58,69	—	40,07	—	—

Литолого-фациальные комплексы

В итоге литолого-фациального изучения установлено, что все породы угленосной толщи имеют континентальное и морское происхождение. Собственно угленосные породы сложены континентальными образованиями. Значительно меньшая их часть генетически связана с прибрежно-морскими отложениями. Неугленосная часть разреза представлена прибрежно-морскими и морскими отложениями.

В разрезе континентальные образования слагают преимущественно нижнюю часть угленосной толщи, а верхнюю — морские отложения.

Территориально морские отложения выполняют центральную часть Сучанского бассейна, периферические же его области сложены континентальными образованиями, с которыми связана промышленная угленосность.

Континентальные отложения представлены фациями аллювиально-делювиальных отложений склонов, временных потоков, русел рек, пойм и пойменных озер, озер подножий, озер водораздельных, приморских озер, почв, болот, торфяников.

Для морских фаций типичны отложения прибрежного мелководья пляжей или отмелей, лагун или заливов, пересыпей или баров, прибрежных валов, подводных частей русел. Детальная характеристика фаций приведена в работах А. А. Семерикова (1960) и И. И. Шарудо (1960). В настоящей работе представляется целесообразным описать угленосные отложения не по фациям, а по литолого-фациальным комплексам, под которыми понимается совокупность осадков, генетически связанных с крупными ландшафтными зонами (группа родственных фаций).

В разрезе угленосных и синхронных им неугленосных осадков Сучанского бассейна установлены отложения пяти литолого-фациальных комплексов: пролювиально-аллювиального, озерного, озерно-болотного, прибрежно-морского и морского. Процентное содержание отложений этих литолого-фациальных комплексов в разрезе Сучанского бассейна приведено в табл. 6.

Таблица 6

Процентное содержание литолого-фациальных комплексов в угленосной толще

Район	Пролювиально-аллювиальный	Озерный	Морской	Озерно-болотный	Прибрежно-морской
Старосучанский	36,8	13,7	11,1	34,1	4,3
Северосучанский	27,3	17,3	22,2	20,9	12,3
Нижнесучанский	70,9	—	—	29,1	—
Малазовский	66,9	10,1	—	23,0	—
Западносучанский	15,1	—	72,6	5,4	6,9
Шетухинский	57,9	—	10,0	21,1	11,0

Пролювиально-аллювиальный комплекс*. Осадки этого комплекса преобладают в разрезе угленосной толщи Сучанского бассейна. Содержание их достигает 70,9%. Особенно они развиты в юго-западной и северо-восточной краевых частях бассейна. С продвижением к его центру значение их понижается. На площади они слагают подковообразную зону, тесно примыкающую своей внешней кромкой к областям размыва и сноса (см. рис. 2, 3). В начальную эпоху накопления угленосных отложений ширина этой зоны на юго-востоке достигала 20—40 км, постепенно сужаясь к северу до 4—6 км. В северосучанское время ширина зоны, занимаемой осадками рассматриваемого комплекса, резко сократилась, достигая в юго-восточной части 1—4 км.

Отложения пролювиально-аллювиального комплекса представлены главным образом песчаниками. Преимущественное значение среди них получили крупнозернистые разновидности. Среди песчаников иногда наблюдаются в виде прослоев и, реже, мощных обособленных линзовидных тел конгломераты, брекчии, гравелиты и крупнозернистые алевролиты.

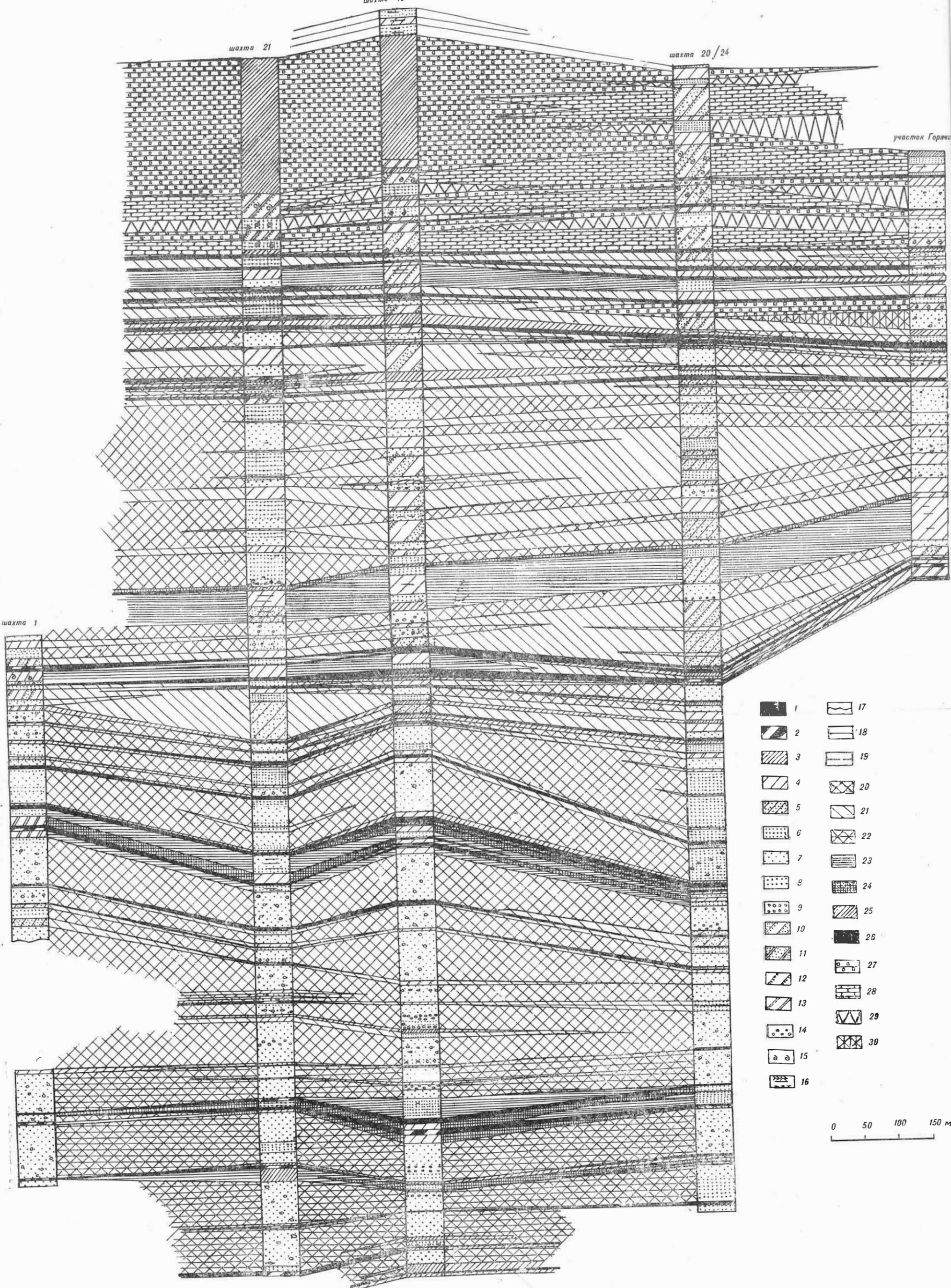
Грубообломочные породы, разнозернистые и крупнозернистые песчаники характеризуют собой осадки временных потоков. Прочие разновидности песчаников в основном представляют осадки русел рек.

Окраска пород рассматриваемого комплекса различная — от пестрой для грубообломочных до серой и темно-серой для песчаников и крупнозернистых алевролитов. Разнообразие окраски тесно связано с вещественным составом отложений и примесью органического вещества.

Кластический материал по составу весьма разнообразен и крайне изменчив по содержанию. В основном он представлен обломками осадочных, изверженных и метаморфизованных, иногда просто метаморфических горных пород. Количество зерен обломков минералов невелико и не превышает 30—40%.

Из обломков пород встречаются алевролиты (частично слабослюдистые), кварцевые порфиры, порфириты, пепловые туфы, пепловые алевролиты, углистые аргиллиты, граниты, кремнистые породы. Зерна минералов представлены кварцем, кислыми плагиоклазами, калиевыми полевыми шпатами (ортоклаз-микроклин). Некоторые из более равномернозернистых песчаников по минеральному составу относятся к группе кварц-полевошпатовых. Однако в целом для всех описы-

* К пролювиально-аллювиальному комплексу относим отложения временных потоков, русел рек, пойм и аллювиально-делювиальные отложения склонов, а также подчиненные этому комплексу осадки болот и торфяников.



- | | |
|----|----|
| 1 | 17 |
| 2 | 18 |
| 3 | 19 |
| 4 | 20 |
| 5 | 21 |
| 6 | 22 |
| 7 | 23 |
| 8 | 24 |
| 9 | 25 |
| 10 | 26 |
| 11 | 27 |
| 12 | 28 |
| 13 | 29 |
| 14 | 30 |
| 15 | |
| 16 | |

0 50 100 150 м

Рис. 7. Литолого-фациальный профиль угленосных отложений по линии шх. 1 — участок Горячий.

1 — уголь, 2 — углистый аргиллит, 3 — аргиллит, 4 — алевролит, песчаники: 5 — алевролитовый, 6 — мелкозернистый, 7 — среднезернистый, 8 — крупнозернистый, 9 — гравелит, 10 — чередование песчаника мелкозернистого алевролитовым, 11 — чередование аргиллитов, алевролита и песчаника алевролитового, 12 — чередование алевролита с песчаником мелкозернистым, 13 — чередование аргиллита и алевролита, 14 — гравий и галька, 15 — фауна, 16 — флора, 17 — контакт размыва, 18 — резкий контакт, 19 — постепенный контакт, фации: 20 — русловая, 21 — паводковая (на пойме), 22 — временных потоков, 23 — пойменных и старичных озер, 24 — зарастающих озер, 25 — болота, 26 — торфяников, 27 — лагун и заливов, 28 — прибрежного мелководья, 29 — пляжей и отмелей, 30 — подводных частей русел.

ваемых отложений характерен полимиктовый состав. Изменив состав отложений и на площади. В осадках этого комплекса, распространенных на площади Северного Сучана, обнаружено значительное количество обломков, образованных за счет разрушения осадочных пород. Далее к югу количество их резко сокращается и одновременно нарастает содержание обломков, сформированных за счет разрушения метаморфизованных и метаморфических пород. Цементирующая масса в грубообломочных породах гравийно-песчано-глинистая.

Цемент в песчаниках смешанный — от базального до цемента соприкосновения. В аллювиальных песчаных разностях фиксируется и пленочный цемент. Состав цемента алевро-пелито-слюдистый, каолиновый или же глинисто-карбонатный. Всегда в тех или иных количествах содержатся диагенетический кальцит и брейнерит (?). Структура пород неравномернозернистая. Иногда в ней даже трудно наметить преобладающую фракцию. Обломочный материал остросребристый или угловатый. Слоистость в осадках временных потоков отсутствует; в осадках руслового аллювия она косая, однонаправленная. Из растительных остатков присутствуют сидеритизированные и окремненные обломки стволов, обрывки тканей и растительный детрит.

Нижний контакт описанных осадков резкий, в большинстве случаев со следами размыва, причем размывы неглубокие. Приконтактные участки при наличии контактов размыва представлены седиментационными брекчиями мощностью от нескольких десятков сантиметров до 1 м. Над пластами угля в таких зонах фиксируются угльные оторженцы — кусочки углистого вещества, погруженные в песчаную или щебнисто-галечно-гравийную массу. Верхние контакты пролювиально-аллювиальных отложений постепенные. В основании пролювиально-аллювиальных осадков залегают осадки озерного и озерно-болотного комплексов, а также образования древнего ложа. Вверх по разрезу пролювиально-аллювиальные осадки сменяются отложениями озерно-болотного, болотного, а иногда и морского комплексов (рис. 7).

Менее мощные пачки песчаников, по некоторым признакам сходные с песчаниками пролювиально-аллювиального комплекса, встречаются среди морских и озерных образований. Такие осадки относятся к отложениям подводных выносов основных водотоков.

Наблюдения над разрезами показывают, что осадки пролювиально-аллювиального комплекса залегают в форме линз или пластообразных выдержанных по простиранию тел мощностью до 200 м, чаще 50—100 м. Наибольшие мощности этих осадков отмечены в краевых частях Сучанского бассейна вблизи границ с питающими провинциями.

В нижних частях каждой из свит залегают выдержанные на значительных расстояниях слои конгломератов или песчаников. Такие слои служат маркирующими горизонтами. По вертикали строение линз и пластовых залежей неоднородно. Они состоят из чередующихся пачек осадков, обладающих различной размерностью зерен. Мощность таких пачек невелика и не превышает нескольких метров или даже сантиметров. Взаимопереходы от слоя к слою неотчетливые, хотя иногда встречаются следы местных размывов. Величина обломков нарастает или к основанию пачек и слоев в целом, или к центральным их частям.

Общая полособразная форма залегания осадков пролювиально-аллювиального комплекса в отдельных районах Сучанского бассейна постоянно нарушалась на протяжении всего седиментационного цикла (рис. 5). Это выражено в языкообразных вклиниваниях осадков пролювиально-аллювиального комплекса в осадки смежных с ними комплексов — озерно-болотного, озерного, прибрежно-морского и морского.

Отложения торфяных болот имеют ограниченное распространение в зоне интенсивного развития осадков пролювиально-аллювиального комплекса. Торфяники, из которых произошли угольные пласты, сильно засорены терригенными частицами и залегают в виде маломощных и быстро выклинивающихся линз. Однако с удалением от питающих провинций к центральной части Сучанского бассейна осадки пролювиально-аллювиального комплекса переходят в комплексы, в которых значительное участие принимают торфяники (угольные пласты), обладающие кондиционными качествами. Анализ фактического материала показывает, что интересные для промышленности площади угольных пластов были удалены от областей сноса в среднем на 3—8 км.

Озерный комплекс фаций. Отложения озерного комплекса представлены осадками фаций приморских (береговых), долинных, водораздельных озер и озер первичных впадин фундамента. В разрезе отложения озерного комплекса занимают подчиненное положение. Содержание их не превышает 17%. Однако в некоторых частях разреза (низы северосучанской и верхи старосучанской свит) для Северного Сучана, Старого Сучана и Шетухинского районов эти отложения широко развиты. Занимаемые ими площади имеют оваловидные очертания и приурочены к пограничной части зон распространения осадков пролювиально-аллювиального и озерно-болотного комплексов.

Литологический состав озерных отложений различен. В подавляющем большинстве они состоят из мелко- и крупнозернистых алевролитов, а также мелкозернистых песчаников. Среди алевролитов в виде прослоев обычны аргиллиты. Последние изредка образуют и самостоятельные тела мощностью 3—5 м, прослеживающиеся на значительных площадях. Иногда на участках сочленения озерных отложений с пролювиально-аллювиальными в общей массе тонкоотмученных пород присутствуют прослои и линзы крупно- и среднезернистых песчаников.

Озерные осадки обладают равномерно-зернистой структурой и характеризуются преобладанием угловатокатаных и окатанных обломков. Исключение представляют только озерные отложения, входящие в состав нижнесучанской свиты. Это плохо отсортированные алевролиты и аргиллиты, что объясняется постоянной примесью к пелитовым и алевролитовым частицам псефито-псаммитовых зерен (почти 50%).

Окраска озерных осадков меняется от светло-серой до серовато-черной и темно-коричневой. Она в значительной степени обусловлена присутствием углефицированных растительных частиц.

Обломочный материал относительно обогащен стойкими минералами, например плаггиоклазами, обломками эффузивов и кремнистых пород. Полевые шпаты сильно изменены — пелитизированы и карбонатизированы. Зерна кварца и полевого шпата часто корродированы и имеют зубчатые очертания. Значительная часть обломков основных эффузивов интенсивно хлоритизирована.

В отложениях озер (особенно крупных) резко возрастает содержание минералов тяжелой фракции. Нередко в шлифах наблюдаются гнездовидные скопления циркона, зерен апатита и турмалина.

Псефито-псаммитовые обломки представлены кремнистыми породами, гранитами, эффузивами и кварцево-полевошпатовыми песчаниками. Алевритовая часть состоит из тонкоизмельченных обломков того же состава с повышенным содержанием гидрослюд.

Цемент сцепления или выполнения пор составляет около 10 — 20%. Состав цемента в основном карбонатный (сидерит, брейнерит и реже кальцит). Карбонаты преимущественно мелкоагрегатного строения, от бурых до непрозрачных с примесью гидроокислов железа. Реже присутствуют кристаллические карбонаты ромбоэдрической формы.

Для аргиллитов характерна пелитовая или фитагмопелитовая структура. В общей глинистой массе в небольших количествах (1—3%) содержатся зерна алевритовой размерности.

Слоистость преимущественно мелкая, горизонтальная за счет ритмичнопослойной сортировки зерен, присыпки растительного детрита или бесцветных слюд и гидрослюд по наслоению. В песчаниках иногда фиксируются однонаправленная косая сходящаяся слоистость, следы взмучиваний, ходы роющих животных и следы подводных оползаний грунтов. Встречаются и неслоистые породы.

Растительные остатки в осадках озерного комплекса обнаруживаются довольно часто. Обычно это хорошие отпечатки нежных частей растений. Всегда присутствует пылевидный равномерно рассеянный или приуроченный к плоскостям напластования углефицированный растительный детрит. В алевролитах и аргиллитах этой группы часто заключены отпечатки тонкоскульптурированных хрупких раковин пелеципод пресноводного и солоноватоводного облика. Раковины мелкие и крупные. Сохранность раковин хорошая. Фауна представлена различными видами родов *Unio*, *Corbicula*, *Cyrena*, *Sphaerium*. Видовой состав пелеципод сравнительно однообразен. Если *Unio* и *Sphaerium* — типичные пресноводные формы, то находки *Corbicula* говорят о солоноватоводном характере среды обитания.

Помимо остатков пелеципод, в алевролитах и аргиллитах озерного происхождения часто встречаются остатки раковин фораминифер. Большинство этих раковин песчаные и плохой сохранности, но имеются находки и известковистых скелетов фораминифер. Сохранность раковин в целом указывает на значительный перенос и их переотложение. В отдельных случаях найдены песчаные фораминиферы бентосного образа жизни, хорошей сохранности, что указывает на захоронение их на месте своего обитания. В отложениях, где обнаружено значительное содержание растительных обрывков, фаунистические остатки отсутствуют.

Среди тонкоотмученных осадков нередко присутствуют желвакообразные, эллипсоидальные или линзовидные в основном мелкие (до 10 см в поперечнике) конкреции. Состав их сидеритовый и глинисто-сидеритовый. Границы конкреционных отложений четкие. Иногда внутри конкреций заключены фаунистические или растительные остатки хорошей сохранности.

Контакты между осадками, подстилающими рассматриваемый комплекс, резкие, иногда прямолинейные, реже ступенчатые и мелковолнистые. Для осадков со следами взмучиваний, с обилием ходов илюядных и пескоядных животных характерны постепенные переходы от слоя к слою.

Осадки озерного комплекса залегают среди отложений пролювиально-аллювиального, озерно-болотного и прибрежно-морского комплексов. Контакты их с отложениями вмещающих комплексов резкие и только при переходах в озерно-болотные образования постепенные. В разрезе озерные отложения образуют линзы и слои, выдержанные иногда на значительном протяжении. Так, в эпоху, предшествующую отложению самого верхнего угольного пласта старосучанской свиты, они отлагались на площади от участка Ключевского на севере до участка шх. I на юге и до ключа Лесозаводского на западе. Обычная мощность озерных осадков не превышает 10—15 м.

Среди озерных отложений иногда заключены маломощные линзы или прослои сильно зольных углей и углистых пород, не представляющих промышленного интереса. Однако к краевым частям площадей распро-

странения озерных отложений часто примыкают мощные угольные пласты сложного строения и сравнительно хорошего качества.

Озерно-болотный комплекс. Осадки озерно-болотного комплекса представлены фациями заболачивающихся земель и водоемов и торфяников с подчиненным количеством осадков пролювиально-аллювиального комплекса. Эти отложения получили значительное развитие среди прочих осадков угленосной толщи. Их содержание в разрезе изменяется от 5 до 34%, в среднем колеблется около 20%.

Распределение рассматриваемых отложений на площади и в разрезе неравномерное. В основном они сгруппированы в зоне, занимающей промежуточное положение между зонами распространения осадков пролювиально-аллювиального и прибрежно-морского комплексов. В нижнесучанскую эпоху осадконакопления ширина этой зоны измерялась от 20 до 50 км (см. рис. 2), в старосучанскую — от 6 до 30 км (см. рис. 3), в северосучанскую она составляла в среднем 4 км (см. рис. 4).

В стратиграфическом разрезе отложения озерно-болотного комплекса группируются в верхних частях каждой из свит и представлены углями, углистыми породами, а отчасти алевролитами и песчаниками.

Из перечисленных пород наибольшее распространение имеют алевролиты. Аргиллиты встречаются реже. Очень редко наблюдаются песчаники, образующие мелкие линзы среди прочих отложений комплекса. Переходы одних образований в другие постепенные. Окраска алевролитов и аргиллитов серая и темно-серая до черной, обусловленная высоким содержанием углефицированных растительных остатков. Иногда алевролиты и аргиллиты пятнистые за счет выцветов гидроокислов железа.

Структура пород разнообразная: фитагмо-алевритовая, фитагмо-пелитовая или же фитагмо-псаммо-алевритовая. Постоянно присутствуют бурое гелифицированное вещество и примесь песчаных зерен, количество которых достигает 5—20%. Почти всегда содержатся рудные минералы и растительные остатки.

Обломочный материал алевролитов состоит из кварца, полевых шпатов, гидрослюд и зерен эффузивов. Полевые шпаты сильно разложены и каолинизированы, зерна основных эффузивов почти нацело хлоритизированы.

Цемент базальный, сгустковой структуры и реже выполнения пор, по составу гидрослюдистый, каолинитовый, всегда со значительной примесью инертного материала — тонкоизмельченных зерен того же состава, что и основная порода. Всегда присутствуют карбонаты, главным образом железистые (сидерит).

Породы неслоистые, но местами в них заметна тонкая горизонтальная или тонкая линзовидная слоистость, подчеркнутая скоплениями зерен разной размерности.

Органические остатки содержатся в значительных количествах. Состав и размеры их разнообразны. Чаще всего встречаются стеблевые и листовые обрывки хорошей сохранности. Большинство остатков углефицировано, некоторые ожелезнены. Иногда присутствуют части корневых систем.

Описанная группа отложений содержит большое количество желвакообразных, линзовидных и стеблевидных конкреций, четко отграниченных от вмещающих пород. Состав конкреций зависит от состава вмещающих их пород. В алевролитах присутствуют алеврито-сидеритовые, а в аргиллитах — глинисто-сидеритовые конкреционные стяжения. Стеблевидные конкреции представляют собой концентрацию железистых растворов вокруг корневых частей растений.

Песчаники, подобно тонкоотмученным породам, окрашены в темно-серые тона, структура их псаммитовая, сортировка плохая. Состав озерно-болотных песчаников одинаков с составом аллювиальных песчаных образований, отличаясь от них некоторым преобладанием стойких к выветриванию минеральных обломков. Слоистость обычно отсутствует. Углефицированные растительные остатки, преимущественно детрит, содержатся в песчаниках в большом количестве. Конкреции редки, однако часто сами песчаники нацело пропитаны сидеритовым веществом. Судя по неточным контурам, сидеритизация несингенетичная. Мощность песчаников 1—3 м. Залегают они в виде быстро выклинивающихся линз.

Описываемые песчаные образования тесно связаны с алевритопелитовыми отложениями, признаки которых описаны выше. В целом минеральные осадки озерно-болотного комплекса сопутствуют угольным пластам. Торфяные массивы, за счет которых образовались каменные угли Сучанского бассейна, делятся на четыре группы в зависимости от генезиса подстилающих пород: 1) торфяные массивы, возникшие при заторфовывании эрозионных впадин древнего рельефа; 2) развивающиеся на заболачивающихся отложениях временных потоков и почв между-речья; 3) связанные с бортовыми частями речных долин и залегающие на осадках половодий; 4) приуроченные к отложениям крупных равнинных озер. В работах А. А. Семерикова и наших показано, что ценные в промышленном отношении торфяники относятся ко 2-й и 4-й генетическим группам.

Отложения озерно-болотного комплекса в основном подстилаются пролювиально-аллювиальными осадками и несколько реже озерными отложениями. В их кровле залегают осадки те же, что и в основании, но иногда и прибрежно-морские образования.

Форма залегания — сильно уплощенные линзы и редкие пластообразные тела, прослеженные на значительных площадях (особенно в низах разреза).

Мощность этих осадков не превышает 50—80 м, чаще 10—15 м.

Контакты озерно-болотных отложений с вмещающими их комплексами различные. От пролювиально-аллювиальных образований они отделяются резким, четким, а иногда и с размывом контактом. Переходы осадков озерно-болотного комплекса в отложения озерные и прибрежно-морские постепенные.

Морской комплекс. Морской комплекс объединяет отложения фаций прибрежного мелководья, пляжей или отмелей, лагун или заливов, пересыпей или баров, прибрежных валов и подводных речных выносов.

Распределение морских отложений в разрезе и на площади Сучанского каменноугольного бассейна крайне неравномерное. Наибольшее развитие они получили в центральной и северо-восточной частях бассейна. В пределах краевых зон, тяготеющих к питающим провинциям, морские образования развиты только в самых верхах разреза, главным образом в надугленосной части северосучанской свиты. Содержание их в разрезе не превышает 22,2%. К центру бассейна степень участия морских осадков в строении разреза возрастает. Так, в разрезе у ст. Тигровой содержание их достигает 72,6%. Литологически морские отложения представлены крупнозернистыми алевритами, среднезернистыми и мелкозернистыми песчаниками. Крайне редко присутствуют конгломераты, гравелиты и крупнозернистые песчаники.

Окраска морских образований серая до серовато-зеленоватой. Возникновение последней зависит от содержания в кластическом материале

или цементе осадков хлорита. Некоторые из тонкоотмученных пород окрашены в темно-серые или коричневые, почти до черного тона.

Состав песчаников и крупнозернистых алевролитов полимиктовый, с весьма однообразным составом обломков пород и минералов. Характерно повышенное (до 90%) содержание зерен кремнистых пород. Обломки минералов представлены кварцем, кислыми плагиоклазами (ряда альбит-олигоклаз) и хлоритом. Сортировка кластического материала хорошая. Форма зерен различная, чаще полуокатанная. Степень округленности граней обломков тесно связана с вещественным составом этих обломков. Цемент в большинстве случаев смешанный — поровый, пленочный. В составе цемента преобладают карбонаты (кальцит, брейнерит). В некоторых песчаниках присутствует карбонатно-хлоритовый цемент с содержанием хлорита до 25%. Некоторые поры выполнены гнездовидными скоплениями сидеритового вещества. Нередко в цементирующей массе присутствуют фаунистический детрит, рудные минералы (железистые соединения) и пылевидное углистое вещество.

Среди минералов тяжелой фракции широко представлены апатит, циркон, гранат, турмалин и рудные. В единичных зернах обнаружен глауконит. Тонкоотмученные породы характеризуются хорошей сортированностью. Состав их гидрослюдистый, монтмориллонитовый, часто с примесью хлоритов.

Конгломераты состоят из хорошо окатанных мелких галек, значительно карбонатизированных, алеврито-аргиллитового состава, весьма сходных с вмещающими их осадками. Редко некоторые гальки сложены углистыми породами.

Слоистость в рассматриваемых отложениях хорошая и морфология ее разнообразная. Встречаются следующие формы слоистости: горизонтальная, горизонтально-волнистая, тонкая линзовидная, мультуобразная крупноволнистая, мелковолнистая, косоволнистая и косая, близкая к однонаправленной с непараллельными слоями. Возникает слоистость, как правило, за счет изменения от слоя к слою гранулометрического состава и реже за счет присыпок по плоскостям наслоений угольной пыли и углефицированных частиц растительного детрита. Мощность слоев детрита 1—5 мм. Иногда для некоторых осадков слоистость подчеркнута пояскообразными скоплениями или единичными гальками, гравийно-щебнистыми обломками и крупными растительными обугленными обрывками.

Меньшая часть морских осадков имеет неслоистое сложение или нарушенную слоистость. Нарушение слоистости связано с взмучиванием еще не затвердевших осадков или с деятельностью илоядных и пескоядных животных.

Растительные остатки в морских отложениях имеются. Содержание их незначительно. Размеры и характер разнообразны. Чаще это углефицированный растительный детрит или угольная пыль, реже — обугленные обрывки стеблей и нежные части растений (листья, плоды) хорошей сохранности.

Отличительной особенностью морских образований является присутствие в них фаунистических осадков. Особенно часто они наблюдаются в тонкоотмученных породах и реже в песчаниках и грубообломочных осадках. Состав фауны разнообразен. Здесь установлены представители пеллеципод, гастропод, филлопод, единичные остракоды, остатки ганоидных рыб, бентонные и планктонные фораминиферы.

Пеллециподы представлены следующими родами: *Aucella*, *Corbicula*, *Ostrea*, *Perna*, *Tellina*, *Unio*. Из гастропод встречаются *Compeloma*, *Cerithium* и др. Филлоподы представлены родом *Cyclograpt*, *Estheriina*.

Наиболее распространенными фораминиферами являются *Globotruncana*, *Eponides*, *Allomoephina*, *Flabellamina*, *Haplophragmsides*.

Остатки рыб представлены чешуей. В описанном комплексе заключены типичные морские представители (*Trigonia*, *Perna*, *Tellina*) и эвригалинные формы (*Corbicula*, *Ostrea*). Часто те и другие формы погребены совместно.

Раковины морских моллюсков встречаются как толстые, массивные, частично груборебристые (*Trigonia*), так и тонкие, нежные (*Tellina*). Раковины *Unio* и гастропод также нежные. Раковины *Corbicula* по сравнению с представителями этого же рода, встреченными в низах разреза, приобретает большую толщину и массивность, ребра их грубее.

Характер захоронения раковин и сохранность их весьма разнообразны. Зарегистрированные формы часто образуют скопления, однообразные по видовому составу, с хорошо сохранившимися раковинами. Морские формы часто захоронены в положении, близком к прижизненному, с неразобщенными створками. Встречаются и разъединенные створки, расположенные по наслоению или под некоторым углом к слоистости. Обычно сохранность их плохая. Значительно реже наблюдались скопления фаунистического детрита.

В некоторых гальках из конгломератов и в цементе этих конгломератов найдены отпечатки и створки раковин пелеципод (*Aucella*, *Corbicula* и др.). Изучение вещественного состава галек и определение этих пелеципод показали, что образование конгломератов связано с размывом и переотложением местных пород.

Среди представителей микрофауны известны песчанистые и известковые формы фораминифер. Наилучшей сохранностью обладают песчанистые бентонные фораминиферы. Известковистые раковины фораминифер часто несут следы значительного переноса. Однако некоторая, меньшая часть известковых фораминифер, несомненно, планктонного характера, обладает прекрасно сохранившимися раковинами. Видимо, при захоронении они не испытывали значительного переноса.

В алевропелитовых осадках часто встречаются конкреции небольших размеров (7—10 см в поперечнике). Форма их эллипсоидальная, реже желвакообразная. Центрами стяжения вещества служат раковины. Состав конкреций глинисто-сидеритовый или сидерито-брейнеритовый; присутствует пирит в виде мелких линз и рассеянной вкрапленности.

Большая часть отложений обладает слабой известковистостью и реагирует с соляной кислотой, хотя типичные карбонатные осадки в морских образованиях Сучанского бассейна отсутствуют.

В некоторых алевролитах наблюдались трещины усыхания, выполненные перекрывающими их песчанистыми осадками пляжей или отмелей.

На площади морские отложения выполняют центральную часть Сучанского каменноугольного бассейна, образуя полуовал с неправильными языкообразными выступами в южной и юго-западных частях бассейна. С внешней стороны они примыкают к зоне развития прибрежно-морских образований. В разрезе морские отложения представляют собой громадную линзу, ориентированную длинной осью с юго-запада на северо-восток. Мощность линзы от 520 м в центре до 50 м на окраинах.

Морские отложения залегают на осадках прибрежно-морского или болотного комплекса. Контакты их резкие, иногда со слабыми размывами (для фаций подводных частей русел, пляжей или отмелей, пересяпей или баров, приберегового вала). К краевым частям бассейна морские осадки постепенно переходят в прибрежно-морские.

Осадки морского комплекса неугленосные, однако их внешняя зона служит границей распространения угленосного прибрежно-морского комплекса.

Прибрежно-морской комплекс. Это отложения фаций прибрежных болот, заболоченных земель и водоемов, прибрежного мелководья, пересыпей или баров, пляжей или отмелей, лагун или заливов, подводных частей русел рек. Для разреза этого комплекса характерна перемежаемость континентальных и морских образований.

На площади Сучанского бассейна эти отложения собраны в виде полосы, окаймляющей с внешней стороны отложения морского комплекса.

В строении разреза угленосной толщи доля участия прибрежно-морских осадков незначительна и редко достигает 12,3%.

Характеристика морских осадков, входящих в состав комплекса, дана выше. Ниже следует описание основных признаков осадков континентального происхождения.

Литологически они представлены крупнозернистыми алевролитами, аргиллитами, углистыми породами и углями. Окраска перечисленных пород черная до темно-серой, иногда с коричневатыми оттенками. Интенсивность окраски определяется содержанием в больших количествах растительных остатков. Сортировка отложений сравнительно хорошая. В их составе преобладают обломки кремнистых пород, кварца, полевых шпатов, сильно измененных вторичными процессами, зерен эффузивов и гидрослюд.

Структура обломочных и глинистых пород фитагмо-алевритовая, алевропелитовая и пелитовая. В цементе присутствуют в весьма значительных количествах гидрослюдистое вещество в виде гнездовидных скоплений и карбонаты.

Слоистость в большинстве случаев отсутствует, хотя иногда наблюдается мелкая горизонтальная или тонкая линзовидная слоистость, обусловленная незначительными колебаниями механического состава осадков. Постоянно присутствуют растительные углефицированные остатки, иногда в больших количествах. Чаще всего это растительный детрит, угольная пыль и реже крупные растительные обрывки, а также нежные части растений.

Конкреций много. Форма их желвакообразная, линзовидная. Состав глинисто-сидеритовый. Довольно часто встречается пирит, который в виде мелких вкрапленников рассеян в породах.

Алевропелитовые осадки сопутствуют углям. Угли встречаются здесь в виде линз и по внешним признакам сходны с углями озерно-болотного комплекса. Из отличительных особенностей углей отметим их повышенную зольность. В угольной массе прибрежно-морского комплекса часто присутствуют крайне мелкие линзы терригенного материала, тесно связанные с включающим их угольным веществом.

Торфяники можно разделить на три группы в зависимости от генезиса тех пород, на которых они формировались: 1) торфяники, развивающиеся на осадках лагун; 2) возникшие на осадках пляжей или отмелей; 3) развивающиеся путем заторфывания береговых озер. Промышленная угленосность связана с торфяными залежами двух последних групп.

В основании осадков прибрежно-морского комплекса лежат отложения озерного, озерно-болотного, морского и крайне редко пролювиально-аллювиального комплексов. Кровля их чаще всего представлена морскими и реже озерно-болотными отложениями. Разграничивающие их верхние и нижние контакты резкие.

Форма залегания — короткие и уплощенные линзы. Мощность линз до 100, чаще 30—50 м.

Ритмичность в строении разреза угленосной толщи

Первые сведения о закономерном размещении осадков угленосной толщи на Сучане встречаются в работе Е. А. Перепечиной и В. С. Шехунова (1939). В процессе изучения литологического состава угленосной толщи они сделали вывод о том, что, несмотря на однообразие слагающих ее пород, при внимательном просмотре разреза ясно выступает закономерность в чередовании отдельных слоев — ритмическая смена более крупнозернистых пород мелкозернистыми и наоборот.

По мнению Е. А. Перепечиной и В. С. Шехунова, особенность строения разреза угленосной толщи служит одним из надежных и лучших критериев, которые должны быть положены в основу синонимики угольных пластов. Тем не менее установленная ими закономерность строения разреза практического применения не получила, поскольку выделение ритмов базировалось только на гранулометрической основе.

В 1953 г. автор, изучая литолого-фациальный состав угленосной толщи Старого Сучана, выделил в строении ее разреза три макроритма (ритмы I порядка). Для обоснования выделения макроритмов был предложен ряд признаков (особенности распределения угленосности по вертикали, общий характер петрографического состава осадков, изменение их механического состава, фации и условия накопления).

В 1954 г. макроритмы подобных масштабов были установлены А. А. Семериковым на примере продуктивных отложений Северного Сучана. При этом комплекс признаков, положенных в основу их выделения, был несколько расширен.

В дальнейшем при литолого-фациальных исследованиях макроритмы были установлены и в других районах Сучанского бассейна.

В 1956 г. сотрудниками Приморской экспедиции в основном была завершена обработка палеонтологического материала. Стало возможно расширить перечень признаков осадков, заключенных в макроритмах. Оказалось, что осадки каждого из намеченных макроритмов содержат специфичные для них остатки флоры и фауны. Исследования Приморской экспедиции позволили создать новую, более обоснованную детальную стратиграфическую схему угленосной толщи Сучанского каменноугольного бассейна, основанную на изучении ритмичности строения их разреза.

Для каждого макроритма характерны следующие изменения в разрезе снизу вверх:

уменьшение размерности породообразующих частиц;

повышение степени сортировки и окатанности зерен;

появление ясно выраженной слоистости в осадках;

уменьшение содержания обломков малоустойчивых минералов и пород;

нарастание количества растительных остатков и улучшение их сохранности;

повышение карбонатности отложений или содержания в них карбонатных конкреций;

увеличение роли озерно-болотных или прибрежно-морских и морских фаций.

Наряду с перечисленными общими особенностями отложения, заключенные в пределах макроритмов, приобретают и индивидуальные

черты (петрографический состав обломочного материала, цемента, своеобразии палеонтологических остатков, характер фаций и т. д.).

Всего в полном разрезе угленосной толщи Сучанского бассейна выделено три макроритма, соответствующих нижнесучанской, старосучанской и северосучанской свитам, осадки которых прослежены по всему бассейну.

Нижний макроритм (а). Нижнесучанская свита, соответствующая нижнему макроритму, представлена крупно- и среднезернистыми песчаниками, гравелитами, мелкогалечными конгломератами, мелкощебнистыми брекчиями, алевролитами, аргиллитами, углями и углестыми породами. Доля участия в строении свиты крупнозернистых осадков нарастает к окраинным областям бассейна, особенно в южном, восточном и северо-восточном направлениях.

Для всех осадков свиты характерны неравномернозернистые структуры и плохая окатанность обломочных зерен. Наблюдаются беспорядочно ориентированные включения минеральных и углефицированных стволов и веток.

Наряду с неравномернозернистыми отложениями изредка встречаются и более отсортированные мелкозернистые песчаники и алевролиты с равномернозернистой структурой и неясно выраженной линзовидной или горизонтальной слоистостью. В этих же осадках заключено и больше количество отпечатков растений.

Обломочные породы свиты окрашены в характерные пестрые и грязноватые тона.

Кластический материал — это обломки пород: гранитов, кремнисто-серицитовых и серицито-кремнистых сланцев, яшм, основных эффузивов, мелкозернистых песчаников и алевролитов. Минералы представлены существенно кварцем и полевыми шпатами, среди которых много калиевых. Акцессорные минералы: циркон, турмалин, апатит и эпидот, железистые карбонаты ряда магнетит-сидерита.

Свита охарактеризована никанской флорой и спорово-пыльцевыми комплексами (Штемпель, 1960; Вербицкая, 1960).

В фациальном отношении осадки свиты относятся к образованиям временных потоков, озер, болот, а также элювио-делювия. Аккумуляция перечисленных образований протекала в зоне равнины подножий.

Осадки свиты распространены в пределах всей изученной части Сучанского бассейна. На южной его окраине мощность их достигает 250 м, в северном и западном направлениях мощность осадков нижнесучанской свиты уменьшается до 35 м. В Варфоломеевском районе мощность свиты не выявлена.

Наряду с общим закономерным уменьшением мощности к центру бассейна обнаруживаются частые колебания ее за счет неровностей древнего рельефа. Такие впадины хорошо оконтурены в северо-восточной части бассейна на Северном и Старом Сучане.

Средний макроритм (с). Старосучанская свита, соответствующая среднему макроритму, со слабым размывом перекрывает осадки нижнесучанской свиты. Граница размыва редко достигает кровли самого верхнего пласта угля нижнесучанской свиты и еще реже опускается ниже его стратиграфического уровня.

За верхнюю границу свиты в периферийной части бассейна принимается кровля мощного, хорошо прослеженного на площади верхнего угольного пласта или синхронных ему по времени прибрежно-морских осадков, развитых во внутренней части бассейна.

Мощность свиты на востоке и юго-востоке бассейна достигает 600 м, в центральной части — 280 м, на западе — 250 м, на северо-востоке — 400 м.

Отложения свиты представлены главным образом крупнозернистыми и среднезернистыми песчаниками, особенно широко распространенными в ее нижних частях и по периферии бассейна. К верхам свиты и к центру бассейна приурочены алевропелитовые, углистые породы и угли. Окраска пород изменяется от светло- до темно-серой.

Песчаники имеют полимиктовый состав и характеризуются преобладанием кварцево-полевошпатового материала. Прочая часть обломков — зерна эффузивов, осадочных и метаморфизованных пород. В низах разреза свиты количество обломков основных эффузивов в песчаниках достигает 30—40%, но резко сокращается вверх по разрезу.

Акцессорные минералы представлены циркон-турмалин-апатитовой ассоциацией. Вместе с этими главными минералами, определяющими лицо свиты, имеются титанистые минералы группы анатаз-брукита, минералы группы эпидота, роговая обманка, шпинель, гранат и рудные минералы (пирит, ильменит, гидроокислы железа).

Тип цементации смешанный: соприкосновения с механическим заполнением пор или пленочный. Цемент по составу глинисто-слюдистый или карбонатный. В пределах северной части юго-восточной промышленной полосы бассейна в зависимости от состава цемента намечаются две почти равные по мощности части разреза: первая — нижняя, где цементирующее вещество песчаников имеет главным образом каолинистый состав, и вторая — верхняя, цемент которой представлен гидрослюдистым веществом и карбонатами сидерит-брейнеритового ряда.

Окатанность и сортировка обломков в породах свиты улучшается по сравнению с подстилающими образованиями. Слоистость осадков старосучанской свиты выдержана более четко, чем нижнесучанской. В тонкоотмученных породах нередко отмечаются растительные ткани хорошей сохранности и следы жизнедеятельности животных. Породы свиты хорошо прослеживаются по всему бассейну.

Отложения, слагающие свиту, отнесены к образованиям аллювиально-пролювиального, озерно-болотного и прибрежно-морского комплексов. Совокупность перечисленных комплексов дает представление об осадконакоплении данной свиты на приморской аллювиальной равнине.

Верхний макроритм (■). Северосучанская свита, соответствующая верхнему макроритму, охватывает часть стратиграфического разреза рассматриваемых осадков от кровли верхнего пласта старосучанской свиты до размыва, установленного на границе между северосучанской свитой и коркинской серией. Отложения свиты залегают на подстилающих ее осадках со слабым размывом, не имеющим регионального значения.

Мощность свиты достигает максимальных значений в юго-западной части бассейна — 600 м и несколько уменьшается к востоку и юго-востоку — 520—530 м. На юге центральной части бассейна мощность свиты 400—450 м, на северо-востоке бассейна — 500 м.

Северосучанская свита сложена преимущественно алевролитами, разнозернистыми песчаниками (главным образом средне- и мелкозернистыми), аргиллитами и углями. Содержание в разрезе алевропелитовых пород неуклонно нарастает с удалением от окраин бассейна к центру и вверх по разрезу свиты. Песчаники северосучанской свиты по составу полимиктовые, с преобладанием зерен кварца и плагиоклаза. Плагиоклазы в основном кислые ряда альбит-олигоклаза (содержание калиевых полевых шпатов не превышает 5—7%). Присутствуют зерна

кислых эффузивов и их туфов (до 10—15%) и отторженцы местных пород алевропелитового характера, иногда крупных размеров.

Минералы тяжелой фракции представлены апатитом, хлоритом, гранатом, биотитом, турмалином и цирконом. Кроме того, обильны рудные минералы (пирит, ильменит, гетит, гидроокислы железа); в небольших количествах наблюдались барит, сфен, минералы группы анатаз-брукита, роговая обманка, рутил, шпинель (?), глауконит и др.

Первичное цементирующее вещество в песчаниках гидрослюдистое или известковое. Характер цементации пленочно-поровый.

Цвет отложений изменяется от светло-серого до коричневатого-черного. Некоторые из осадков окрашены в зеленоватые, зеленовато-серые, ржаво-бурые, пепельно-серые с розовым оттенком тона, характерные только для осадков этой свиты.

Обращает на себя внимание повышенная сортировка и окатанность обломочных зерен кластического материала по сравнению с тем, что наблюдается в отложениях подстилающих свит. Особенно хорошо отсортированы и окатаны зерна кварцитоподобных пород. Алевропелитовым породам также свойственны равномернозернистые структуры.

Весьма характерны для осадков свиты горизонтальная слоистость, следы взмучиваний и подводных оползней, а также ходы илоядных и пескоядных животных. В отложениях свиты заключено значительное количество остатков флоры и фауны.

Накопление осадков северосучанской свиты протекало в зоне прибрежно-морской равнины. В составе свиты обнаружены прибрежно-морские континентальные отложения (см. рис. 6).

Отрезки разрезов, соответствующие ритмам первого порядка, имеют сложное строение и построены по одному принципу: в каждом из них периодически повторяется и, следовательно, происходит закономерная смена осадков, определяющих относительно родственные фации. Это позволило сделать вывод о существовании в разрезе угленосной толщи ритмичности меньших порядков, нежели ритмичность первого порядка.

Известно, что за начало ритмов можно принимать пласт угля, а при его отсутствии фациально замещающие этот пласт осадки или переход от относительно мелкозернистых пород кровли угольного пласта к песчаным или более грубым осадкам. В настоящей работе взят за основу второй вариант — начало ритмов определяется по появлению в разрезе песчаных отложений. Последние, как правило, ложатся на подстилающие их более тонкозернистые породы с резким контактом или неглубоким размывом и наиболее четко устанавливаются в процессе исследований. В полном разрезе угленосных отложений представилось возможным выделить ритмы II, III, IV порядка.

Самыми крупными являются ритмы I порядка, или макроритмы, отличающиеся от ритмов более мелких порядков сложностью своего строения. Установлено, что по своим размерам и фациальной принадлежности заключенных в них осадков ритмы I порядка соответствуют одному (неполный) или двум (полный) ритмам II порядка, каждый из которых, в свою очередь, слагается из трех ритмов IV порядка (табл. 7). Таким образом, в общем случае ритмы высших порядков представляются как сложные по отношению к ритмам низших порядков. Простейшие среди них — ритмы IV порядка (элементарные).

Для индексации ритмов I порядка использованы начальные буквы латинского алфавита. Ритмам II порядка присвоен индекс соответствующего ритма I порядка с добавлением арабской цифры, указывающей на положение их в разрезе, считая от основания более крупного ритма. Ритмы III порядка образованы добавлением к индексу ритма II порядка

Строение ритмов угленосной толщи

Ритмы I порядка (свиты)	Ритмы II порядка (горизонты)	Ритмы III порядка (подгоризонты)	Кол-во угловых пластов	В строении ритма преобладают осадки	
				в нижней части	в верхней части
Нижний макоритм (нижнесучанская) (35—250)	1a (35—140)	1a' (0—50)	3	Делювиальные, аллювиальные	Озерные
		1a'' (60—80)	5	Пролувиальные	Озерно-болотные
Средний макоритм (старосучанская) (250—600)	1c (110—140)	1c' (30—45)	2	Аллювиально-пролювиальные	Болотные
		1c'' (35—55)	3	Пролувиально-аллювиальные	»
		1c''' (30—50)	2	Аллювиальные	»
	2c (115—175)	2c' (45—90)	3	»	Озерно-болотные
		2c'' (45—55)	4	Озерные	Болотные
		2c''' (45—70)	4	»	»
Верхний макоритм (северосучанская) (450—600)	1d (210—260)	1d' (70—90)	—	Пролувиальные	Озерные
		1d'' (60—90)	1	»	Болот и заливов
		1d''' (60—70)	8	Прибрежно-морские	Озерно-болотные
	2d (225)	2d' (60—75)	7	То же	Болот и заливов
		2d'' (до 65)	3	Морские	Лагунные
		2d''' (до 60)	—	»	Морские

штрихов, число которых соответствует их порядковому месту в соответствующем ритме II порядка. Ритмы IV порядка специально не обозначались, поскольку они прослеживаются на относительно незначительных площадках.

Приведенная номенклатура представляется рациональной, так как отражает наиболее полно особенности ритмичности строения угленосной толщи и удобна для практического использования.

Поскольку характер отложений и их фациальная принадлежность одинаковы для всего бассейна, представляется целесообразным привести описание ритмов от более крупных (II порядка) к элементарным (IV порядка).

Ритмы II порядка отличаются от ритмов III порядка сложностью строения, хорошей выдержанностью на площади и постоянной

рабочей угленосностью. Набор фаций в каждом ритме большой, что указывает на их образование в течение долгого времени.

Ритм 1a охватывает нижнюю часть разреза осадков угленосной толщи и для Старого Сучана выражен не полностью. Последнее определяет его изменчивость и строение.

Локально он сложен осадками, объединяемыми в один или два полных или недоразвитых ритмы III порядка. В нижней части ритм 1a сложен преимущественно обломочными осадками пролювиального или аллювиально-делювиального происхождения. Завершающая его часть охарактеризована озерными и болотными образованиями. Среди перечисленных отложений залегают восемь пластов угля и углистых пород. Максимальная угленасыщенность присуща верхней пачке осадков ритма. Мощность ритма 25—140 м. Осадки накапливались в зоне равнины подножий.

Ритм 1c сложен в верхах и низах существенно пролювиально-аллювиальными песчаниками. В центральной части ритма на Северном Сучане присутствуют осадки берегового озера. Все отложения группируются в три ритма III порядка. Им подчинено семь пластов угля и угольных прослоев. Мощность ритма 110—140 м. Осадки накапливались здесь в зоне, переходной от аллювиальной равнины к равнине подножий.

Ритм 2c занимает по вертикали промежуток разреза, отвечающий трем ритмам III порядка. В нижней, наименьшей, его части распространены аллювиально-пролювиальные образования. Верхняя, наибольшая, часть представлена отложениями крупного берегового озера и болот. Ритм хорошо прослеживается по маркирующим угольным пластам c_7 и c_8 по всей территории. Аккумулятивные процессы протекали в промежуточной зоне между аллювиальной равниной и областью берегового озера. Мощность ритма 115—175 м.

Ритм 1d охватывает безугольную и верхнюю половину угленосной части северосучанской свиты, отвечая по масштабам своего развития трем ритмам III порядка. В строении нижней, более крупной, половины ритма 1d принимают участие песчаники временных потоков, алевролиты ископаемых почв, половодий и озер. Интересно отметить, что в общих чертах сложение этой половины ритма несколько напоминает сложение ритма 1c. В том и другом случае вблизи основания разрезов появляются отложения крупных озер. Это обстоятельство заставляет предположить некоторую аналогию географических условий периода осадконакопления данных частей разреза. Верхняя половина ритма 1d сложена песчаниками пляжей, баров и подводных продолжений русел. Песчаники разобщаются прослоями и слоями алевролитов или аргиллитов лагун, береговых озер и болот. Этим отложениям подчинено 10 пластов и прослоев углистых пород. Накопление осадков происходило в пограничной зоне прибрежной равнины и песчаного конуса. Мощность ритма 210—260 м.

Ритм 2d — неполный, прибрежно-морской. Верхняя граница его не прослежена. В основании ритма залегают песчаные осадки пляжей, подводных продолжений русел рек, баров и прибрежного мелководья. Песчаные отложения перемежаются с осадками лагун и болот. Всего здесь установлено девять пластов угля и углистых пород. Затем угленосность падает, и господствующее положение занимают осадки лагун и прибрежного мелководья. Максимальная установленная мощность достигает 225 м.

Ритмы III порядка состоят из трех-четырех ритмов IV порядка. В нижнесучанской свите таких ритмов выделено два, в старосучанской — пять. Ритмичность III порядка в безугольной части северосучан-

ской свиты затушевана быстрой изменчивостью литологического и фациального состава ее осадков. Здесь ритмы III порядка намечаются несколько условно.

Поскольку число ритмов III порядка (так же как и ритмов более высших порядков) в целом невелико, едва ли целесообразно при дальнейшем описании обособленно излагать данные об этих ритмах. Гораздо лучше охарактеризовать выделенные ритмы с указанием их типа.

Ритм $1a'$ в основании представлен делювиально-аллювиальными и пролювиальными отложениями с подчиненным им количеством озерно-болотных образований. В верхах располагается довольно мощная пачка озерных и болотных алевролитов с линзами углистых пород и углей. Ритм недоразвит. Мощность его 0—50 м. Отложениям ритма подчинена группа углистых прослоев a_1 , a_2 , a_3 . Фациальный состав отложений ритма указывает на его озерно-пролювиальный тип.

Ритм $1a''$ начинается конгломератами, брекчиями и даже крупнозернистыми песчаниками, представляющими отложения временных потоков, среди которых локально фиксируются озерно-болотные образования; последние выше преобладают. Конечный этап развития этого ритма знаменуется широким заболачиванием и образованием мощных пластов углей. Ритм хорошо прослеживается в пространстве. Мощность его 60—80 м. В пределах ритма $1a''$ заключены пласты углей a_4 , $a_5(a_1)$, $a_6(a_2)$, $a_7(a_3)$, $a_8(a_4)$ *. Тип ритма может быть определен как пролювиально-озерный.

Ритм $1c'$ в основном состоит из осадков речных русел, перемежающихся с песчаниками временных потоков. В верхней его части появляются отложения половодий, болот, озер. Выделение ритма наиболее затруднено в южной части района, где этот промежуток разреза выполнен почти нацело русловым аллювием. Отложениям ритма подчинены два прослоя угля (c_1 и c_2). Мощность ритма 30—35 м. По фациальному составу его можно отнести к пролювиально-аллювиальному.

Ритм $1c''$ в приподошвенной части слагается озерными и пролювиально-аллювиальными образованиями, внутри которых заключены пласты углей c_3 , c_4 , $c_5(c_2)$. Конечный промежуток разреза представлен пролювиально-аллювиальными песчаниками, венчающимися выдержанным по простирацию слоем алевролитов фации половодий, ископаемых почв, мелких озер, болот. Тип ритма озерно-пролювиальный. Мощность его 34—45 м.

Ритм $1c'''$ сложен в нижней части главным образом пролювиально-аллювиальными песчаниками. Над ними залегают пролювиально-озерные образования с относительно устойчивыми пластами углей c_6 , $c_7(c_4)$. Тип ритма определяется как прибрежно-болотный. Мощность его 30—35 м.

Ритм $2c'$ начинается пролювиально-аллювиальными песчаниками с прослоями алевролитов фаций озер и половодий. Эти отложения выше сменяются осадками болот и озер. Ритму подчинены два пласта угля c_9 и $c_{10}(c_5)$ и один прослой углистого алевролита c_8 . Строение ритма хорошо выдерживается на всей территории юго-восточной полосы. Тип ритма аллювиально-озерный, мощность 45—90 м.

Ритмы $2c''$ и $2c'''$ озерного типа и сложены исключительно песчаниками и аргиллитами озерного происхождения. Внутри перечисленных осадков заключены пласты и прослой углей c_{11} — $c_{18}(c_{10})$. Иногда под болотными образованиями или же в основании ритмов зафиксированы песчаные отложения подводных продолжений русел. Конечные этапы формирования обоих ритмов связаны с моментами относительно устой-

* В скобках приведена индексация пластов, принятая на Сучане.

чивого заболачивания и накопления мощных, сравнительно устойчивых пластов углей c_{14} и c_{18} . В некоторых разрезах при отсутствии пласта c_{14} трудно установить границы ритмов, ибо осадки здесь довольно однородные, сходные между собой как в литологическом, так и в фациальном отношении. Мощность ритмов $2c''$ и $2c'''$ соответственно 45—55 и 40—70 м.

Ритм $1d'$ представлен тесным чередованием неустойчивых в пространстве линз и прослоев алевролитов и песчаников. Первые представляют собой отложения озер, половодий и ископаемых почв, вторые — наносы временных потоков. Разрез ритма заканчивается относительно выдержанным по площади прослоем алевролитов ископаемых почв и мелких озер. Характерно отсутствие углей и углистых пород. Тип ритма озерно-пролювиальный, мощность 70—90 м.

Ритм $1d''$ в основании представлен отложениями, аналогичными осадкам ритма $1d'$. Верхи ритма $1d''$ состоят из озерно-болотных отложений, перекрытых тонкозернистыми породами лагунного генезиса. Отложениям ритма $1d''$ подчинен пласт угля. Тип ритма определяется как лагунно-пролювиальный. Мощность его 60—90 м.

Ритм $1d'''$ лагунно-морской. В низах он сложен преимущественно песчаниками пляжей и баров. Выше осадки пляжей и баров постепенно исчезают, сменяясь озерно-болотными и лагунными отложениями. Строение ритма сохраняется в основных чертах на всей территории юго-восточной полосы бассейна. Мощность ритма 60—70 м. Среди отложений, определяющих ритм, встречено девять пластов и прослоев углей ($d_2, d_3, d_4, d_5, d_6, d_7, d_8, d_9, d_{10}$). Этот ритм — один из наиболее угленасыщенных.

Ритм $2d'$, в основании которого развиты отложения пляжей, подводных продолжений русел рек и лагун, венчается континентально-морскими осадками пляжей, прибрежного мелководья, лагун и болот. Он отличается устойчивостью строения на больших расстояниях и высокой угленасыщенностью (шесть пластов углей: $d_{11}(d_6) — d_{14}(d_7), d_{15}, d_{16}$). Тип ритма лагунно-морской. Мощность его 60—75 м.

Ритм $2d''$ выражен недостаточно отчетливо, особенно плохо прослеживается в пространстве его верхняя граница. Он сложен прибрежно-морскими осадками пляжей, баров, прибрежного мелководья, лагун и болот. Тип ритма прибрежно-морской, мощность его на севере 65 м.

Ритм $2d'''$ намечается только по наиболее полному разрезу этой части северосучанской свиты. Пространственное распространение его неясно. В строении ритма участвуют главным образом алевролиты и аргиллиты лагун, среди которых спорадически разбросаны песчаники пляжей и прибрежного мелководья. В разведанной части ритма $2d'''$ углепроявлений не зафиксировано. Тип ритма морской, вскрытая мощность ограничивается 60 м.

Ритмы IV порядка. В разрезе угленосной толщи намечается значительное количество маломощных ритмов. Среди них встречаются углесодержащие и безугольные. На площади те и другие связаны между собой взаимными переходами и прослеживаются весьма плохо.

По фациальному составу в Сучанском бассейне выделяются ритмы лагунно-морские, аллювиальные, пролювиальные, озерные, лагунно-пролювиальные.

Лагунно-морские ритмы начинаются отложениями прибрежного мелководья, пляжей и баров, залегают на пластах углей при перекрывающих их алевролитах или аргиллитах фаций лагун и болот, реже на песчаниках озерного происхождения.

Песчаники основания ритмов связаны с подстилающими их породами постепенными или резкими контактами. Иногда они лежат с размы-

вом. Вверх по разрезу морские песчаники нижней части ритмов сменяются отложениями лагун или заливов. Над осадками лагун снова появляются песчаники прибрежного мелководья, пляжей или баров, перекрывающиеся лагунно-болотными образованиями. Крупность зерна в этих частях ритмов нарастает к середине песчаных слоев. Однако подавляющее большинство ритмов рассматриваемого типа имеет более простое строение: в них отсутствуют в подугольной части прослой осадков лагунного генезиса, делящие песчаники основания почти на две равновеликие пачки.

Таким образом, отличительной чертой строения лагунно-морских ритмов является залегание в их основании осадков более глубоководных морских фаций, переходящих к концу ритма в более континентальные.

В целом рассматриваемые ритмы распространены исключительно в верхах северосучанской свиты (надугленосная и угленосная подсвиты). Мощность их 10—30 м. Основные черты строения лагунно-морские ритмы сохраняют на расстоянии 40—60 м. По этой причине они, несомненно, могут и должны быть использованы при сопоставлении отдельных разрезов и пластов углей.

Наибольшая угленасыщенность присуща лагунно-морским ритмам средней части угленосной подсвиты северосучанской свиты. Выше по разрезу в ритмах этого типа постепенно нарастает роль глубоководных фаций, соответственно уменьшается угленосность.

Аллювиальные ритмы обычно начинаются отчетливым, но неглубоким размывом подстилающих пород. Над размывом лежит слой аллювиального песчаника. Выше он постепенно переходит в алевролиты половодий или долинных озер и, наконец, в болотные отложения. Над болотными осадками залегают озерно-болотные алевролиты или отложения ископаемых почв и торфяников. Этими отложениями венчается разрез аллювиального ритма.

Для этого типа ритмов всегда характерна резкая асимметричность строения: нижняя часть — подугольная по мощности значительно превосходит верхнюю — надугольную. Последняя часть бывает размыта нацело или частично. Мощность аллювиальных ритмов 10—30 м. По простиранию они тесно переплетаются с пролювиальными ритмами и переходят в них. Основное распространение аллювиальные ритмы получили в узлокалокализованных зонах старосучанской свиты.

Пролувиальные ритмы в основном имеют отложения временных потоков, залегающие с резкой границей на подстилающих породах. Выше они переходят с отчетливым резким контактом в осадки озер, болот или ископаемых почв и половодий.

Пролувиальные ритмы, точно так же как и аллювиальные, обладают резко асимметричным строением. Встречаются две разновидности. Одна наблюдается чаще, имеет хорошо выраженную, довольно мощную нижнюю часть и неполностью или полностью срезанную маломощную верхнюю половину ритма. Для ритмов второй разновидности характерны мощная верхняя часть, сформированная озерно-болотными отложениями, и незначительная по мощности нижняя, сложенная песчаниками временных потоков. Мощность пролювиальных ритмов 10—50 м, в среднем 10—25 м. Они встречаются по всему разрезу, от нижнесучанской свиты до безугольной части северосучанской свиты.

Некоторым пролювиальным ритмам подчинены пласты угля, преимущественно простого строения.

Безугольные ритмы IV порядка этого типа отличаются плохой выдержанностью на площади, например в безугольной подсвите северосучанской свиты.

Озерные ритмы начинаются песчаными прослоями, линзами и слоями, представляющими собой наносы подводных продолжений русел рек и озерных пляжей. Эти песчаные отложения береговой части бассейна, покоящиеся на нижележащих породах с резкими контактами, выше сменяются отложениями, близкими по литологическому составу, но разной фациальной принадлежности.

Здесь может быть два варианта. В первом под песчаниками подводных продолжений русел залегают озерные алевролиты со сравнительно значительным содержанием обуглившихся растительных частей, подчеркивающих накопление этих алевролитов вблизи берега бассейна. Выше они сменяются болотными осадками, в которых иногда заключены растительные остатки хорошей сохранности, корневища или углистые прослои и реже пласты углей. Иногда под углистыми прослоями и пластами углей появляются мелкие линзы руслового аллювия — песчаных выносов в заболачивающиеся участки водоемов мелких рек. Над углистыми породами снова появляются озерные тонкозернистые осадки. Ими и заканчиваются озерные ритмы намеченной разновидности.

Второй вариант строения озерных ритмов характеризуется следующими особенностями. Сразу же за песчаниками пляжей следуют хорошо отсортированные алевролиты или аргиллиты, содержащие фауну пеллеципод и незначительное количество растительного детрита. Их накопление происходило скорее всего в глубоких частях озер. Подобные образования вновь сменяются песчаниками пляжей, а последние перекрываются алевролитами прибрежной зоны или болотными отложениями.

Наконец, наблюдаются озерные ритмы, представляющие по своему строению частое чередование мелких прослоев алевролитов и песчаников, строение которых трудно поддается детальной расшифровке.

Угленосность озерных ритмов, как и их конструкция, неустойчива. Некоторые из них наиболее угленасыщены. Мощность их 10—20 м. В пространные эти ритмы исключительно не выдержаны и могут иметь практическое значение на коротких расстояниях.

Лагунно-пролювиальные ритмы характеризуются сложным строением. В них подугольная часть представлена песчаниками, на которых с резким или постепенным переходом залегают алевролиты озер, ископаемых почв и половодий. Над алевролитами залегают пласты угля, в кровле которого зафиксированы аргиллиты и алевролиты лагун. В лагунные отложения включаются песчаники подводных продолжений русел рек.

Примером ритма с подобным строением может служить ритм самого нижнего пласта угля северосучанской свиты, установленной на Северном Сучане. Он отличается высокой угленосностью. Мощность его 20—40 м.

Из описания ритмов IV порядка видно, что все они обладают относительной простотой. Набор отложений различных фаций в них весьма ограничен. Сложнее других построены ритмы, в составе которых имеются осадки, относимые к четырем-пяти фациям. Безугольные ритмы представлены отложениями только двух-трех фаций.

При прослеживании ритмов IV порядка установлено, что в большинстве случаев они трудно опознаются на значительных расстояниях. Особенно это касается безугольных частей разреза — мощных озерных осадков и площадей с широким распространением руслового аллювия. Тем не менее в границах отдельных участков особенности строения большинства ритмов IV порядка устойчивы и могут быть использованы в качестве дополнительных коррелятивов при увязке угольных пластов.

Из изложенного видно, что в полном разрезе угленосной толщи Сучанского бассейна намечается три ритма I порядка (макроритма), а для юго-восточной полосы — дополнительно пять ритмов II порядка, четыре-

надцать ритмов III порядка, а сравнительно большое количество мелких ритмов IV порядка. Набор фаций в каждом из них соответствует той географической обстановке, в которой происходило осадконакопление. С укрупнением порядка ритмов повышается степень его территориальной выдержанности, растет угленасыщенность. Образование выдержанных ритмов (I порядка), вероятно, обусловлено причинами регионального характера, в первую очередь тектоническими движениями. Появление относительно неустойчивых ритмов (II—IV порядков) связано как с тектоническими движениями, так и с причинами местного значения — палеогеографическими особенностями (рельефом, климатом, миграцией фаций и пр.).

УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ УГЛЕННОСНОЙ ТОЛЩИ

В конце среднеюрской эпохи, по данным Г. Т. Пчелинцевой и К. М. Худолея (1960), имели место складкообразовательные процессы и поднятие всей территории Южного Сихотэ-Алиня. Длительное время эта область, в том числе площадь Сучанского бассейна, представляла собой сушу с горным рельефом, в пределах которой извергались лавы среднего состава. В келловейский век началось опускание земной коры и интенсивное наступление моря, занявшего почти всю территорию Южного Сихотэ-Алиня. В это время шло накопление терригенных морских осадков. В конце позднеюрской эпохи снова возобновились восходящие движения. В пределах контуров Сучанского бассейна возникла суша, которая существовала до начала валанжинского века.

В начале меловой эпохи вновь начались интенсивные тектонические движения отрицательного знака. В валанжинское время море заняло значительную часть суши Восточного Сихотэ-Алиня и проникло в Сучанский бассейн. Проникновение моря на площадь последнего исследователями трактуется по-разному. Автор считает, что наиболее правильным будет признать существование в начале меловой эпохи Южного Широкого Сихотэ-Алинского структурного шва, выделенного И. И. Берсеневым (1959). Работами автора, посвященными условиям накопления угленосных отложений Суйфунского бассейна, установлено влияние подвижек по широтному структурному шву на нижнемеловое угленакopление. Кроме того, в настоящее время на водоразделе рек Сучана и Вангоу (правый приток р. Судзухе), который располагается в пределах Центрального Сихотэ-Алинского антиклинория, наблюдается разрез от триаса до палеогена включительно. И. И. Берсенев включает эту территорию в зону широтного структурного шва. По-видимому, эта часть Центрального Сихотэ-Алинского антиклинория, начиная с триаса, испытывала все время опускание и явилась тем каналом, по которому валанжинское море с восточного склона Сихотэ-Алиня проникло в Сучанский бассейн.

В валанжинский век на территории Сучанского бассейна накапливались морские песчано-глинистые осадки (рис. 8), которые в конце валанжинского века сменились прибрежно-морскими и частично континентальными. В готеривском (?) веке начала накапливаться угленосная толща Сучанского бассейна.

Общее ознакомление с распределением осадков и фациальных комплексов в угленосной толще Сучанского каменноугольного бассейна дает основание разделить историю их формирования на три крупных этапа.

В литературе, освещающей условия осадконакопления угленосных отложений по отдельным районам Сучана (Перепечина, 1960; Шарудо, 1960; Семериков, 1960), эти этапы в связи с тем, что осадки, им отвечающие, по своим объемам соответствуют свитам, получили наименование

от названий этих свит. В порядке последовательности снизу вверх намечены: нижнесучанский, старосучанский и северосучанский этапы накопления осадков продуктивной серии.

Нижнесучанский этап осадконакопления

(готерив — баррем). Самая нижняя часть разреза угленосной толщи — нижнесучанская свита сложена осадками пролювиально-аллювиального, озерно-болотного, озерного, прибрежно-морского и морского комплексов фаций. Эти осадки перекрывают различными горизонтами делювиально-аллювиальные образования — продукты разрушения пород фундамента. Породы основания угленосной толщи в некоторых районах обнажены современным эрозионным срезом и частично вскрыты буровыми скважинами. Полученные при этом данные показывают, что поверхность фундамента не была равной, а на ней имелись местные, правда весьма незначительные, колебания высотных отметок. Относительные превышения рельефа в начале накопления угленосных отложений измерялись 100—200 м. Наиболее расчлененным рельефом обладали краевые юго-западные и северо-восточные окраины бассейна. Более выровненная поверхность свойственна центральным частям, т. е. областям, тяготеющим к морскому побережью.

Распределение отложений нижнесучанского этапа седиментации на территории Сучанского бассейна строго зональное. Как это показано на литолого-фациальной карте (см. рис. 4), здесь устанавливаются три крупные палеогеографические зоны: центральная, промежуточная и крайняя — внешняя. Первая — центральная — выполнена морскими образованиями, обрамление которых отвечает контуру нижнесучанского моря. Ближе к периферии бассейна распространены отложения прибрежно-морские, озерные и озерно-болотные, перечень которых определяет собой прибрежно-морскую низменность. Эта зона самая широкая, и осадки, ей отвечающие, занимают более половины территории бассейна. Последняя из зон — внешняя, широкая в южной и северной частях бассейна и языкообразно сходящая на нет вдоль юго-восточной границы, сформирована аллювиальными осадками, отвечающими равнине предгорья.

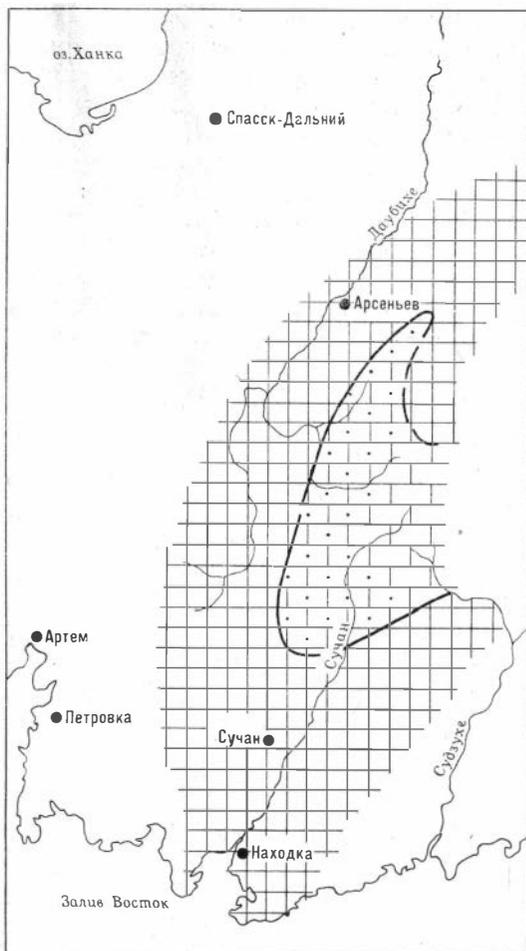


Рис. 8. Палеогеографическая схема валанжинского века. Условные обозначения см. рис. 9.

Мощности отложений нижнесучанской свиты (без учета местных отклонений, обусловленных неровностями рельефа) на подавляющей части территории бассейна остаются примерно постоянными и только в зонах, смежных с областями поднятий, относительно резко нарастают, особенно в южном и юго-восточном направлениях. В этих же направлениях наблюдается укрупнение размерности породообразующих обломков.

Основные питающие провинции в раннесучанское время располагались к югу и юго-востоку от современных границ бассейна. Расчлененным рельефом типа мелкогогорья обладала южная питающая провинция, в то время как юго-восточный район поднятий имел несколько менее расчлененный рельеф типа мелкосопочника (рис. 9). Северо-западная же приподнятая область носила характер повышенного плато, откуда снос терригенного материала протекал не очень активно. До-

полнительный материал, для характеристики и подтверждения правильности сделанного вывода об особенностях рельефа и местоположения питающих провинций, можно получить при анализе петрографического состава, нижнесучанских отложений.

Установлено, что вблизи восточной окраины бассейна кластический материал нижнесучанской свиты образован преимущественно за счет продуктов разрушения палеозойских гранитоидов, осадочных и туфогенных верхнепермских и нижнемезозойских образований, слагающих современные массивы, расположенные к востоку от него.

С продвижением к югу в составе нижнесучанских осадков начинает преобладать терригенный материал, образованный главным образом в результате разрушения метаморфических, более древних, чем в первом случае, пород. Современная область развития сходных пород известна к югу от границ Сучанского бассейна.

В северо-западной части бассейна среди нижнесучанских осадков значительное развитие получают обломки осадочных и метаморфических образований

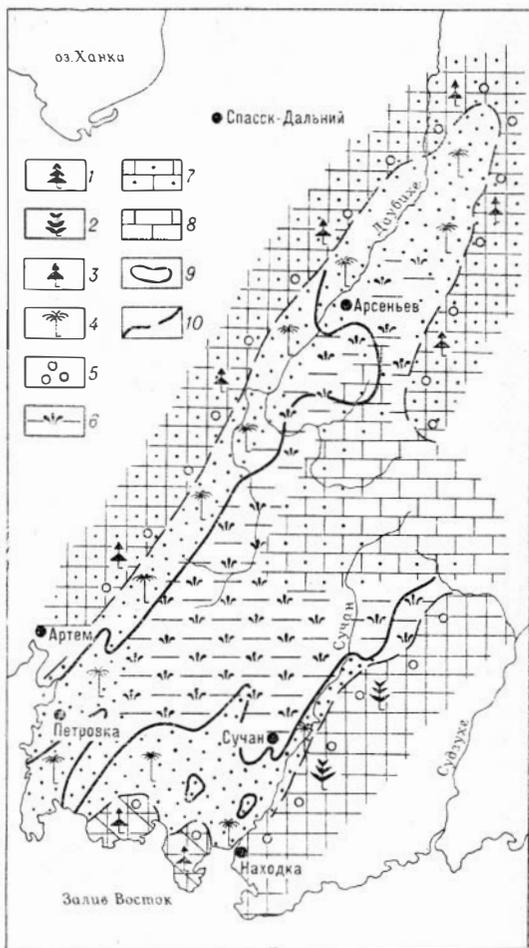


Рис. 9. Палеогеографическая схема готерив-барремского века (нижнесучанское время).

1 — среднегорный рельеф с хвойными лесами, 2 — низкоротный рельеф с хвойными лесами, 3 — холмистый рельеф с хвойными лесами, 4 — предгорная равнина с редколесьем из хвойных и саговниковообразных, 5 — аллювиальная равнина с папоротниковыми зарослями, 6 — прибрежно-морская равнина с папоротниковыми зарослями, 7 — прибрежно-морская низменность с папоротниковыми зарослями, 8 — морской залив, 9 — установленная граница распространения угленосных отложений, 10 — предполагаемая граница распространения в период их отложения.

в составе современного Муравьевского поднятия, вдоль юго-восточной окраины которого проходила северо-западная граница бассейна.

Таким образом, в раннесучанское время территория бассейна была ограничена со всех сторон областями разрушения и представляла собой замкнутую низменную котловину или, вернее, прогиб, обращенный открытой частью на восток — в сторону моря.

Судя по характеру изменения мощностей, распространению фациальных комплексов и направлению укрупнения породообразующих обломков, наиболее активные поднятия на этом этапе испытывали юго-западные, юго-восточные и северо-западные массивы, пограничные с областью осадконакопления.

В свете сказанного можно считать, что формирование осадков в раннесучанскую эпоху происходило на фоне следующих процессов.

В раннемеловое время произошло опускание территории Южного Сихотэ-Алиня, и с того времени зародился Сучанский прогиб, который развивался в течение раннемеловой эпохи. В валанжинском веке накопились преимущественно морские и прибрежно-морские осадки, а с раннесучанского времени начала накапливаться угленосная толща.

Климатические условия на территории Южного Сихотэ-Алиня были теплыми, морскими, вероятно муссонными. Они характеризовались чередованием влажных и сухих периодов, что доказывается наличием в древесной растительности годовых колец. Климат способствовал образованию пышного растительного покрова, заболачиванию и торфонакоплению.

Ввиду относительной выдержанности рельефа погружающаяся область не обладала, по-видимому, четко сформированными элементами поверхностного дренажа. Это привело, по крайней мере на первых порах седиментации, к широкому проявлению деятельности русловых и плащевых (Наливкин, 1955) потоков, сносивших продукты выветривания с возвышенных частей рельефа и отлагавших их в низинах, недалеко располагавшихся от источников питания. В это время в некоторых депрессиях образуются мелкие озера, а в отдельных впадинах зарождаются первые торфяники. Процессы торфообразования были исключительно неустойчивыми и часто прерывались приносами терригенного материала. В этих условиях формировались углистые породы и в лучшем случае сильно зольные угли. Площади под торфяниками были незначительными. Постепенно, с заполнением местных депрессий кластическим материалом, происходит общее выравнивание поверхности области осадконакопления.

Пролувиальные образования отлагались в виде конусов выноса временных потоков главным образом вблизи юго-западных и северо-восточных окраин бассейна. Пролувиальные накопления с удалением от источников сноса сменяются озерно-болотными и прибрежно-морскими осадками. Поступление терригенного материала в северо-восточную часть бассейна было менее значительным, чем во внешнюю зону седиментации, что способствовало росту болот и торфяников. Крупные водные артерии здесь отсутствовали, а мелкие речки и ручьи с приближением к морю постепенно терялись среди озер и болот и не загрязняли торфяники примесью минеральных веществ, что положительно сказалось на качестве ряда пластов. Однако в целом даже в юго-восточную часть бассейна с временными потоками поступало довольно большое количество обломочного материала. В связи с этим высоко- и среднезольные угли в Сучанском бассейне имеют широкое распространение.

В прибрежно-морской области торфяники были тесно связаны с лагунно-заливными и озерно-пляжными ландшафтами, обрамляющими область моря. При заторфовывании лагун и заливов органическое вещество засорялось минеральными частицами, которые приносились ветром,

речками и особенно во время морских волнений. Некоторая часть минерального вещества поступала в торфяную массу вследствие сероводородного заражения среды осадконакопления. Засорение торфяников минеральными примесями способствовало образованию высокозольных и среднезольных, преимущественно сложного строения угольных пластов.

Озерно-пляжные торфяники, располагающиеся вдоль морского берега, были менее засорены обломочным материалом, благодаря чему за их счет возникали пласты среднезольных углей, выдержанные на относительно больших площадях и имеющие преимущественно простое строение.

Конец раннесучанского этапа осадконакопления ознаменовался общим выравниванием поверхности области осадконакопления и накоплением торфяной массы пласта $a_8(a_4)$.

Основной отличительной особенностью нижнесучанского осадконакопления следует считать широкое развитие аллювиально-пролювиальных осадков и образование высокозольных углей преимущественно сложного строения, развитых на относительно ограниченных площадях.

Старосучанский этап осадконакопления (апт — альб). Основные черты этого этапа были predeterminedены физико-географическими процессами нижнесучанского этапа.

Старосучанская свита — средняя часть разреза угленосной толщи — представлена образованиями тех же самых литолого-фациальных комплексов, которые принимают участие в строении отложений предшествующего нижнесучанского этапа: пролювиально-аллювиального, озерно-болотного, прибрежно-морского, озерного и морского.

Распределение отложений различных литолого-фациальных комплексов на старосучанском этапе осадконакопления по сравнению с распределением их на площади Сучанского бассейна в нижнесучанское время несколько другое (рис. 3). Так, внешняя зона — зона развития пролювиально-аллювиальных образований — значительно сужается по ширине, образуя узкие полосы на юго-западе и северо-востоке. Только на некоторых площадях отложения данного комплекса языкообразно выклиниваются в парагенетически тесно с ними связанные образования озерно-болотного и прибрежно-морского комплексов. Вдоль восточной и западной окраин бассейна отложения пролювиально-аллювиального комплекса вообще не получили заметного распространения. Зона озерно-болотных отложений значительно приблизилась к областям разрушения, и осадки этого комплекса почти полностью исчезли вдоль северо-западной окраины бассейна. Значительное развитие получили осадки прибрежно-морского комплекса, южная граница которых достигла широты дер. Новонежино. Западная граница этого комплекса вплотную приближена к областям разрушения. Центральная часть Сучанского бассейна занята морскими осадками.

Мощности отложений старосучанской свиты изменяются в пределах 250—600 м, достигая максимального значения вблизи юго-восточной окраины бассейна. Вблизи его юго-западной границы наибольшая из зафиксированных мощностей не превышает 300 м. К северо-западу мощности свиты резко падают, и величина ее в 250 м является редким исключением. Минимальные мощности отложений старосучанской свиты (250 м) известны в зоне развития прибрежно-морских осадков в районе ст. Тигровой. В целом для бассейна в старосучанское время характерно сокращение мощностей отложений в северо-западном направлении от юго-восточной области сноса (Центральный Сихотэ-Алинский антиклинорий). Это обстоятельство лишний раз подчеркивает направление локализации основных областей разрушения для старосучанского этапа.

Судя по изменению мощностей и распределению отложений различных фациальных комплексов на площади бассейна на старосучанском этапе, основные питающие провинции в это время располагались, как и на нижнесучанском этапе осадконакопления, вблизи его юго-восточных и южных границ. Вероятно, более активному разрушению и, соответственно, поднятию, судя по вееру рассеивания пролювиально-аллювиальных отложений и их мощности, подвергалась юго-восточная питающая провинция. Южная же область разрушения, очевидно, испытывала в это время менее энергичное поднятие и подвергалась более слабому разрушению. Наконец, чрезвычайно слабые положительные движения испытывала северо-западная питающая провинция, вследствие чего приморские озерно-болотные осадки примыкают в ней почти вплотную. Можно предполагать, что рельеф питающей провинции, расположенной вдоль юго-восточной окраины бассейна, на этом этапе осадконакопления имел низкогорный характер, рельеф южной области снова был более сглаженным, мелкосопочным, а на западе существовала слабо приподнятая платообразная суша.

Область седиментации по-прежнему представляла собой равнину, открытую в сторону моря, которая занимала центральную часть прогиба. Рядом с морем на приморской низменности происходило накопление осадков прибрежно-морского комплекса. Следующая зона, расположенная ближе к периферии бассейна и представляющая собой аллювиальную равнину, выполнена озерно-болотными образованиями, среди которых значительное развитие получили аллювиальные осадки. Самая краевая из фациальных зон (зона развития пролювиально-аллювиальных осадков) была равниной предгорий.

Видимо, процесс накопления старосучанских отложений в пределах бассейна протекал следующим образом. Вслед за эпохой активного болотообразования и уплощением рельефа местности в конце нижнесучанского времени область седиментации претерпевает дальнейшее погружение. Наибольшие амплитуды погружения характерны для юго-восточной окраины бассейна, наименьшие — для северо-западной, что предопределило распределение мощностей осадочной толщи на площади осадконакопления.

Оживление тектонической жизни, выразившееся в поднятии областей сноса, омолодило рельеф и активизировало процесс осадконакопления. Часть временных потоков превращается в реки. Основные водные артерии в старосучанское время были приурочены к окрестностям дер. Петровка и Мельники, с. Крещенка. ст. Фридман, г. Находка и междуречью р. Большая Сица и Тудагоу.

Наступление моря на континент привело к дальнейшему увлажнению климата и подпору грунтовых вод в пределах низменной приморской суши. Эти обстоятельства способствовали успешному заболачиванию равнинных пространств приморской низменности и аллювиальной равнины. Последние были крайне удобными местами для торфонакопления.

В пределах приморской низменности заболачивание и торфонакопление протекало примерно в тех же условиях, что и на нижнесучанском этапе осадконакопления.

Внешняя зона — равнина предгорий, из-за постоянного активного поступления сюда осадков несколько приподнятая в высотном отношении, имела соответственно пониженный уровень зеркала грунтовых вод и не могла быть пригодной для заболачивания и развития торфяников.

Аллювиальная равнина — это область развития речных долин, междуречных пространств и крупных озер. Она включает в себя ландшафты, с которыми связаны интенсивные болото- и торфообразовательные про-

цессы. В речных долинах торфонакопление протекало, но неактивно, поскольку центральные части этих долин явились областью миграции русел. Бортовые части речных долин заливались паводковыми водами. Поэтому здесь шло накопление только маломощных пластов углей и углистых пород. Более благоприятные для торфонакопления участки тяготели к междуречьям или прибрежным частям крупных озер. Геоморфологическое положение торфяников в этих случаях не было одинаковым, хотя на площади те и другие были связаны между собой постепенными переходами. Торфяники, связанные с междуречьями, располагались в рельефе несколько выше, что определяло их лучшее качество, так как поступление минеральных примесей в такие торфяники было ограниченным. Тут формировались пласты простого строения, малозольные и средней мощности.

Торфяники, приуроченные к береговым частям крупных озер, были низменными и имели сложное строение, большую мощность и сильнее засорялись минеральными частицами. Здесь образовались угли среднезольные и высокозольные.

Конечная стадия старосучанского осадконакопления связана с выравниванием рельефа, затуханием эрозионных процессов, заболачиванием значительной части территории бассейна и, наконец, формированием мощного торфяника угольного пласта $C_{18}(C_{10})$.

Из отличительных особенностей старосучанского этапа осадконакопления необходимо отметить следующее. В старосучанское время на территории Сучанского бассейна происходило дальнейшее наступление моря на сушу в юго-западном и северо-восточном направлениях, вследствие чего значительная часть Сучанского прогиба оказалась погребенной морскими водами. Сокращение суши повлияло на миграцию угленосных площадей в сторону питающих провинций. Характерно широкое развитие аллювиальных осадков и резкое сокращение пролювиальных образований. Это обстоятельство было вызвано двумя причинами, первая из которых связана с формированием к этому времени на рассматриваемой территории централизованного стока и образованием устойчивых речных систем, вторая — с некоторым затуханием положительных движений в областях сноса. В развитии областей сноса намечаются некоторые изменения. Большую активность начинают проявлять массивы, ограничивающие бассейн с юго-восточной стороны, и меньшую — южные. На границе приморской низменности и равнины предгорий формируется разделяющая эти области аллювиальная равнина (рис. 10).

Торфонакопление активно протекало в области приморской низменности и аллювиальной равнины. Лучшие по качеству и мощности торфяники формировались в пределах последней.

Северосучанский этап осадконакопления (альб — сеноман). Осадки северосучанской свиты постепенно или с небольшим (местного характера) размывом перекрывают подстилающие их отложения старосучанской свиты. Характер взаимосвязи между свитами указывает на небольшой перерыв, предшествовавший северосучанской седиментации.

Осадки рассматриваемого этапа в пределах границ бассейна по литологическому и фациальному составу в общих чертах аналогичны образованиям двух нижележащих свит. Однако в количественном содержании литологических разновидностей и распределении их на площади имеются вполне определенные отличия. В строении северосучанской свиты большое участие принимают пелито-алевритовые породы и меньшее — песчанистые и грубообломочные. Нижняя половина северосучанских осадков безугольная. Более широкое развитие (в северосучанское время) получили морской и прибрежно-морской комплексы и несравнимо

менее распространены отложения озерно-болотного и пролювиально-аллювиального комплексов (см. рис. 4).

В распределении литолого-фациальных комплексов на площади произошли большие изменения. Вся центральная часть бассейна, охватывающая более двух третей его территории, выполнена морскими образованиями, вследствие чего ширина прочих литолого-фациальных зон оказалась значительно уменьшенной. Ширина зоны распространения прибрежно-морских отложений не превышает 5—12 км, зоны озерно-болотных — 2—10 км и зоны пролювиально-аллювиальных — 0,5—6 км. В целом северосучанское время седиментации характеризуется резким сокращением области развития континентального осадконакопления.

Для вещественного состава терригенного материала свиты характерно повышенное содержание обломков кварцитоподобных пород, частиц кислых эффузивов, кварца и широкое развитие хлоритового цемента в песчаниках, особенно заметное в верхней части разреза и ближе к северо-восточному обрамлению бассейна. Мощность свиты нарастает в южном и юго-восточном направлениях. При этом резко увеличиваются мощности осадков в пределах сравнительно узкой зоны (шириной 10—20 км), выполненной континентальными образованиями. Крупность зерна терригенного материала постепенно возрастает к юго-востоку. Изменение мощностей свиты и гранулометрического состава слагающих ее осадков указывает на местоположение питающих провинций. Изменение же петрографического состава кластического материала скорее всего фиксирует вовлечение в стадию эрозии на этом этапе осадконакопления массивов, не подвергавшихся размыву ни в старосучанское, ни в нижнесучанское время.

В северосучанском осадконакоплении слабо проявила себя северо-западная область разрушения. Центральная часть ее в результате погружения была занята морем и представляла собой одну из дополнительных территорий области седиментации.

Согласно изложенному, общий ход осадконакопления в северосучанское время протекал следующим образом. Период относительного покоя, который был в конце старосучанского времени, когда успешно развивал-

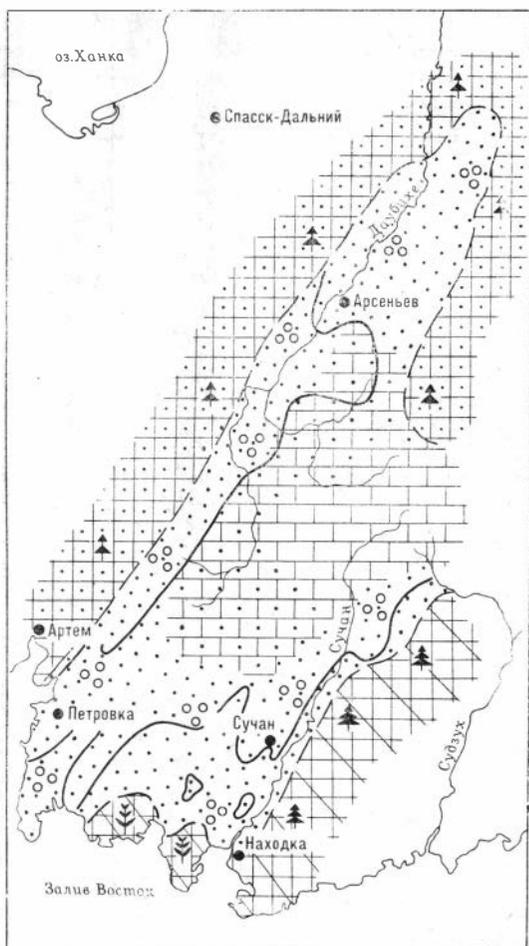


Рис. 10. Палеогеографическая схема апт-альбского века (старосучанское время). Условные обозначения см. рис. 9.

ся на большой части Сучанского бассейна озерно-болотный ландшафт, в северосучанскую эпоху сменился энергичным погружением области седиментации и поднятием областей сноса. Опускание способствовало оживлению процесса ингрессии моря, вследствие чего значительная часть (более 2/3 территории) бассейна оказалась перекрытой морскими водами (рис. 11).

Как показывают данные анализа мощностей осадков северосучанской свиты, максимальные погружения в пределах бассейна испытывали участки, окаймляющие рассматриваемую территорию с юго-востока и юга. Значительное отставание в поднятии испытывала западная из питающих провинций, вследствие чего на ее северо-восточной оконечности сохранилась аккумулятивная равнина, где были широко развиты прибрежно-морские образования.

Разная интенсивность погружения обусловила различие в амплитудах относительных превышений рельефа отдельных участков областей накопления и разрушения. Вблизи наиболее энергично погружающихся южной, юго-восточной окраин бассейна в виде сравнительно узких, незначительных по площади распространения и направленных к центру

области аккумуляции конусов накапливались осадки пролювиально-аллювиального генезиса. К центру бассейна отложения этой зоны сменялись образованиями озерно-болотного комплекса. Тесное переплетение указанных образований в физико-географическом отношении характеризует собой аллювиальную равнину. Осадки аллювиальной равнины в сторону моря постепенно замещаются отложениями прибрежной низменности (рис. 11).

О физико-географических процессах в пределах этих палеогеографических обстановок было сказано выше. Отметим только, что в связи с сокращением области накопления континентальных образований в северосучанское время (альбсеноманское время) резко уменьшилась территория торфонакопления.

Пространственное расположение угленосной толщи, литологических и фациальных типов пород, распределение мощностей осадков и пр. позволяют сделать вывод о том, что угленосная толща накопилась в Сучан-

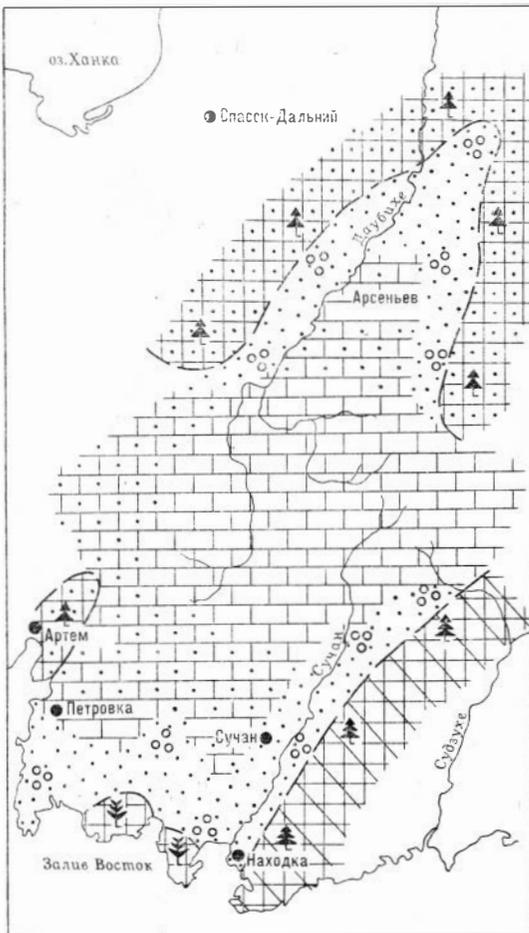


Рис. 11. Палеогеографическая схема альбсеноманского времени (северосучанское время).
Условные обозначения см. рис. 9.

ском прогибе. Зарождение прогиба произошло в начале валанжинского века, а окончательное формирование его закончилось в конце раннемеловой эпохи. Границами прогиба на юго-востоке служил Центральный Сихотэ-Алинский антиклинорий, на юго-западе — поднятия побережья Японского моря, на северо-востоке граница проходила по параллели слияния рек Улахе и Даубихе, на северо-востоке — по восточным отрогам Уссури-Ханкайского и Муравьево-Амурского массивов. В этих контурах длина прогиба измерялась в 240—250 км, а ширина — 60—80 км.

После накопления пород угленосной толщи на территории Сучанского бассейна начались дифференцированные перемещения земной коры. По нашему мнению, это вызвано тем, что в это время на восточном склоне Сихотэ-Алиня происходили складчатые процессы. На вздымающихся участках Сучанского бассейна породы северосучанской свиты разрушались. В опущенных блоках продолжали накапливаться терригенные отложения. В результате этого породы коркинской серии на одних участках лежат с размывом, а на других без размыва на породах северосучанской свиты. Накопление пород коркинской серии происходило в сеноман-туронское время. За этот период сформировалась мощная (до 2000 м) пестроцветная толща терригенных пород в континентальных условиях. В ее составе наблюдаются разномерные песчаники, алевролиты, аргиллиты, гравелиты и конгломераты. В большом количестве в породах присутствует пепловый материал. Для тонкозернистых пород коркинской серии характерна пестрая окраска: красная, бурая, коричневая, шоколадная и малиновая. Песчаники окрашены в серо-зеленые тона. В разрезе коркинской серии отчетливо выражена ритмичность.

В предсенонское время на территории Южного Сихотэ-Алиня началась новая перестройка структурного плана. На площади Сучанского бассейна впервые в меловую эпоху проявилась складчатость, в результате которой отложения угленосной толщи и покрывающей ее коркинской серии были собраны в складки и разбиты разрывными нарушениями. Предсенонской фазой альпийской складчатости созданы основные пликативные нарушения, которые наблюдаются в угленосной толще Сучанского бассейна. Что касается крупных дизъюнктивных нарушений, таких как Сучанский разлом, Широкий структурный шов и др., то они, по-видимому, были заложены в домеловую эпоху.

В сеноне и дании в контурах Сучанского прогиба отлагались образования вулканогенной серии, которые лежат горизонтально на размытой поверхности коркинской серии, угленосной толщи и на других более ранних образованиях.

ПЛИКАТИВНЫЕ И ДИЗЬЮНКТИВНЫЕ НАРУШЕНИЯ В УГЛЕНОСНОЙ ТОЛЩЕ

Предсенонской фазой альпийской складчатости угленосная толща Сучанского бассейна собрана преимущественно в линейные складки и разбита серией разрывных нарушений типа взбросов и сбросов. Степень изученности пликативных и дизъюнктивных структур различна. Наиболее хорошо изучены структуры Старого и Северного Сучана, несколько хуже — западной части бассейна и очень слабо — его центральной части, Даубихинского и Варфоломеевского районов.

Ниже описываются сгруппированные по блокам структуры Сучанского бассейна с запада на восток.

Ш е т у х и н с к и й блок включает в себя Прибрежную, Петровскую и Рождественскую синклинали и Андреевскую, Новонежинскую и Сихондонскую антиклинали.

В Шетухинском районе общая мощность угленосных осадков измеряется 300 м. Породы довольно сложно дислоцированы, однако общее падение крыльев структур обычно относительно пологое — 20—25° и до 45—50°.

К особенностям строения этого блока относятся: несогласное залегание на породах нижнего мезозоя и палеозоя; мелководный и преимущественно континентальный характер осадков; незначительное участие вулканических продуктов; наличие перерывов в осадконакоплении с размывом нижележащих осадков, не сопровождающихся угловыми несогласиями; широкое развитие меловых интрузий типа штоков, даек, залежей, многоярусных лакколлитов; аномальный характер складчатости, для которой типично развитие брахискладчатых структур с крыльями, осложненными дополнительной складчатостью; общее северо-восточное простиранье складчатых структур, изогнутых дугой, обращенной выпуклостью на северо-запад и погружением на северо-восток, и сильный метаморфизм осадочных пород с маломощными углями типа полуантрацитов, указывающий на возможность нахождения на глубине батолита изверженных пород.

Блок Даубихинского структурного шва включает в себя только одну синклиналию структуру — Безымянную. Структура мало изучена, но, по-видимому, не отличается от соседнего Шетухинского блока. Основное отличие ее — резкое изменение простиранья пород на широтное, незначительные углы падения слоев, равные 10—12°, и наличие мощной интрузии гранитов. Угленосность блока практически не изучена.

Тигровский блок включает Перевальную и Лесозаводскую синклинали и Кангаузскую, Пиданскую и Тигровскую антиклинали. Границами блока являются на западе взброс, связанный с Даубихинским структурным швом, а на востоке — нарушение, вызванное образованием соседнего Красноармейского горста.

По геологическому строению Тигровский блок отличается от описанных выше блоков. Разрез в верхней части становится чрезвычайно однообразным — преобладают мелкозернистые породы типа алевролитов. По мере продвижения с запада на восток исчезают узорчатые песчаники, замещаясь мелкозернистыми песчаниками и алевролитами. Значительно шире развиты интрузивные и жильные породы. Первые представлены батолитоподобными интрузиями молодых гранитоидов, а жильная фацция — различными порфиритами. Характер угленасыщенности не выявлен. Складчатость довольно мелкая, линейная, острая, северо-восточного направления, с углами падения пород на западе блока 16—30°, на востоке — 45—60°.

Породы сильно метаморфизованы и разбиты многочисленными разломами.

Красноармейский блок включает в себя Хмельницкую или Северную синклиналию и две антиклинали: западную — без названия и восточную — Красноармейскую. Особенность Красноармейского блока, в общем, имеющего примерно такое же геологическое строение, что и Тигровый, заключается в том, что он представляет собой горст, более поднятый на юге, чем на севере. Южная часть блока сложена пермскими породами, северная, опущенная благодаря ряду почти широтных нарушений, сложена дислоцированными меловыми осадками, собранными в одну синклиналию и две антиклинальные структуры, имеющие почти долготное простиранье. Таким образом, характерная особенность Красноармейского блока — сочетание складок меловых угленосных отложений, имеющих северо-восточное простиранье, с перпендикулярными к ним сбросами. Впрочем, такие сбросы наблюдались и в Шетухинском районе,

возможно, они присутствуют и в остальных из описанных блоков, но не выявлены из-за их недостаточной изученности. Для Красноармейского блока намечается некоторое возрастание мощности угленосных пластов (кл. Угольный, Молевая Падь). Последние, однако, так же как и в Шетухинском районе, известны только в нижних частях разрезов нижне-сучанской и старосучанской свит, сложенных преимущественно континентальными осадками. Вся верхняя часть угленосной толщи образована мелководными бассейновыми осадками. Мощность угленосной толщи не выявлена.

Сучанский блок относится к хорошо изученным, так как в его восточной части сосредоточены углепромышленные предприятия Сучанского бассейна. В пределах блока развиты породы угленосной толщи и коркинской серии, имеющие суммарную мощность 2200 м. В их разрезе видно чередование континентальных и морских фаций прибрежной мелководной зоны. Состав обломочного материала терригеинных осадков полимиктовый, с большим количеством обломков эффузивов. Меловые отложения залегают на размытой поверхности пород более древнего возраста. Угленосная толща обладает высокой угленасыщенностью с тремя максимумами угленосности. Степень метаморфизма пород и углей варьирует в широких пределах. Последние принадлежат к маркам от газовых до полуантрацитов.

В пределах блока имеются три синклинали и две антиклинальные складки. Синклинали носят названия: Белопадинской, Большой (Коркинской)*, Малой (Таудеминской); антиклинальные — Остропковской (Медведевской) и Центральной (Казанковской). Перечисленные складки имеют северо-восточное простирание, которое в пределах Северного Сучана дает однозначный ступенеобразный прогиб, обусловленный переходом простирания из северо-восточного в меридиональное, а затем севернее — снова в северо-восточное. Таким образом, оси в плане представляются дугообразно изогнутыми, с выпуклостями, обращенными на северо-запад. Кроме того, оси складок волнообразно изгибаются, что определяет извилистость контуров полей, сложенных отдельными свитами. В общем, оси складок имеют тенденцию к погружению в северо-восточном направлении. За немногими исключениями складки обладают более пологими северо-восточными и более крутыми северо-западными крыльями.

Преобладающие углы падения 45—70°, однако встречаются также углы падения 80—90° и даже обратные падения. Увеличение углов падения характерно для восточной части Старого Сучана. В западной части Северного Сучана углы падения слоев в Белопадинской синклинали 5—35°, а в среднем преобладает падение 15°. Размеры складок по простиранию — около 60 км, по размаху крыльев 0,5—0,6 км на юге Малой синклинали и 20—30 км для Белопадинской синклинали (рис. 12, 13).

Основные складчатые структуры Сучанского блока усложнены дополнительной складчатостью и многочисленными разрывными нарушениями.

Сергеевский блок. В его пределах угленосные меловые отложения представлены нижнесучанской и старосучанской свитами, которые с резким угловым несогласием залегают на размытой поверхности пермских отложений. Мощность сучанской серии достигает 650 м.

В структурном отношении блок представляет собой днище широкой корытообразной мульды, заполненной угленосными отложениями, запад-

* Без скобок обозначены названия структур в Старосучанском районе, а в скобках — названия их продолжений в Северосучанском районе.

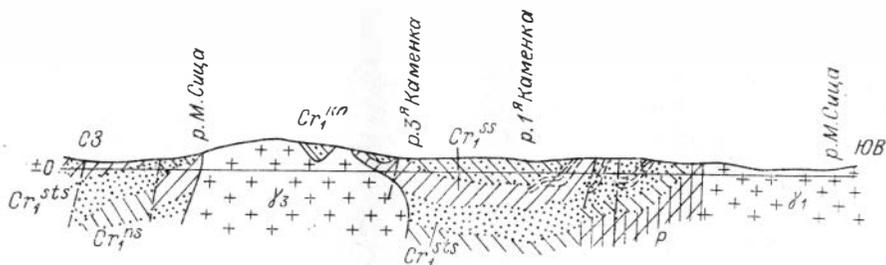


Рис. 12. Геологический разрез вкрест простирания угленосной толщи через Старый Сучан. Условные обозначения см. рис. 13.

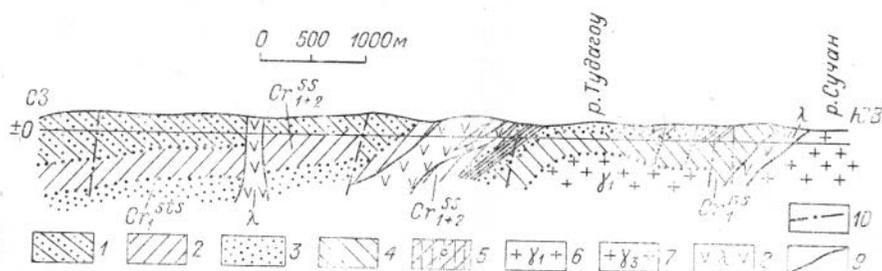


Рис. 13. Геологический разрез вкрест простирания угленосной толщи через Северный Сучан.

1 — коркинская серия. Свиты: 2 — северосучанская, 3 — старосучанская, 4 — нижнесучанская, 5 — пермские отложения. Граниты: 6 — варисские, 7 — лярямийские, 8 — кварцевые порфиры, порфиристы, андезиты, 9 — угольные пласты, 10 — разрывные нарушения.

ный борт которой срезан взбросом. По взбросу угленосные отложения контактируют с Сергеевским габброидным массивом. Мульда разбита многочисленными дизъюнктивами и местами перекрыта покровами более молодых эффузивных пород. Углы падения пологие, до 25° . Угленасыщенность сучанской серии довольно слабая. Угли тощие.

Нижнесучанский блок имеет очень сложное строение. Угленосные меловые отложения мощностью 700—800 м приурочены в его пределах к юго-восточному борту синклинали северо-восточного простирания, осложненной в некоторых местах дополнительной складчатостью. Поэтому преобладающее падение пород на участке моноклинали, азимут падения северо-западный $280\text{—}350^\circ$, углы падения от $25\text{—}40$ до $70\text{—}80^\circ$. Северо-западный борт структуры оборван надвигом, по которому, по мнению А. И. Савченко, граниты и пермские отложения надвинуты на меловые. Плоскость этого надвига падает на северо-запад под углом $40\text{—}60^\circ$. Главная плоскость надвига сопровождается несколькими дополнительными надвигами, количество и амплитуда которых по мере удаления от надвига уменьшается. Толща перемята и разбита многочисленными трещинами. Угленосность сучанской серии аналогична Сергеевскому блоку. Угли тощие.

Васильевский блок. Меловые отложения, поданным А. С. Зинченко, образуют в пределах блока две антиклинальные и две синклинали складки, со всех сторон обрезанные крупными разломами. Будучи окруженным со всех сторон до меловыми породами, блок представляет собой грабен, внутри которого меловые слои осложнены пликативными дислокациями. Углы падения крыльев складок в пределах блока от 50

до 90°. Иногда имеется даже опрокинутое залегание. Угленосность известна только в северосучанской свите. В нижнесучанской и старосучанской свитах в связи с глубоким залеганием характер угленасыщенности не установлен.

Варфоломеевский блок. Угленосная толща в пределах блока перекрыта современными и кайнозойскими рыхлыми образованиями и покровами кварцевых порфиров (рис. 14). По имеющимся незначительным данным, угленосная толща собрана в крупную синклиналиную складку северо-восточного простирания с углами падения слоев на крыльях складки 20—45°. Юго-восточное крыло складки с углами падения 30° обнажается из-под покровов кварцевых порфиров к востоку от дер. Достоевка, а северо-западное — по окраине прогиба в окрестностях пос. Яковлевка, Яблоновка и др. Угленосная толща разбита разрывными нарушениями сбросового и надвигового типа. Угленасыщенность не установлена.

Тектонические движения предсенонской фазы альпийской складчатости вывели территорию Сучанского прогиба из стадии осадконакопления и установили устойчивые геоантиклинальные условия развития, характеризующиеся мощным проявлением вулканической деятельности. К позднемеловой эпохе приурочены эффузии порфиритов, позднее кварцевых порфиров. Магматический цикл завершился интрузиями гранитов, абсолютный возраст которых исчисляется примерно в 90 млн. лет.

Дифференцированные тектонические движения палеогеновой эпохи выразились в образовании пологих коробчатых структур и дизъюнктивами трещинного и сбросового порядка.

В образовавшихся в середине палеогена (эоцен — олигоцен) небольших депрессиях (в верховьях р. Сучан) отложились осадки угловской (анучинской) угленосной свиты, сложенной песками, алевролитами. Мощность их около 300—400 м. В западной части, в бассейне р. Майхе, известны более значительные по размерам депрессии, где мощность угленосных отложений угловской свиты, по В. В. Куликову, не более 200 м.

Наконец, в плиоцене в пределах Сучанского бассейна начались устойчивые сводовые поднятия, которые продолжались весь четвертичный период и, по-видимому, продолжают в настоящее время, о чем свидетельствуют поднятия до

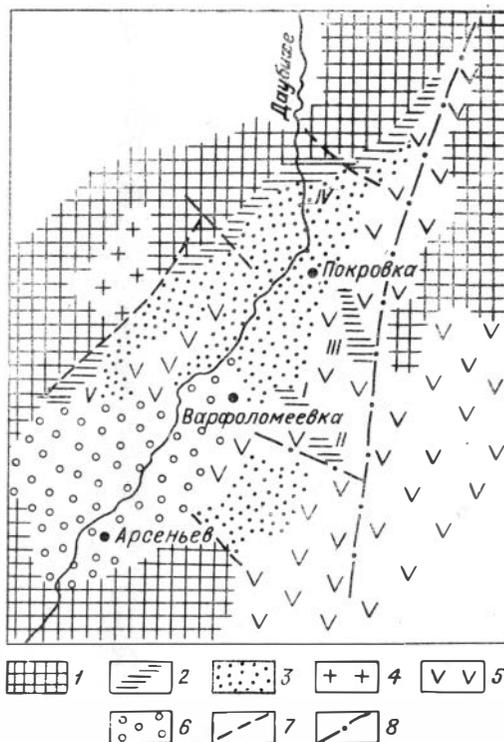


Рис. 14. Геологическая схема Варфоломеевского района.

Отложения: 1 — домеловые, 2 — угленосные, 3 — верхнемеловые, 4 — верхнемеловые гранитоиды, 5 — постугленосные эффузивы, 6 — палеогеновые отложения, 7 — разрывные нарушения, 8 — то же, под эффузивами. Участки: I — Достоевский, II — Большая Речка, III — Языгоу, IV — Северный, V — Западный.

150 м над уровнем океана (побережье Уссурийского залива) прибрежных галечников современных отложений.

Размыв поднимающихся структур обусловил образование современного рельефа.

ПОСТУГЛЕННЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА УГЛЕНОСНУЮ ТОЛЩУ

Различные по возрасту и составу магматические образования поздне-мезозойского комплекса составляют единый ряд от ультраосновных и основных пород до гранитоидов включительно. Наиболее ранняя эпоха интрузивной деятельности падает на начало верхней юры, а заключительная была в конце верхнего мела.

На территории Сучанского бассейна продукты первого этапа интрузивной деятельности почти неизвестны, если не считать небольших тел ультраосновных пород — перидотитов — в Шетухинском районе. Более поздние по времени основные интрузии в виде небольших штоков и дайкообразных залежей широко распространены в районах, сложенных меловыми отложениями. Они представлены на юго-западе в бассейне р. Шетухе и на восточном побережье Уссурийского залива габбро-диабазами, диорит-порфиритами и порфиритами, вплоть до кварцевых порфиров, а в юго-восточной полосе — андезитами, андезитовыми порфиритами, диоритовыми порфиритами и порфиритами. Породы эти прорывают меловые отложения, а некоторые их тела генетически связаны с породами эффузивов вулканогенной серии.

Возраст большей части основных интрузий определяется как поздне-меловой.

По данным Н. А. Беляевского и др. (1955), породам поздне-мезозойского магматического комплекса нередко свойственна резкая дифференциация. Например, силлы диабазов Шетухинского района дифференцированы по разности на богатые и бедные темноцветными минералами, что привело к появлению пород, близких, с одной стороны, к габбро-диоритам, и с другой — к типу меланократового габбро (с офитовой структурой). Меланократовые разности габбро, по-видимому, связаны взаимными переходами с изредка встречающимися в этом районе перидотитами.

В юго-западной полосе Сучанского бассейна часто наблюдается резкая, но уже другого рода дифференциация пород. Здесь в одном и том же массиве (например, в массиве горы Острая Сопка) центральная часть сложена диоритовыми порфиритами, а по направлению к периферии породы становятся все более кислыми.

Следующая фаза вулканической деятельности поздне-мезозойского интрузивного цикла — внедрение различных гранитоидов, многочисленные тела которых, самые разнообразные по форме и объему, широко распространены в южной и на юге центральной части Сучанского бассейна. Из наиболее крупных батолитов кислых пород следует назвать массивы хребтов Пидан и Хуалаза, Таудоминский, в районе ст. Сица и дер. Хмельницкой и др. Многочисленны интрузивные и жильные тела гранитоидов этого цикла и среди угленосных отложений юго-восточной промышленной полосы бассейна.

Породы кислой фазы представлены плагиоклазовыми гранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами, кварцевыми и бескварцевыми гранит-порфирами, порфирами. Жильные разности — пегматиты, гранофиры, аплиты. Встречаются кварцевые жилы. Кислые магматические тела поздне-мезозойского интрузивного цикла метаморфизуют

триасовые и меловые отложения, включая верхний мел, а в районе р. Хуалазы, кроме того, прорывают шток плагиоклазовых порфиров, образовавшийся в начале позднемезозойской деятельности. Генетически они тесно связаны с вулканогенной серией верхнего мела.

По мнению И. Н. Лобачева, позднемезозойские гранитоиды образовались в два этапа. Первый характеризуется формированием более кислых пород, таких как граниты Туадеминского массива, а второй — формированием пород более основного диоритового состава, например диоритов Пиданского и Хмельницкого массивов. Структурное положение магматических массивов различного состава различное: гранитные тела имеют долготное, а диоритовые — широтное простирание.

Породы раннекайнозойского интрузивного цикла представлены в основном гранитоидами. Они известны преимущественно в северной части территории Сучанского бассейна. А. А. Трепалина и др., производившие в 1957 г. геологическую съемку, подразделяют гранитоиды этого комплекса на гранодиориты, рвущие кварцевые порфиры вулканогенной серии и перекрываемые андезитами самаргинской свиты, и более молодые граниты, гранит-порфиры, аплитовидные граниты палеоцен-эоценового возраста. К раннекайнозойскому циклу относятся малые интрузии сиенит-порфиров, известные на островах Путятина и Трудном, в районе бухты Разбойник и других местах.

Интрузивные и жильные образования, прорывающие угленосную толщу Сучанского бассейна, активно воздействовали на угольные пласты, ассимилируя их, или повышая степень метаморфизма угля, или превращая угли в естественный кокс.

Анализируя качество углей по шахтам Сучанского бассейна, можно видеть, что степень метаморфизма углей изменяется не только по шахтным полям, но и в их пределах. Содержание летучих веществ в углях юго-восточной полосы увеличивается по простиранию пластов в направлении с юго-запада на северо-восток.

Углетрографическими исследованиями установлено, что угли Сучанского бассейна по характеру исходного материала и петрографическим свойствам на больших площадях примерно однородны. Почти на каждом пласте соотношение между выделенными петрографическими типами достаточно устойчиво. Поэтому изменения степени метаморфизма не могут быть связаны с различиями в составе исходного вещества. Против проявлений регионального метаморфизма говорит характер изменений, выражающийся в быстрой смене марок углей, и слишком узкие пределы распространения той или иной марки. Так, пласты c_2 и c_5 в поле шх. 1 содержат летучих веществ 4—10%, в поле шх. 22, в 2,5 км к северу, эти же пласты имеют при одинаковом содержании золы летучих веществ на горючую массу в среднем 14%. В пределах полей шх. 10 и 16 при одних и тех же содержаниях золы количество летучих веществ на горючую массу составляет в среднем 25—27%. Далее на север (4 км) на шахтных полях 20 и 24 наблюдается снова понижение количества летучих веществ (рис. 15).

Региональным метаморфизмом можно объяснить только первичный метаморфизм углей бассейна, давший самую низкую степень углефикации (газовые угли). Разнообразие метаморфизма углей Сучанского бассейна обусловлено контактово-термальным воздействием на них молодых магматических тел.

В Сучанском бассейне можно различить три типа контактово-термального воздействия магматических пород на угленосную толщу:

1) площадный метаморфизм под действием молодых альпийских гранитоидов. Он проявляется вокруг интрузий этих пород в 5—8-кило-

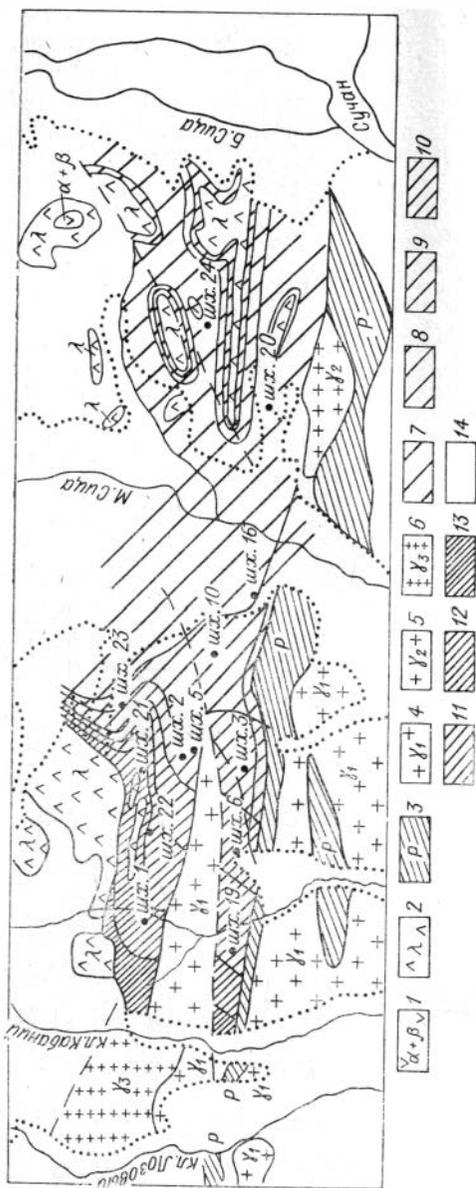


Рис. 15. Схема распространения летучих веществ в пластах $c_5(c_2)$ и $c_{10}(c_5)$ старосуданской свиты Старого Суйфун.

1 — базальты, 2 — кварцевые порфиры, 3 — пермские отложения, Гранитоиды: 4 — варисские, 5 — киммерийские, 6 — австрийские. Летучие вещества на горючую массу (%): 7 — выше 30, 8 — 25–30, 9 — 20–25, 10 — 15–20, 11 — 10–15, 12 — 5–10, 13 — до 5, 14 — угленосные отложения.

метровом ореоле, вызывая образование полос тощих, паровично-спекающихся и коксовых углей;

2) местный высокотемпературный метаморфизм в ореоле жил изверженных пород, имеющих в момент застывания высокую температуру. Проявляется на расстоянии нескольких десятков метров от жил;

3) местный низкотемпературный контактный метаморфизм у жил изверженных пород, имеющих при застывании невысокую температуру. При этом виде метаморфизма переход высокометаморфизованных углей к нормальным происходит быстро и на очень коротких расстояниях.

СУЙФУНСКИЙ КАМЕННОУГОЛЬНЫЙ БАСЕЙН

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О БАСЕЙНЕ

Суйфунский каменноугольный бассейн расположен на юге западного склона Сихотэ-Алиня в нижнем течении р. Суйфун. На юге граница бассейна проходит по побережью Японского моря, на северо-западе — по

государственной границе с Китайской Народной Республикой, на северо-востоке — по побережью оз. Ханка и на юго-востоке — по западному отрогам Муравьево-Амурского антиклинария. Суйфунский бассейн относится к закрытому типу, т. е. породы угленосной толщи перекрыты более молодыми континентальными терригенными и эффузивными образованиями. Угленосные отложения выходят на дневную поверхность только в долинах рек Суйфун, Шуфан, Кедровка, Сандуга и др.

В пределах Суйфунского бассейна известны Липовецкое, Уссурийское, Занадворовское, Константиновское, Подгородненское, Суражевско-Райчихинское и другие каменноугольные месторождения (рис. 16). В настоящее время добыча угля ведется только на Липовецком и Под-

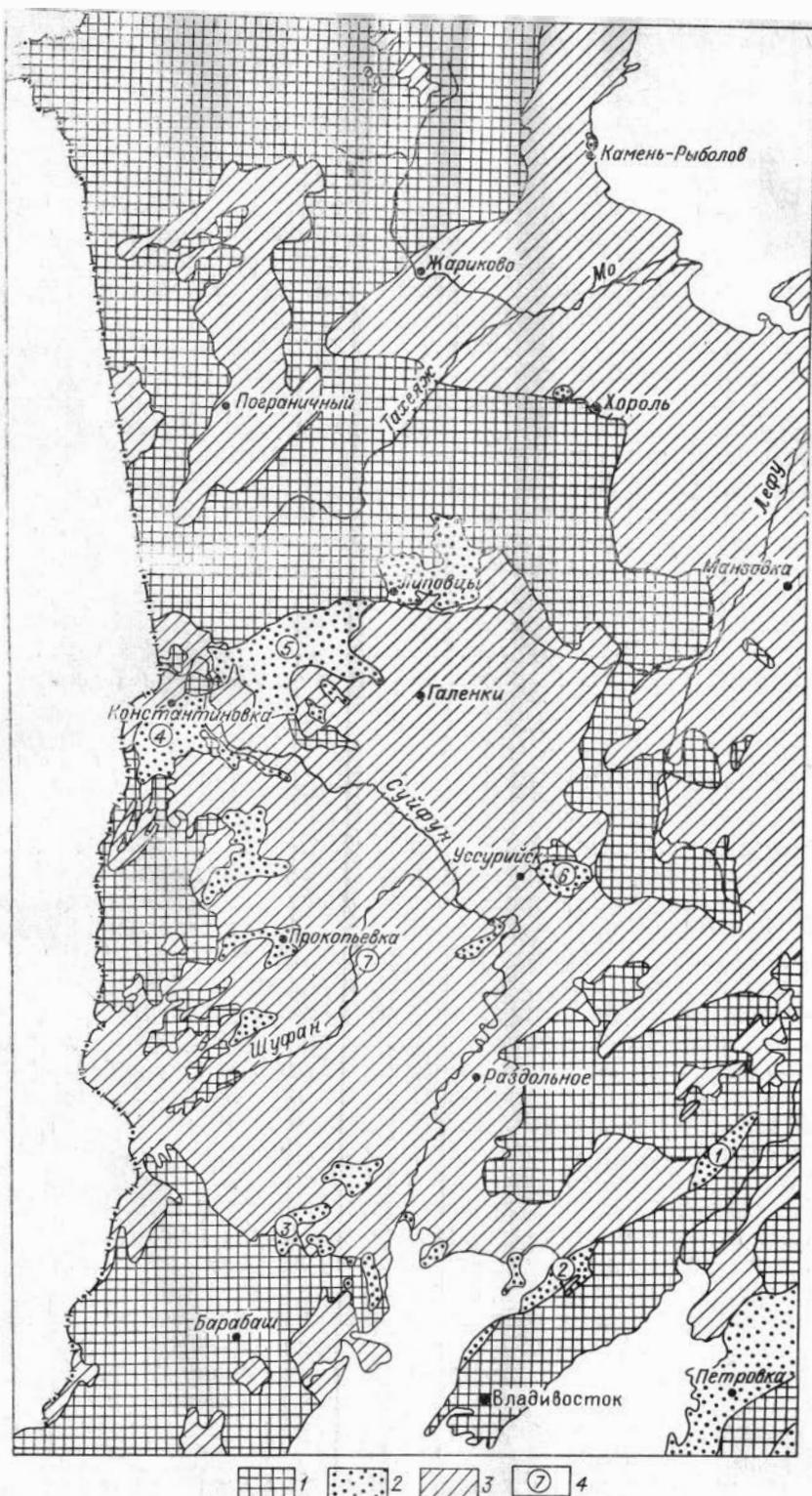


Рис. 16. Схема распространения меловых угленосных отложений на территории Суифунского бассейна.

1 — домеловые породы, 2 — меловые угленосные отложения, 3 — постугленосные породы, 4 — месторождения (1 — Суражовско-Райчихинское, 2 — Подгородненское, 3 — Занадворовское, 4 — Константиновское, 5 — Липовецкое, 6 — Уссурийское, 7 — центральная часть бассейна).

городненском. На перечисленных месторождениях в различные годы проводились геологоразведочные и геологопоисковые работы с бурением колонковых скважин и проходкой горных выработок. В 1959 г. Приморским геологическим управлением была организована Суйфунская нефтяная экспедиция, которая пробурила свыше 20 скважин, вскрывших почти полный разрез угленосной толщи в центральной части бассейна по разведочным линиям: г. Уссурийск — Алексее-Никольск, с. Чапигоу — пос. Раздольное и в долине р. Сандуга.

В результате геологоразведочных и геологопоисковых работ получен значительный керновый материал, который с точки зрения фациального состава и условий накопления угленосной толщи не рассматривался. В 1959—1962 гг. автор изучил керн скважин общим метражом свыше 30 тыс. пог. м. и описал естественные обнажения по рекам Суйфун, Сандуга, Шуфан и др. Кроме того, были просмотрены керны скважин по отдельным месторождениям и участкам бассейна, а также проанализированы данные геологосъемочных и геологоразведочных работ в фондах Приморского управления (М. А. Павлов, И. В. Бурий, В. З. Скороход, А. С. Зинченко, М. М. Финкельштейн и др.) и печатная литература: Д. Л. Иванов (1894), А. И. Козлов (1924, 1925), А. Н. Криштофович (1910, 1928, 1929, 1932а, б), Е. С. Корженевская (1934, 1936), В. З. Скороход (1941), А. М. Мудров (1958а, б; 1960), П. В. Виттенбург (1911, 1916).

СТРАТИГРАФИЯ УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Меловые угленосные отложения Суйфунского бассейна с угловым несогласием лежат на размытой поверхности палеозойских и нижнемезозойских осадочных и изверженных образований. В настоящее время нет единой стратиграфической схемы угленосных отложений. На каждом месторождении имеется своя схема. А. М. Мудров (1958, 1960) на основании детального литологического изучения угленосных отложений сделал попытку создать единую стратиграфическую схему для Суйфунского бассейна. Им предложены сопоставимые схемы расчленения пород Подгородненского, Уссурийского и Липовецкого месторождений, на которых остановимся ниже. Не ставя перед собой цели создания единой схемы расчленения меловых угленосных отложений бассейна, выскажем только свою точку зрения по этому вопросу.

Суражевско-Райчихинское месторождение. На месторождении принята схема, предложенная в 1945 г. А. С. Зинченко. Меловые угленосные отложения объединены в суражевско-райчихинскую свиту, которая по литологическому составу подразделяется на три горизонта (рис. 17, разрез I).

Нижний угленосный горизонт сложен мелкогалечными конгломератами, разнозернистыми песчаниками с гравием, алевролитами и пластами угля и углистых пород. Мощность горизонта около 400 м.

Средний угленосный горизонт представлен песчаниками, алевролитами, аргиллитами, пластами и прослоями угля и углистых пород. Мощность горизонта 300 м.

Верхний угленосный горизонт состоит из мелко- и среднезернистых песчаников, алевролитов, аргиллитов и углистых пород. Мощность горизонта 280 м.

Возраст пород угленосных отложений Суражевско-Райчихинского месторождения определяется никанской флорой как баррем-альбский (Штемпель, 1960).

Подгородненское месторождение. Местными геологами принята схема, разработанная в 1941 г. И. В. Бурием. По этой схеме угленосные отложения подразделяются на четыре свиты (снизу вверх): непродуктивную, подгородненскую, угленосную, конгломератовую и туфогенную.

А. М. Мудров (1960) на основании литологического состава, условий образования и ритмичности предложил новую стратиграфическую схему (рис. 17, разрез II). По этой схеме меловые осадки разделены на две свиты (снизу вверх): подгородненскую и грязнухинскую.

Подгородненская свита соответствует непродуктивной и подгородненской угленосной свитам схемы И. В. Бурия. Свита сложена в основании конгломератами и гравелитами. Выше залегают разнозернистые песчаники, алевролиты, аргиллиты, пласты и прослои угля и углистых пород. Мощность свиты достигает 500 м.

Грязнухинская свита объединяет конгломератовую и туфогенную свиты, выделенные И. В. Бурием. Ее осадки с небольшим размывом ложатся на породы подгородненской свиты. В основании свиты залегают довольно мощные слои конгломератов. Выше их роль постепенно уменьшается и в разрезе преобладают песчаники с прослоями алевролитов и углистых пород. Песчаники становятся туфогенными, названные в литературе «зурчатыми». Мощность свиты, сохранившаяся от размыва, достигает 200 м. Обильные растительные остатки, собранные из угленосных отложений подгородненской свиты, позволили Б. М. Штемпелю (1960) отнести породы свиты к нижнему мелу (баррем — альб).

Занадворовское месторождение. Меловые отложения В. В. Медведевым в 1948 г. подразделены на горизонты (снизу вверх): базальных конгломератов, песчано-сланцевый, песчано-конгломератовый и туфогенный (рис. 17, разрез III).

Конгломератовый горизонт сложен конгломератами, гравелитами и разнозернистыми песчаниками с галькой. Мощность 250 м. Песчано-сланцевый в основном сложен песчаниками, алевролитами, пластами и прослоями угля. Мощность 200 м. Песчано-конгломератовый представлен песчаниками и конгломератами с прослоями алевролитов, содержащими туфогенный материал. Мощность 120 м. Туфогенный состоит в основном из туфогенных «зурчатых» песчаников. Мощность 200 м. Угленосные отложения (песчано-сланцевый горизонт) на основании флоры В. В. Медведев относит к апт-альбскому времени.

Константиновское месторождение. Местными геологами принята схема, по которой меловые отложения подразделяются на две свиты (снизу вверх): продуктивную и туфогенную (рис. 17, разрез IV). Продуктивная представлена в основном аркозовыми песчаниками различной крупности зерна с подчиненными слоями алевролитов, угля и углистых пород. Мощность ее колеблется в пределах 170—250 м. Туфогенная свита состоит из разнозернистых туфогенных песчаников с включением гравия и гальки эффузивных пород. Мощность ее неполная и измеряется примерно в 150 м. Отложения продуктивной свиты на основании определения флоры относятся к раннему мелу (баррем—альб).

Липовецкое месторождение. А. М. Мудровым (1958) меловые отложения месторождения разделены на три свиты (снизу вверх): подгородненскую, галенковскую и новоникольскую (рис. 17, разрез V).

Подгородненская свита объединяет выделенные местными геологами нижнюю угленосную, непродуктивную и верхнюю угленосную свиты. В разрезе свиты преобладают крупнозернистые песчаники, гравелиты

и конгломераты, составляющие свыше трех четвертей разреза. Остальная четверть падает на алевролиты, мелкозернистые песчаники, пласты и прослои угля и углистых пород. Мощность свиты 550—600 м.

На подгородненской свите с резким контактом залегают туфогенные породы галенковской свиты. Сложена она разнозернистыми песчаниками и алевролитами с примесью пеплового материала. Мощность свиты достигает 350 м.

Породы новоникольской свиты отличаются от нижележащих темно-вишневым, бурым, шоколадным и коричневым цветом и представлены в нижней части грубозернистыми разностями (конгломератами, гравелитами и крупнозернистыми песчаниками), а в верхней — более тонкими (мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами). Мощность свиты 200 м. Угленосные отложения новоникольской свиты охарактеризованы флорой баррем-альба (Штемпель, 1960).

Уссурийское месторождение. Согласно стратиграфической схеме А. М. Мудрова (1958), меловые отложения здесь расчленяются так же, как на Липовецком месторождении (рис. 17, разрез VI). Выделены подгородненская, галенковская, новоникольская свиты.

Подгородненская охватывает комплекс угленосных пород от фундамента до туфогенной свиты и включает в себя песчано-конгломератовую и верхнюю угленосную свиты, выделенные местными геологами. В нижнем и среднем горизонтах свиты преобладают крупнозернистые разности песчаников, конгломераты и гравелиты. Верхний горизонт сложен в основном мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, пластами угля и углистых пород. Мощность свиты достигает 700 м.

В основании и кровле галенковской свиты преобладают мелко- и тонкозернистые «узорчатые» туфогенные песчаники и алевролиты. В центральной части залегают крупнозернистые песчаники с гравием и гравелиты. Мощность свиты 280—350 м. Она соответствует туфогенной свите по схеме местных геологов.

Породам новоникольской свиты свойственна пестрая окраска (малиновая, бурая, шоколадная и пр.). Сложена чередованием алевролитов, аргиллитов и мелкозернистых песчаников. Местными геологами эта часть разреза называется свитой «шоколадных сланцев». Мощность свиты 350—400 м.

Возраст угленосных отложений подгородненской свиты определяется по флоре как баррем-альбское время (Штемпель, 1960).

Центральная часть бассейна. Меловые отложения центральной части бассейна вскрыты скважинами 1, 2, 3, 5, 9, 19, 20, пройденными Суйфунской нефтяной партией. На основании макроритмичности, литологии, условий образования, угленосности и флоры меловые отложения разделены на две серии. Нижняя — сучанская, или угленосная, толща и верхняя — коркинская, или туфогенная непродуктивная, толща (рис. 17, разрез VII).

Сучанская серия в нижней части разреза сложена крупногалечными конгломератами с подчиненным количеством прослоев мелкозернистых песчаников и алевролитов, средняя часть разреза — разнозернистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, пластами и прослоями угля и углистых пород, верхняя часть — мелко- и среднезернистыми туфогенными песчаниками, алевролитами. При детальном литологическом изучении установлено, что сучанская серия состоит из отчетливых ритмов второго порядка, которые прослеживаются на большой площади и могут служить маркирующими горизонтами при увязке разрезов (рис. 18). Строение ритмов довольно однообразное. Нижняя часть рит-

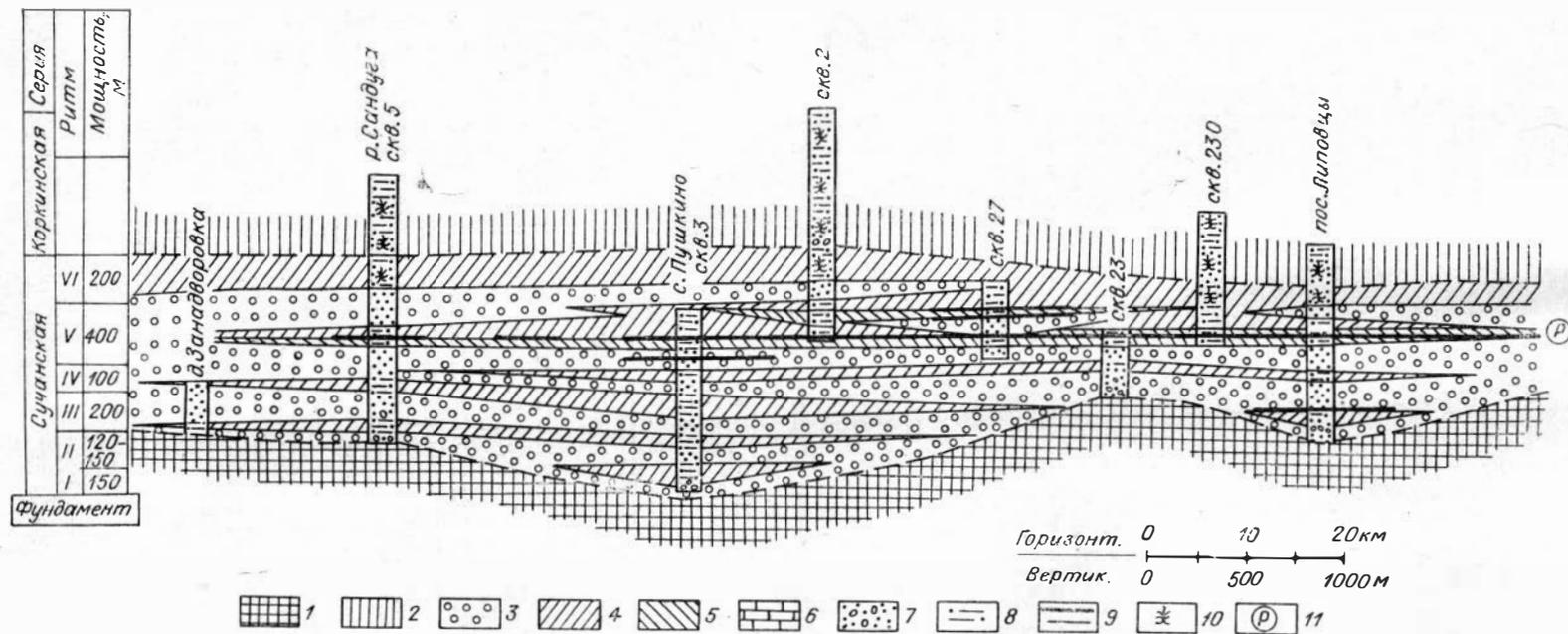


Рис. 18. Схематический литолого-фациальный профиль по линии дер. Знандворовка — пос. Липовицы.

1 — доугленосные породы, 2 — породы коркинской серии. Фациальные комплексы: 3 — пролювиально-аллювиальный, 4 — озерный, 5 — озерно-болотный, 6 — прибрежно-морской. Породы: 7 — конгломераты, гравелиты, песчаники, 8 — алевролиты, аргиллиты, 9 — пласты угля, 10 — пепловый материал, 11 — пласт угля Рабочий.

ма сложена крупнозернистыми породами — конгломератами, гравелитами и крупнозернистыми песчаниками. По условиям образования эти породы относятся к пролювиально-аллювиальному комплексу фаций. Верхняя часть ритма имеет более сложное строение. В нижних ритмах эта часть разреза сложена алевролитами и мелкозернистыми песчаниками озерного комплекса фаций, в средней и верхней частях — мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, пластами и прослоями угля и углистых пород озерно-болотного комплекса фаций. В каждом ритме содержится флора, которая, хотя и имеет переходные формы, включает в себя виды, характерные для этой части разреза.

I ритм второго порядка изучен в скв. 3. Мощность ритма достигает 150 м. В нижней части сложен конгломератами, гравелитами и разнозернистыми песчаниками с гравием. Верхняя часть — тонкое чередование алевролита и мелкозернистого песчаника. Из этой части разреза собрана флора: *Onychiopsis latiloba* (Font.) Krysht; *Cladophlebis sutshanensis* Pryn., *C. Valdensis* Sew., *Gleichenia Sachalinensis* Krysht., *Ruffordia* cf. *Goeperti* (Dunker) Sew., *Equisetites* sp. и *Taeniopteris jimboana* Krysht.

II ритм второго порядка установлен в скважинах 3 и 5. Мощность его 120—150 м. Сложен в нижней части крупнозернистыми песчаниками с гравием и галькой, в верхней — чередованием средне- и мелкозернистых песчаников с алевролитами и алевролитовыми песчаниками. Здесь собрана флора: *Ctenopteris cycadina* Brongn., *Cladophlebis Oerstedtii* Heer, *C. frigida* Heer, *Equisetites lyelli* (Mantel) Unger, *Dicksonia* sp., *Onychiopsis* sp., *Cladophlebis sutshanensis* Pryn., *Taeniopteris jimboana* Krysht., *Ruffordia* sp., *Pityophyllum* sp.

III ритм второго порядка выделен в скважинах 3 и 5. Строение его сложное по сравнению с вышеописанными ритмами. Мощность 200 м. В скв. 5 строение его близко к I и II ритмам. Нижняя часть сложена разнозернистыми песчаниками с гравием. Верхняя — чередование мелкозернистых песчаников с алевролитами. В скв. 3 крупнозернистые породы наблюдаются только в начале ритма и мощность их незначительна. Большая часть разреза представляет собой чередование мелко- и среднезернистых песчаников с алевролитами.

В средней части ритма в скв. 3 обнаружена фауна пелеципод (*Unio* sp.) и флора *Gleichenia elongata* Pryn., *G. delicatula* Heer, *G. sachalinensis* Krysht., *Ruffordia (Asplenium) dicksonianum* Heer, *Podozamites tenuinervis* Heer, *P. Eichwaldi* Heer, *Baiera pulchella* Heer, *Phyllites longa* sp. nov., *Nilssonina orientalis* Heer, *Equisetites* cf., *Yokoyamae* (Yoba) Sew.

IV ритм второго порядка имеет простое строение. В скв. 3 снизу он сложен разнозернистыми песчаниками, вверху — чередованием мелкозернистых песчаников, алевролитов, аргиллитов, содержащих в себе линзообразные залежи угля и углистых пород. Мощность ритма около 100 м. В скв. 5 верхняя часть размыта. Вследствие этого разнозернистые песчаники нижней части V ритма залегают непосредственно на средней части IV ритма.

Растительные остатки из ритма IV определены Б. М. Штемпелем. Здесь собраны: *Podozamites Eichwaldii* Heer, *Asplenium dicksonianum* Heer, *Nageiopsis* sp., *Nilssonina* sp., *Pityophyllum* sp. и *Rizoom* sp.

V ритм второго порядка в центральной части Суифунского бассейна имеет простое строение. В направлении на северо-восток к Липовецкому месторождению происходит усложнение этого ритма. V ритм имеет мощность около 400 м и содержит промышленную угленосность. Нижняя часть ритма сложена разнозернистыми песчаниками, верхняя — че-

редованием средне- и мелкозернистых песчаников с алевролитами, аргиллитами и пластами и прослоями угля и углистых пород.

В углесодержащей части ритма собрана флора: *Podozamites Eichwaldii* Heer, *Cephalotaxopsis acuminata* Krysh., et Pryn., *Nilssonina Mosseraui* St. et Math., *Cyparissidium gracile* Heer, *Ginkgo multinervis* Heer, *Nilssonina orientalis* Heer, *Asplenium dicksonianum* Heer, *Scleropteris bellidula* Heer, *Sequoia faszigiata* (Sterub) Heer, *Nageiopsis heterophylla* Font., *Polypodites* sp. и *Nilssonina orientalis* Heer.

VI ритм второго порядка простого строения. Установлен по скважинам 1, 2, 4, 5 и 20. Мощность ритма около 200—300 м. Внизу сложен разнозернистыми песчаниками, вверху — чередованием алевролитов, аргиллитов и средне- и крупнозернистых песчаников. Наблюдаются прослой углистых алевролитов. В верхней части ритма в породах присутствует пепловый материал. Песчаники имеют характерные выцветы и носят название «узорчатых».

В скв. 1 в верхней части ритма найдена плохо сохранившаяся раковина аммонита. Из растительных остатков определены: *Adiantites bochaica* sp. nov., *Podozamites tenuinervis* Heer, *P. Eichwaldii* Heer, *Taeniopteris rhitidorhachis* Krysh., *Sagenopteris variabilis* Vel., *Nilssonina orientalis* Heer и *Cladophlebis Oerstedtii* Heer.

Наиболее полный разрез коркинской серии наблюдается по скв. 2. Породы серии залегают с размывом, но без углового несогласия, на осадках сучанской серии. Внизу повсеместно залегают крупнозернистые породы, представленные конгломератами, гравелитами или крупнозернистыми песчаниками с гравием. Мощность их непостоянная и колеблется от единиц до нескольких десятков метров. Остальная часть разреза серии сложена ритмично чередующимися туфогенными песчаниками и «шоколадными» алевролитами. Мощность осадков серии достигает 600 м. Растительные остатки в породах коркинской серии встречаются редко и плохо сохранности.

Из изложенного видно, что в Суйфунском каменноугольном бассейне, несмотря на разнообразие стратиграфических схем, можно с достаточной уверенностью разработать для меловых осадочных образований единую стратиграфическую схему. В основу такой схемы необходимо положить следующие признаки: литологический состав, ритмичность, условия образования, угленосность, растительные остатки и спорово-пыльцевые комплексы. На рис. 17 увязаны различные стратиграфические схемы, принятые на отдельных месторождениях, со схемой центральной части бассейна, где разрез меловых отложений наиболее полный. Этот разрез можно принять за основу. Меловые отложения Суйфунского бассейна литологически довольно четко отличаются друг от друга. Нижняя часть разреза сложена терригенными образованиями с пластами и прослоями угля и углистых пород. Этот комплекс осадков характеризуется единым циклом развития. Начинается он широким распространением грубозернистых пород пролювиально-аллювиальных отложений и заканчивается в верхней части разреза озерными и прибрежно-морскими отложениями. Растительные остатки из этой части разреза меловых отложений А. Н. Криштофовичем относятся к никанскому ярусу.

Верхняя часть разреза меловых отложений довольно резко отличается от нижней. Прежде всего они отделены друг от друга перерывом в осадконакоплении. Внизу разреза залегают туфогенные крупнозернистые породы. Остальная часть его также сложена туфогенными образованиями. Породы верхней части разреза мела имеют бурую, темно-вишневую, коричневую, красную и шоколадную окраску, нижней части — серые, светло-серые, темно-серые и черные, и только в самой верхней час-

ти разреза появляются пестрые окраски. Растительные остатки среди туфогенных пород редки и отличаются от таковых нижней части разреза.

Таким образом, имеется достаточно признаков, чтобы разделить меловые отложения Суйфунского бассейна на две серии. Нижнюю серию, или продуктивную, по аналогии с Сучанским бассейном назовем сучанской. Верхнюю, или туфогенную, — коркинской. Что касается более дробного деления серий, то, как показано для центральной части Суйфунского бассейна, лучше всего подразделить их на ритмы второго порядка или горизонты. Такое разделение оправдывается следующими соображениями. Осадконакопление в начальный период происходило во впадинах с довольно расчлененным рельефом. Поэтому на отдельных участках бассейна осадконакопление началось в разное время. Вследствие этого нижние горизонты разреза имеют ограниченное распространение. При делении разреза на ритмы второго порядка или горизонты можно их узнавать и коррелировать. Необходимо отметить, что первая попытка такого расчленения сделана И. В. Бурием на Подгородненском месторождении и В. В. Медведевым на Занадворовском. В основу такого деления был положен только литологический признак. Другие признаки не были учтены. Поэтому в большинстве случаев разделение страдало неточностью. Кроме того, по нашему мнению, нецелесообразно этим частям разреза придавать названия свит, поскольку площадное распространение их незначительно.

Основным критерием для определения возраста угленосных отложений сучанской серии Суйфунского бассейна являются растительные остатки. А. Н. Криштофович в 1923 г., изучив растительные остатки, пришел к выводу, что на территории бассейна имеются два комплекса флоры: древний — монгугайский и более молодой — никанский. Возраст каждого комплекса был определен неточно. Монгугайский был отнесен к рэт-лейасовому времени, а никанский — к позднеюрскому.

Дальнейшее изучение растительных остатков из отложений Южного Приморья, особенно Сучанского бассейна, показало, что флора из отложений последнего должна рассматриваться одновозрастной никанской Суйфунского бассейна. находка в верхах угленосной толщи Сучанского бассейна растительных остатков, среди которых А. Н. Криштофович определил лист двудольного покрытосеменного растения *Aralia lucifera*, позволила ему никанскую флору отнести к нижнему мелу.

Работами Приморской экспедиции Лаборатории геологии угля АН СССР угленосные отложения Сучанского бассейна в 1960 г. на основании флоры и фауны расчленены более подробно и сделана попытка увязать их с международной шкалой (Вербицкая, 1962). Наиболее близким к Сучанскому бассейну и хорошо изученным разрезом является Подгородненское месторождение.

Флора на Подгородненском месторождении встречается по всему разрезу, но наибольшее ее количество приурочено к верхней части сучанской серии, т. е. к слоям, входящим в IV—V ритмы второго порядка. На основании материалов, полученных при изучении угленосных отложений Сучанского бассейна, Б. М. Штемпель в 1957 г. сделал вывод о том, что находки *Gleichenia portsildi*, главным образом *Goniopteris hympharum*, и большого количества *Podozamites* в этом горизонте свидетельствуют о синхронности IV—V ритмов сучанской серии со старосучанской свитой Сучанского бассейна. Что касается увязки нижней части разреза сучанской серии, или III и I ритмов, с нижней частью угленосных отложений разреза Сучанского бассейна, то, по мнению Б. М. Штемпеля, в пользу такой параллелизации свидетельствуют находки *Taeniopteris jimboana*, известного из нижней части угленосной толщи

всех месторождений Суйфуна и Сучана. Чрезвычайно важны для параллелизации разреза грязнухинской свиты, или VI ритма, с сучанским разрезом, по мнению Б. М. Штемпеля, растительные остатки *Elatocladus* sp., *Lycopodites ussuriensis*, *Cladophlebis* sp., *Encephalariopsis ussuriensis* *Cladophlebis* sp., *Encephalariopsis ussuriensis* из угленосного горизонта, расположенного в 100 м выше верхнего пласта VI ритма.

На основании этой флоры, факта появления пеплового материала в осадках и слабой угленосности Б. М. Штемпель параллелизует осадки грязнухинской свиты, или VI ритма, сучанской серии, с осадками северо-сучанской свиты Сучанского бассейна (Штемпель, 1960).

Возраст пород нижнесучанской свиты в Сучанском бассейне установлен по флоре и спорово-пыльцевым комплексам как позднебарремский (Вербицкая, 1962). Следовательно, возраст пород I и III ритмов сучанской серии Суйфунского бассейна может считаться позднебарремским. Возраст пород старосучанской свиты Сучанского бассейна датируется по флоре, спорово-пыльцевым комплексам, фауне и микрофауне апт-альбским временем (Вербицкая, 1962; Штемпель, 1960). Отсюда и возраст пород IV и V ритмов сучанской серии Суйфунского бассейна можно считать апт-альбским.

Породы северосучанской свиты Сучанского бассейна хорошо охарактеризованы флорой, фауной, микрофауной и спорово-пыльцевыми комплексами, по которым устанавливается возраст этих отложений как альб-сеноманский. Поэтому возраст V ритма сучанской серии можно считать альб-сеноманским.

Возраст пород коркинской серии Суйфунского бассейна по аналогии с Сучанским бассейном датируется сеноман-туронским временем.

На территории Суйфунского бассейна в сеноне — дании началась активная эффузивная деятельность, приведшая к накоплению комплекса порфиритов и их туфов, слагающих ряд покровов в полосе широтного направления от г. Уссурийска до залива Ольги. Мощность покрова достигает 200 м.

Широко распространены на площади Суйфунского бассейна палеогеновые и неогеновые осадочные образования, которые залегают на размытой поверхности мезозоя. Мощность их от десятков до нескольких сот метров. Все эти породы перекрыты четвертичными базальтами и современными рыхлыми породами. Базальты занимают возвышенные части рельефа. Мощность покровов базальтов достигает 200 м.

Современные рыхлые образования распространены по долинам рек и в Приханкайской низменности. Мощность их измеряется несколькими десятками метров.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УГЛЕНОСНОЙ ТОЛЩИ

В угленосной толще Суйфунского бассейна установлены терригенные, глинистые и органические породы.

Терригенные породы

К этой группе осадков относятся конгломераты, гравелиты, песчаники и алевролиты. Количественное их содержание в разрезе по отдельным районам приводится в табл. 8.

Конгломераты и гравелиты. В угленосной толще Суйфунского бассейна конгломераты распространены в нижней части разреза

(рис. 18). В средней и верхней частях они встречаются гораздо реже. Исключением может служить Подгородненское и Занадворовское месторождения, где в самой верхней части сучанской серии конгломераты играют значительную роль. По величине обломков конгломераты подразделяются на мелко-, средне- и крупногалечные.

Гравелиты имеют более широкое распространение. Они встречаются почти по всему разрезу в виде маломощных прослоев среди крупнозернистых песчаников и конгломератов.

Мощность слоев конгломератов и гравелитов колеблется от нескольких сантиметров до 200 м. Наиболее мощные слои залегают в базаль-

Т а б л и ц а 8

Процентное содержание пород в угленосной толще по районам Суйфунского бассейна

Месторождение	Сучанская серия					Коркинская серия			
	мощность вскрытой части разреза, м	конгломераты и гравелиты	разнозернистые песчаники	алевролиты и аргиллиты	угли и углистые породы	мощность вскрытой части разреза	разнозернистые песчаники	конгломераты и гравелиты	алевролиты и аргиллиты
Подгородненское	250	$\frac{7,5}{3,0}$	$\frac{157,5}{63}$	$\frac{67}{27}$	$\frac{17,5}{7,0}$	182	$\frac{67}{37}$	$\frac{40}{21}$	$\frac{75}{42}$
Суражевско-Райчихинское	607	$\frac{15}{2,4}$	$\frac{383}{63}$	$\frac{187}{31}$	$\frac{22}{3,6}$	—	—	—	—
Уссурийское	250	—	$\frac{70}{28}$	$\frac{155}{62,0}$	$\frac{25}{10}$	330	$\frac{188}{54,5}$	—	$\frac{155}{45,5}$
Липовецкое	600	$\frac{80}{13,3}$	$\frac{258}{43}$	$\frac{236}{39,1}$	$\frac{26}{4,3}$	325	$\frac{115}{35,4}$	—	$\frac{210}{64,6}$
Ильичевское	575	$\frac{120}{20,9}$	$\frac{340}{59,1}$	$\frac{110}{19,1}$	$\frac{5}{0,9}$	—	—	—	—
Константиновское	380	$\frac{50}{13,1}$	$\frac{238}{62,8}$	$\frac{80}{21,0}$	$\frac{12}{3,1}$	—	—	—	—
Алексее-Никольское	390	$\frac{50}{12,9}$	$\frac{210}{53,8}$	$\frac{115}{29,5}$	$\frac{15}{3,8}$	—	—	—	—
Район дер. Борисовки	566	$\frac{35}{6,1}$	$\frac{248}{43,9}$	$\frac{266}{47}$	$\frac{17}{3}$	755	$\frac{287}{38,11}$	$\frac{117}{15,5}$	$\frac{351}{46,4}$
» дер. Пушкино	890	$\frac{57}{6}$	$\frac{350}{39}$	$\frac{478}{54,5}$	$\frac{5}{0,5}$	—	—	—	—
Р. Сандуга	515	$\frac{15}{2,9}$	$\frac{327}{66,6}$	$\frac{170}{30}$	$\frac{3}{0,5}$	547	$\frac{140}{25,6}$	$\frac{43}{7,9}$	$\frac{364}{66,5}$
Р. Амба	250	$\frac{25}{10}$	$\frac{200}{80,0}$	$\frac{25}{10}$	—	—	—	—	—

Примечание. В числителе — суммарная мощность пород, в знаменателе — процент от общей мощности.

ных слоях угленосной толщи. В скв. 19, пройденной в районе дер. Борисовки, вскрыты базальные слои конгломератов мощностью 200 м. В скв. 10, пройденной в районе с. Пушкино, базальные конгломераты имеют мощность 50 м. Цвет конгломератов варьирует от серого до розово-красного, в зависимости от состава обломочного материала. Последний довольно разнообразен и не выдержан на площади. Валуны, гравий и галька чаще всего состоят из гранита, основных и средних эффузивов, кварцита и кварцитоподобных пород, алевролитов, аргиллитов, молоч-

но-белого кварца, яшм и песчаников. Изредка встречаются обломки карбонатных разностей. Окатанность обломков в конгломератах различная. Встречаются полуокатанные, хорошо окатанные и слабоокатанные. Окатанность в нижней части разреза сучанской свиты хуже, чем в средней и верхней частях

В изменении состава обломков конгломератов на площади наблюдается закономерность. В западной, северо-западной и северной частях бассейна преобладают обломки гранитов, к которым примешивается незначительное количество обломков основных эффузивов и кремнистых пород. В юго-западной и южной частях бассейна преобладают обломки основных и средних эффузивов и осадочных пород. Обломки гранитов имеют подчиненное значение. В восточной и юго-восточной частях обломочный материал в основном представлен эффузивами среднего состава и осадочными породами. Обломки гранитов почти полностью отсутствуют. На Уссурийском месторождении изредка встречаются карбонатные обломки.

Гравелиты по составу не отличаются от конгломератов. Окатанность гравийных обломков лучше. Обычно обломки имеют шаровидную, ящевидную и другие формы. Больше всего гравелитов в нижней части сучанской серии, где они встречаются среди крупнозернистых песчаников. Сначала в последних наблюдается отдельный гравий, затем его становится больше, наконец крупнозернистый песчаник переходит в гравелит. В некоторых разрезах гравийные прослои постепенно переходят в крупнозернистые песчаники. В таких случаях гравелиты залегают с размывом на подстилающем слое. Растительные остатки в конгломератах и гравелитах довольно редки. Встречаются только крупные фрагменты стволов и веток растений, в большей части углефицированные. Расположение их беспорядочное.

В некоторых слоях в гравелитах и конгломератах наблюдается крупная косяя однонаправленная слоистость, обусловленная ориентировкой гравия и гальки. Но в большинстве случаев эти породы неслоистые.

Песчаники представлены разнообразиями, начиная от мелкозернистых и кончая крупнозернистыми. Подавляющая часть осадков угленосной толщи состоит из песчаных разностей. Особенно велико их значение в средней части разреза. Крупнозернистые песчаные породы наиболее развиты в низах, а также в основании каждого ритма. В верхней части разреза серии и каждого ритма преобладают мелкозернистые песчаники.

Сортировка зерна в песчаниках обычно плохая и улучшается с уменьшением величины зерна. Окатанность зерен разнообразная. Встречаются полуокатанные, окатанные и угловатые обломки. Степень окатанности зависит от величины и состава обломков. Лучше всего окатаны обломки осадочных пород.

Песчаники состоят из обломков пород и минералов. Породные обломки принадлежат кварцитам, кремнистым породам, эффузивам, гранитам и осадочным породам. Зерна минералов представлены кварцем, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, биотитом, мусковитом, хлоритом. Из аксессуарных минералов часто встречаются циркон, апатит, турмалин, роговая обманка, реже сфен, гранат и др.

В песчаниках сучанской серии Уссурийского месторождения среди тяжелых минералов установлены: циркон — 26—100%; турмалин — 3,1—15,4; апатит — 3,3—9,4; гранат — 0,0—8,1; сфен — 0,0—2,8; лейкоксен — 0,0—4,6; анатаз — 0,0—1,1; минералы группы эпидота — 0,0—42,5; роговая обманка — 0,9—19,7; биотит — 3,3—20,5; хлорит — 2,7—20,5; мусковит — 1,8—6,6; карбонат — 1,4—50%. На Липовецком месторож-

дении состав аксессуаров в песчаниках сучанской серии гораздо беднее: циркона 2,2—97,3, апатита 5,8—17,3, минералов группы эпидота 1,4—1,8, мусковита 0,9—1,4, карбоната 4,0—97,8%.

В зависимости от количественного соотношения обломков пород и минералов песчаники можно разделить на три группы: полимиктовые, полимиктовые с преобладанием кварц-полевошпатовых зерен, туфогенные.

Песчаники полимиктовые содержат незначительное количество (20—35%) зерен кварца и полевого шпата. Остальная часть состава падает на обломки пород и других минералов. Цвет песчаников серый с белым мучным налетом.

Кварц-полевошпатовые песчаники характеризуются большим содержанием зерен кварца и полевого шпата (более 60%) и небольшого количества обломков пород и других минералов. Цвет серый. Песчаники обычно плотные, массивные.

Туфогенные песчаники по петрографическому составу отличаются от описанных только присутствием пеплового материала, но по внешнему виду они резко различны. Песчаники имеют зеленовато-серый цвет, на фоне которого рассыпаны грязно-белые пятна (узоры).

В площадном распространении наблюдается следующая закономерность: кварц-полевошпатовые песчаники преобладают в западной и центральной частях, полимиктовые — в восточной части бассейна.

Туфогенные песчаники встречаются только в самой верхней части разреза угленосной толщи (VI ритм) на всей площади бассейна.

Цемент в песчаниках смешанный и в зависимости от количества обломочных зерен и цементирующей массы изменяется от базального до соприкосновения. Состав цемента чаще глинисто-серицитовый или глинисто-кремнистый, реже глинистый, карбонатный или органогенно-глинистый.

Цвет песчаников изменяется от светло-серого до темно-серого и даже черного. На поверхности песчаники при выветривании иногда приобретают ржаво-бурые оттенки.

Слоистость в песчаниках довольно разнообразная. Встречается косяя однонаправленная, косяя разнонаправленная, горизонтальная и др. В большинстве случаев наблюдаются неслоистые песчаники. Некоторые песчаники имеют нарушенную слоистость — оползневые явления и текстуры взмучивания. Очень часто в песчаниках встречаются растительные остатки, сохранность которых различна. Чаще встречаются растительный детрит и крупные обрывки стволов и стеблей растений.

Форма залегания песчаных образований — линзообразные и пластообразные залежи, сравнительно хорошо выдержанные на площади. Мощность песчаных тел достигает 80 м.

Алевролиты играют значительную роль в разрезе угленосной толщи. Наибольшее значение они приобретают в верхних частях каждого ритма. На площади их количество возрастает к центру бассейна. Алевролиты обладают серой или темно-серой окраской, степень интенсивности которой зависит от количества угольной пыли. Для алевролитов свойственна неравномернозернистая структура. В большинстве просмотренных шлифов в алевролитах отмечались псефо-псаммо-алевритовая, псаммо-алевритовая и редко алевритовая структуры. Обломочный материал представлен теми же разностями пород и минералов, что и в песчаниках. Различие между обеими породами лишь в размерах слагающих их зерен.

Цемент в алевролитах представлен глинисто-кремнистым, серицитоглинистым, органогенно-глинистым и карбонатным веществом. Обилие разложившегося органического вещества в некоторых прослоях застав-

ляет выделить их в углистые алевролиты. Эти разности находятся вблизи угольных пластов, покрывая или подстилая последние, образуя в них отдельные прослои. Иногда угольные пласты на площади замещаются углистыми алевролитами. Алевролиты обычно залегают в виде пластов мощностью до 20 м, хорошо выдержанных на территории бассейна.

Глинистые породы

Они встречаются по всему разрезу угленосной толщи, но, как правило, располагаются в верхней части каждого ритма. Обычно это темно-серые или черные аргиллиты, состоящие из комковатой пелитовой массы глинистого или кремнисто-глинистого вещества с редкими алевроитовыми зернами кварца, полевого шпата и аксессуарных минералов. Структура пелитовая. В аргиллитах довольно много растительных остатков и разложившегося органического вещества, в результате чего в шлифах они имеют темно-бурую, почти черную окраску. Аргиллиты залегают в виде пластов мощностью до 2 м.

Органогенные породы

Органогенные породы представлены углями. Вследствие различия литолого-фациальных и палеогеографических условий в период накопления угленосной толщи, пликтивных и дизъюнктивных нарушений, постгенетического размыва, а также внедрения интрузий количество угольных пластов и их качество на площади Суйфунского бассейна различно.

На Суражевско-Райчихинском месторождении угленосность сучанской серии в достаточной степени не выявлена. По работам М. А. Саканцева, А. С. Зинченко можно установить, что в угленосной толще содержится 30 пластов и прослоев угля и углистых пород, которые расположены по всему разрезу равномерно. Средняя суммарная мощность угольных пластов достигает 20 м и на площади не остается постоянной. Причиной этого служат прежде всего фациальные изменения, приведшие к замещению по простиранию пластов угля углистыми породами или алевролитами. Наблюдается также значительное влияние тектоники, выражающееся в пережимах и раздувах угольных пластов, а также нарушении первоначальной структуры угля. Количество пластов угля, имеющих рабочую мощность, колеблется от 5 до 10.

Средняя суммарная мощность рабочих пластов оценивается в 10 м. Большинство пластов сложного строения. Угольные прослои разделяются прослоями пород. Блеск углей сильный, с металлическим оттенком. Излом занозистый и реже раковистый. Удельный вес угля 1,52—1,79. Микроскопическим изучением углей Суражевско-Райчихинского месторождения занималась Н. Ф. Конюхова в 1935 г. По ее данным, угли месторождения в основном представляют собой блестящие или полублестящие разности кларенового типа, причем они бывают либо неяснополосчатыми, либо грубополосчатыми. Полосчатость обусловлена чередованием блестящего однородного угля — витрена — с полублестящими или полуматовыми полосами. Однородные витреновые линзы имеют хорошо выраженный раковистый излом и в редких образцах глазковую структуру. С увеличением в углях минеральных примесей прослои полублестящих разностей переходят в полуматовые и даже матовые. Резкая полосчатость наблюдается в более зольных углях. Изредка встречаются линзочки фюзена.

Полублестящие и полуматовые прослои состоят из светло-серой основной массы, среди которой разбросаны различной крупности обрывки стебельных частей растительных тканей. По состоянию вещества они соответствуют фюзену, фюзенизированному ксилену и витрену. Границы между обрывками растительных тканей обычно нерезкие. Линзочки же фюзена, наоборот, иногда даже макроскопически ясно выделяются среди прослоев угля. Форменные элементы в виде спор или кутикулы в углях месторождения не наблюдаются.

Кроме фюзенизированных и ксиленизированных тканей, в углях присутствуют округлые смоляные тела типа смоляных палочек Липовецкого месторождения. В углях Суражевско-Райчихинского месторождения обнаруживаются минеральные примеси как в полублестящих, так и в полуматовых прослоях.

Минеральные частицы равномерно рассеяны в основной массе угля, а также образуют матовые прослои угля и углистого алевролита. В зависимости от распределения минеральных примесей угли можно считать труднообогатимыми или легкообогатимыми. Химический анализ суражевско-райчихинских углей на рабочее топливо, по данным М. А. Саканцева и А. С. Зинченко, дает следующие результаты: влаги — 1,2—2,2%, летучих — 5,3—13,6, золы — 17,2—56,5, серы общей — 0,31—0,64, серы горючей — 0,23—0,48, углерода — 89,15—73,35, водорода — 2,0—3,14%. Теплотворная способность — 4018—6700. По степени углекислотности угли Суражевско-Райчихинского месторождения очень схожи с углями шх. 1 Сучанского каменноугольного бассейна и относятся к полуантрацитам и тощим.

На Подгородненском месторождении разведочными работами установлено 34 пласта и прослоя угля и углистых пород, из которых только 9 пластов достигают рабочей мощности. Угольные пласты располагаются в средней и верхней частях разреза (IV и V ритмы). Суммарная мощность всех пластов и прослоев угля колеблется в пределах 18—56 м. Рабочим пластам на месторождении присвоены названия. Они располагаются в следующем порядке (снизу вверх): Кленовый — 0,69—0,26 м, Модестов — 0,25—1,85, Двойник — 0,3—2,2, Грязный — 0,2—0,72, Спутник — 0,5—1,85, Гортоповский — 0,3—1,7, Промежуточный — 0,4—0,3, Лагерный — 0,8—4,68, Новичок — 3,28—6,98 м. Из 9 пластов угля лишь самый верхний пласт Новичок распространен на всей площади месторождения. Остальные же на многих участках либо нацело замещаются алевролитами, либо размыты. Для угленосной толщи Подгородненского месторождения размыты угольных пластов довольно характерны. В одних случаях размывается только кровля пласта, в других размыты достигают его почвы. По строению пласты угля сложные, с большим количеством породных прослоев, представленных алевролитами и аргиллитами.

На Занадворовском месторождении в средней и верхней частях разреза угленосной толщи содержится свыше десяти пластов и прослоев угля и углистых пород, из которых только три имеют рабочую характеристику. Пласты имеют сложное строение. Угольные пачки чередуются с прослоями углистых алевролитов и аргиллитов. Мощность рабочих пластов 0,7—1,5 м.

Константиновское, Ильичевское и Липовецкое месторождения расположены в западной части Суйфунского бассейна. Характер угленосности на этих месторождениях одинаков. В центральной части бассейна, судя по скважинам 1, 2, 3, 4, 5, 10, угленосность аналогична угленосности сучанской серии западной части бассейна.

В средней и верхней частях разреза (ритмы IV—V) угленосной толщи на указанных месторождениях содержится около 10 пластов и прослоев угля и углистых пород, из которых два-три пласта имеют рабочую характеристику.

На Константиновском месторождении установлено два рабочих пласта. Верхний назван Рабочим, имеет мощность 2,28 м. Нижний, расположенный в 30—40 м, назван Грязным, мощность его 1,4 м.

На Липовецком месторождении в угленосной толще насчитывается три пласта, достигающих рабочей мощности. Самый нижний — Рабочий имеет мощность от 0 до 17 м и выше, в 12—15 м над ним — Средний — 0,07—7,7 м и в 18—22 м выше него залегает Верхний — 0,0—2,5 м. Строение пласта Рабочего показано на рис. 19.

На Липовецком месторождении непромышленная угленосность наблюдается в нижней части разреза. Здесь располагаются линзы и прослои угля и углистых пород нерабочей мощности.

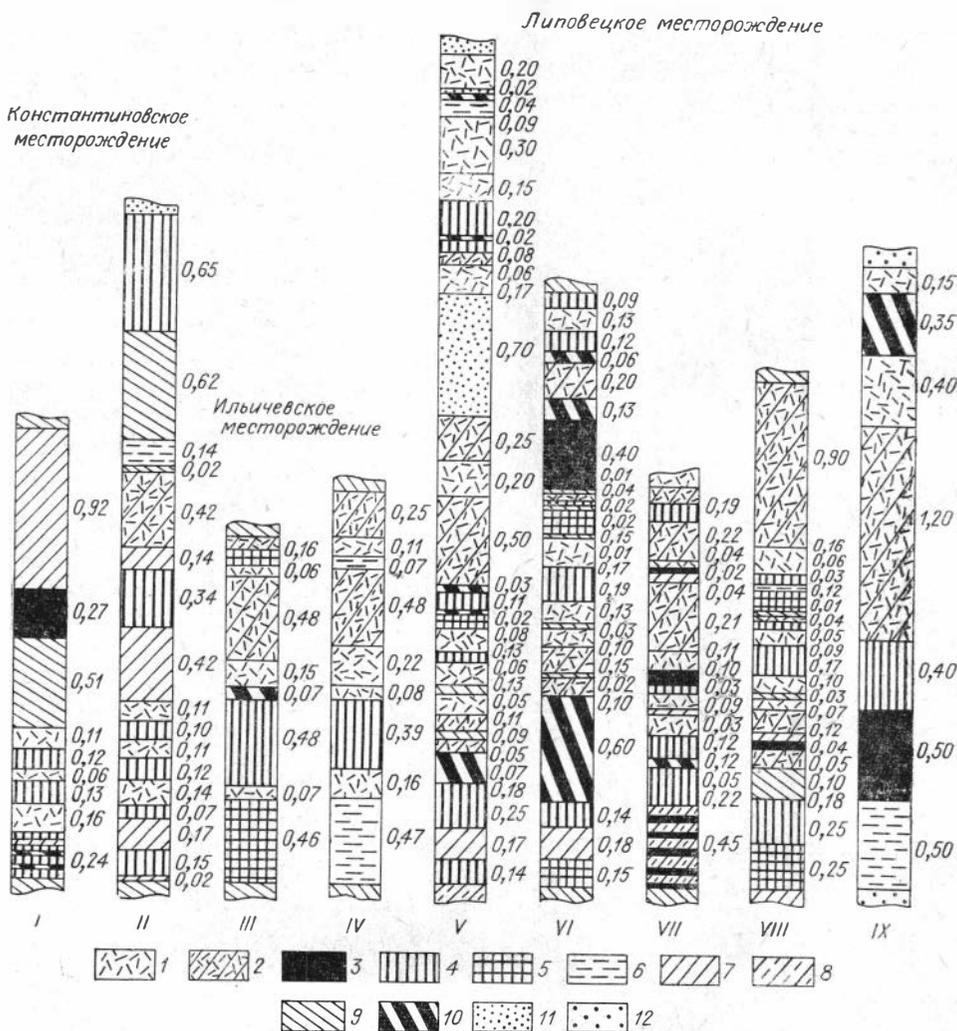


Рис. 19. Строение пласта Рабочего.

Уголь: 1 — рабдописитовый, 2 — рабдописито-гумусовый, 3 — гумусовый блестящий, 4 — гумусовый полублестящий, 5 — гумусовый полуматовый, 6 — гумусовый матовый. Породы: 7 — аргиллит углистый, 8 — алевролит углистый, 9 — аргиллит, 10 — алевролит, 11 — песчаник мелкозернистый, 12 — песчаник среднезернистый.

В центральной части Суйфунского бассейна вскрыт один рабочий пласт, синхронный пласту Рабочему, мощностью от 3 до 9 м. В связи с низким выходом керна при бурении невозможно описать разрез пласта, но по имеющемуся материалу можно судить, что строение его очень близко к пласту Рабочему Липовецкого месторождения.

На Уссурийском месторождении в верхней и средней частях разреза угленосной толщи содержится до 10 пластов угля и углистых пород, из которых четыре представляют собой угольные пласты.

По разрезу они располагаются следующим образом (снизу вверх): Рабочий, Спутник, Верхний, Надверхний. Разрабатывался только Рабочий, который в северной части месторождения повсеместно имеет рабочую характеристику. Верхний рабочую мощность имеет лишь в южной части месторождения. Остальные пласты рабочую характеристику обнаруживают спорадически, потому промышленная ценность их незначительна. Все пласты угля сложные и содержат большое количество породных прослоев. Пласты нередко полностью выклиниваются, претерпевая фацимальное замещение. Вследствие этого их мощность колеблется в широких пределах: Рабочего — 0,0—3,75, Спутника — 0,0—1,6, Верхнего — 0,0—1,8, Надверхнего — 0,0—1,4 м.

По данным О. А. Дзенс-Литовской (1965), угли Суйфунского бассейна по степени блеска делятся на группы: блестящие, полублестящие, полуматовые и матовые. В каждой группе выделяется несколько структурных разновидностей, обусловленных качеством содержащихся в них витреновых полос и штрихов, их размерами и взаимным расположением (однородные, полосчатые, штриховатые).

Группа блестящих углей характеризуется черным цветом, ярким жирным блеском, раковистым изломом, глазковой поверхностью отдельности и значительной хрупкостью. По структуре блестящие угли делятся на однородные и полосчатые. Блестящие хорошо спекаются и обладают высокой калорийностью. По микроструктуре это витреновые, стеблевые и листовые клареновые и дюрено-клареновые угли.

Полублестящие угли в куске имеют несколько пониженный блеск, неровный или угловатый излом, призматическую отдельность и значительную хрупкость. По структуре они подразделяются на штриховые, штриховато-полосчатые, неяснополосчатые, неравномернополосчатые, линзовиднополосчатые и полосчатые. По микроструктуре это преимущественно клареновые угли с несколько повышенной зольностью и дюрено-клареновые малозольные.

Полуматовые угли характеризуются тусклым блеском, темно-серым цветом, значительной плотностью и неровным изломом. Зольность повышенная. Подразделяются на штриховато-полосчатые и полосчатые. По микроструктуре это преимущественно клареновые и дюрено-клареновые угли, насыщенные значительным количеством минеральных примесей, а также различные по своему составу кларено-дюреновые и дюреновые угли.

Матовые угли почти лишены блеска, имеют неровный и раковистый излом, шероховатые поверхности, большой удельный вес и плотное сложение. Цвет черный, с серым оттенком или темно-серый.

Среди матовых углей встречаются штриховатые линзовиднополосчатые, причем полосчатость и штриховатость обусловлены включением в матовую основу полос и штрихов витрена. По микроструктуре это преимущественно клареновые и дюрено-клареновые угли, насыщенные значительным количеством минеральных примесей, а также различные по своему составу кларено-дюреновые и дюреновые угли.

Угли Суифунского бассейна, по данным О. А. Дзенс-Литовской, по исходному материалу относятся к группе гумолитов, которые подразделяются на две подгруппы. В первой преобладают продукты превращения лигнито-целлюлозных тканей, а во второй — липондных компонентов (смола, споры и кутикула).

В первой подгруппе выделяются классы гелитолитов, фюзенолитов, и микстогумолитов, во второй — только один класс липондолитов, весьма характерный для Липовецкого, Ильичевского и Константиновского месторождений. Отличительная особенность суифунских липтобиолитов — резкое преобладание в них смоляных тел, которые являются здесь основными углеобразующими компонентами.

К классам гелитолитов и липондолитов принадлежит подавляющее большинство углей Липовецкого, Ильичевского и Константиновского месторождений. На Уссурийском и Подгородненском месторождениях встречаются только гелитолиты и фюзенолиты.

По данным О. А. Дзенс-Литовской (1965), классы в свою очередь делятся на подклассы, отличающиеся по характеру преобладающего вещества, обусловленного для класса гелитолитов степенью остудневания растительных тканей, а для класса фюзенолитов — степенью их первичного окисления.

Класс гелитолитов. По внешнему виду гелитолиты могут быть от блестящих до матовых, черного, иногда с серым оттенком, или серого цвета за счет значительного количества минеральных примесей. Угли этого класса входят в состав всех пластов Суифунского бассейна. По микроструктуре они отвечают клареновым и дюрено-клареновым.

По характеру гелифицированного вещества они подразделяются на гомогелиты — с преобладанием бесструктурных компонентов, телогелиты — с преобладанием структурных компонентов, и микстогелиты — со смешанными компонентами. В углях Липовецкого, Ильичевского и Константиновского месторождений наиболее широко распространены микстогелиты, на Уссурийском — гомогелиты и микстогелиты, а на Подгородненском — только гомогелиты.

Подкласс гомогелитов объединяет различные клареновые и дюрено-клареновые угли с однородным гелифицированным веществом: ультраклареновые (собственно гомогелиты), клареновые с фюзенизированными компонентами (фюзено-гомогелиты), дюрено-клареновые с фюзенизированными компонентами (фюзено-гомогелиты) и дюрено-клареновые с липондными компонентами (липоидо-гомогелиты).

Угли подкласса гомогелитов образовались в основном из продуктов значительно остудневших стеблевых и листовых тканей. Иногда строение тканей сохраняется и можно проследить переходы от фрагментов к основной массе.

Подкласс телогелитов объединяет клареновые и дюрено-клареновые угли, содержащие до 86,3% структурных гелифицированных компонентов (паренхимных и древесных). Это листовые и стебельные кларены, представленные чаще всего ксиловитреновой структурой. Второстепенными компонентами являются кутикула, смоляные тела, коровые ткани и очень редко споры.

Подкласс микстогелитов объединяет различные клареновые и дюрено-клареновые угли со смешанным гелифицированным веществом, как структурным, так и бесструктурным, происшедшим из самых разнообразных тканей. Второстепенные компоненты — фюзен, семифюзен, смоляные тела, коровые ткани и редко кутикула.

Класс фюзенолитов. Для углей этого класса основными углеобразующими компонентами являются фюзенизированные компоненты,

второстепенными — гелифицированные остатки растительных тканей, по типу превращения такие же, как в гелитолитах. Этот класс представлен полуматовыми и матовыми углями серовато-черного цвета.

Микроструктура углей дюреновая и кларено-дюреновая, с преобладанием фюзенизированных микрокомпонентов. По степени фюзенизации в этом классе выделены для суйфунских углей два подкласса.

Подкласс фюзенитов представлен собственно фюзенитовым углем (фюзенитом), а также дюреновым и кларено-дюреновым фюзенового состава (гелито-фюзенитом и гелито-фюзенититом). Угли этого подкласса встречаются только на Уссурийском и Подгородненском месторождениях.

Подкласс микстофюзенитов объединяет дюреновый уголь с фюзено-семифюзеновыми компонентами (гелито-микстофюзенит) и дюреновый с фюзено-семифюзеновыми и липоидными компонентами (липоидо-микстофюзенит), кларено-дюреновый с фюзено-семифюзеновыми компонентами (гелито-микстофюзенитит) и кларено-дюреновый с фюзено-семифюзеновыми и липоидными компонентами.

Основными углеобразующими компонентами микстофюзенитов являются фюзенизированные и слабофюзенизированные ткани, смоляные тела и кутикула.

Уголь этого подкласса встречен только на Липовецком, Ильичевском и Константиновском месторождениях.

Класс микстогумолитов. Угли этого класса характеризуются смешанным составом, углеобразующие компоненты (гелифицированные, фюзенизированные и липоидные) присутствуют в более или менее равных количествах. Этот класс включает один подкласс — микстогумитов, который составлен дюреновым углем смешанного состава (микстогумитов) и встречен в углях Липовецкого месторождения.

Класс липоидолитов. К этому классу относятся угли, в которых липоидные компоненты составляют более 50%. Остальная часть слагается либо гелифицированным веществом, либо глинистым. Угли класса липоидолитов весьма характерны для Липовецкого, Ильичевского и Константиновского месторождений. Отличительная особенность суйфунских липтобиолитов — резкое преобладание в них смоляных тел, которые являются здесь основными углеобразующими компонентами. Состоящие из них угли выделяются в подкласс резинитов. В этом подклассе наблюдаются все переходы от смоляного кларено-дюренового угля к типичному смоляному липтобиолиту, названному А. И. Криштофовичем рабдописситом.

По внешнему виду рабдописситы представляют собой матовые или тусклоблестящие угли с повышенной плотностью. Они залегают среди гумусовых углей в виде прослоев мощностью от нескольких сантиметров до 0,95 м, либо пересланываются с ними. Смоляные палочки длиной от 2 до 5 мм, а иногда до 10 мм, толщиной 0,5—1,0 мм имеют блестящую поверхность излома и по краю его просвечивают густым коричневатокрасным цветом.

В вертикальном разрезе смоляные палочки представляются блестящими точками в общей массе угля.

Под микроскопом рабдописсит состоит из смоляных тел (62—91,3%) разного размера, имеющих удлинненную, округлую или неправильную форму. Сцементированы они гелифицированной основной массой, которая в той или иной степени может быть загрязнена минеральным веществом. Основная масса встречается в виде прожилок, но часто носит и атритивый характер. В этом случае она состоит из мельчайших обрывков растительных тканей и минеральных зерен.

Исходным материалом суйфунских углей, по данным З. И. Вербицкой (1965) и Б. М. Штемпель (1965), послужили листья, стеблевые остатки и побеги хвойных, папоротников, хвощей, плауновых, цикадовых, гинкговых, саговых, беннетитов и мхов.

По степени метаморфизма угли Суйфунского бассейна довольно разнообразны. На Подгородненском и Суражевско-Райчихинском месторождениях угли высоких степеней метаморфизма — тощие и полуантрациты. На Уссурийском месторождении степень метаморфизма углей находится в пределах от паровично-жирных до паровично-спекающихся. На остальной части бассейна угли низкой степени метаморфизма и относятся к длиннопламенным и газовым. Химический состав углей Суйфунского бассейна приведен в табл. 9, 10.

Вопросами метаморфизма углей Суйфунского бассейна никто не занимался. Не входило это и в задачу наших исследований, но, обладая достаточным количеством материала по геологии и угленосности бассейна, выскажем свое мнение по этому вопросу. На основании имеющегося в нашем распоряжении углепетрографического, палинологического и палеофитологического материала можно сделать вывод о том, что гумусовые угли Суйфунского бассейна по характеру исходного материала и петрографическим свойствам весьма однородны по всей площади бассейна. Почти на всех месторождениях выделенные петрографические типы углей сохраняются. Меняется количественное соотношение минеральных примесей. Поэтому отмеченные изменения степени метаморфизма не могут быть связаны с различиями в составе исходного вещества.

Региональный метаморфизм также не смог бы обусловить резкой смены метаморфизма углей на незначительных площадях. На Уссурийском месторождении наблюдаются угли паровично-жирные и паровично-спекающиеся. Площадь месторождения невелика, поэтому трудно объяснить этот факт региональным метаморфизмом. Кроме того, расположение высокометаморфизованных углей на восточной окраине бассейна, которая испытывала незначительное по сравнению с центральной его частью погружение, говорит против регионального метаморфизма. Региональный метаморфизм на площади Суйфунского бассейна, безусловно, проявился. Под его действием возникли каменные угли средней степени метаморфизма — длиннопламенные. Что касается более высоких степеней метаморфизма углей, то объяснение их нужно искать в другом. Высокометаморфизованные угли Суйфунского бассейна располагаются на Уссурийском месторождении и в Подгородненско-Суражевско-Райчихинской зоне. По нашему мнению, причиной повышения метаморфизма углей этих месторождений являются контактово-термальные воздействия постмеловых магматических пород на угленосную толщу.

Подводя итог изложенному, можно сказать, что региональный метаморфизм проявился в углях Суйфунского бассейна, но его влияние оказалось незначительным. Он дал угли низкой степени метаморфизма — длиннопламенные. Наложенный на него при внедрении магматических пород контактово-термальный метаморфизм повысил метаморфизм угля вплоть до степени полуантрацитов.

Литолого-фациальные комплексы

В разрезе угленосной толщи Суйфунского бассейна выделяются четыре литолого-фациальных комплекса: пролювиально-аллювиальный, озерный, озерно-болотный и прибрежно-морской. Процентное содержание различных литолого-фациальных комплексов для изученной части

Таблица 10

Химическая характеристика (в %) гумусовых и рабдописситовых углей Липовецкого месторождения

Уголь пробы	W ^a	A ^c	S _{общ}	C ^r	H ^r	Пластогеотрия		V ^r	Q ₆ ^r
						X	Y		
Гумусовые	3,29—5,21	2,67—18,16	0,30—0,48	77,29—80,04	5,36—6,03			41,95—6,03	7478—7920
Рабдописситовые	1,49—1,73	32,03—52,35	0,25—0,32	75,75—79,50	7,44—8,05			70,82—76,83	7786—8390
Гумусовый блестящий	5,21	2,47	0,33	80,04	5,36	12	24	45,26	—
Гумусовый полублестящий	4,18	10,00—11,54	0,33	78,03—78,72	5,38—6,03	9	—	42,41—49,31	—
Гумусовый полуматовый	3,89	18,16	0,32	77,29—78,03	5,36—6,70	—	46	41,56—57,45	—
Рабдописситовый матовый	2,90	12,35—16,98	0,23	79,04—79,36	6,77—7,44	11	74	54,72—70,82	—
Рабдописситовый малозольный	1,66	22,03—21,34	0,32	79,50	7,62	29	40	72,69	—
Рабдописситовый высокозольный	1,43	52,35	0,25	75,75	0,05	6	50	76,83	—

разреза угленосной толщи по районам Суйфунского бассейна приводится в табл. 11.

В связи с тем, что разрез угленосной толщи на территории бассейна вскрыт не везде полностью, процентное содержание литолого-фациальных комплексов для некоторых районов и месторождений не отражает истинной картины. Так, угленосные отложения бассейна р. Амба представлены самой нижней частью разреза. Здесь преобладают осадки пролювиально-аллювиального комплекса. Верхняя часть разреза, которая денудирована, судя по соседним районам (западный берег Амурского залива), содержит осадки озерного и озерно-болотного комплексов. На площади Уссурийского месторождения угленосная толща изучена только в самой верхней части разреза, поэтому здесь преобладают осадки озерно-болотного и прибрежно-морского комплексов. Более или менее истинную картину соотношения литолого-фациальных комплексов можно наблюдать в районе дер. Борисовка и с. Пушкино и на Липовецком месторождении, где разрез угленосной толщи изучен полностью.

Пролувиально-аллювиальный комплекс. Сюда относим отложения временных потоков, русел рек, пойм (половодий, старичных и пойменных озер), а также подчиненные этому комплексу отложения болот и озер. Необходимо отметить, что некоторая часть отложений пролювиально-аллювиального комплекса при составлении

Таблица 11

Содержание (в %) литолого-фациальных комплексов по районам Суйфунского бассейна

Месторождение	Проллювиально-аллювиальный	Озерный	Озерно-болотный	Прибрежно-морской
Суражевско-Райчихинское	32,5	25,5	42,0	—
Подгородненское	63,8	6,3	15,0	14,9
Уссурийское	15,8	8,5	33,4	42,3
Липовецкое	50,9	33,8	15,3	—
Константиновское	64,7	5,6	29,7	—
Район дер. Борисовки	42,6	23,1	14,7	19,6
» дер. Пушкино	47,8	42,2	10,0	—
Р. Сандуга	54,0	45,6	0,4	—
Р. Амба	96,0	4,0	—	—

литолого-фациальных разрезов и карт включена в другие комплексы. Осадки его включены в прибрежно-морской и озерно-болотный комплексы, где наряду с отложениями прибрежного мелководья, лагун, озер и болот залегают осадки временных потоков, русел рек и их пойм. Отложения пролювиально-аллювиального комплекса представлены грубообломочными разностями пород и по своим генетическим признакам сходны с этим же комплексом Сучанского бассейна. В разрезе угленосной толщи отложения пролювиально-аллювиального комплекса залегают в нижней и средней частях, а также в нижней части каждого ритма. На площади осадки описываемого комплекса располагаются мощными пачками по окраинным частям бассейна. Особенно их много на западной и северо-западной окраине. Много их также в юго-восточной части Подгородненского месторождения (рис. 20). Мощность отложений пролювиально-аллювиального комплекса измеряется от нескольких десятков до ста, а то и более метров.

Озерный комплекс. В угленосной толще роль озерных отложений на окраинах Суйфунского бассейна невелика, но в центральной части, в районе с. Пушкино и бассейне р. Сандуга, они занимают свыше 40% мощности разреза.

Литологический состав озерных отложений различен. В подавляющем большинстве они состоят из мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Изредка среди озерных отложений наблюдаются прослой средне- и даже крупнозернистых песчаников. По генетическим признакам они сходны с породами озерного комплекса Сучанского бассейна.

Осадки озерного комплекса залегают среди отложений пролювиально-аллювиального, озерно-болотного и прибрежно-морского комплексов. Контакты их с отложениями вмещающих комплексов обычно резкие, а при переходе в озерно-болотные отложения постепенные.

В разрезе озерные отложения образуют линзы и слои, выдержанные иногда на большие расстояния. На литолого-фациальном профиле (рис. 18) видно, что озерные осадки в начальную период образования угленосных отложений занимали незначительную площадь. В период окончания седиментации угленосной толщи они отложились на всей территории бассейна.

Среди озерных отложений иногда залегают линзы и прослой, а в некоторых случаях пласты угля и углистых пород. Однако к краевым



Рис. 20. Литолого-фациальная схема барремских отложений.

1 — граница современного распространения угленосных отложений, 2 — граница распространения угленосных отложений в период их накопления, 3 — области сноса. Комплексы Фаций: 4 — пролювиально-аллювиальный, 5 — озерно-болотный и пойменно-болотный, 6 — озерный, 7 — прибрежно-морской. Породы: 8 — конгломераты и гравелиты, 9 — песчаники, 10 — алевролиты, 11 — линзы угля, 12 — пласты угля, 13 — направление сноса, 14 — пепловый материал.

Породы обычно неслоистые, но местами в них заметна горизонтальная или тонкая линзовидная слоистость, подчеркнутая скоплением растительных остатков или изменениями механического состава зерен.

Органические остатки содержатся в значительных количествах. Состав и размеры их разнообразны. Чаще всего среди них встречаются стеблевые и листовые обрывки хорошей сохранности. Иногда присутствуют остатки корневых систем. В алевролитах и аргиллитах содержится большое количество конкреций.

частям озерных осадков довольно часто примыкают мощные пласты угля.

Мощность озерных отложений достигает 200 м.

В угленосной толще Суйфунского бассейна озерные осадки по генетической связи с другими фациями подразделяются на пойменные, старичные, впадин фундамента и прибрежно-морские. Первые три группы приурочены к нижней и средней частям разреза, а последняя — к верхней.

Озерно-болотный комплекс представлен фациями заболачивающихся водоемов и земель и торфяником с подчиненным количеством осадков озерного и пролювиально-аллювиального комплексов. Их роль в строении разреза угленосной толщи невелика. В полном разрезе содержание их 1—30%, в среднем же 15%.

Распределение рассматриваемых отложений в разрезе и на площади неравномерное. Располагаются они в основном в средней и верхней частях разреза. В нижней встречаются спорадически. На площади приурочены к областям древних поднятий. В центральной части бассейна отсутствуют. Отложения описываемого комплекса представлены углями, углистыми породами, алевролитами и отчасти мелкозернистыми песчаниками. Окраска алевролитов и аргиллитов серая и темно-серая до черной, обусловленная высоким содержанием углефицированных растительных остатков. Поро-

Отложения озерно-болотного комплекса подстилаются пролювиально-аллювиальными и озерными осадками. В кровле их залегают породы те же, что и в почве, но в верхней части разреза угленосной толщи они сменяются отложениями прибрежно-морского комплекса.

Контакты озерно-болотных отложений с вмещающими их комплексами различны. От пролювиально-аллювиальных образований они отделяются резким, четким, а иногда с разрывом, контактом. Переходы к остальным комплексам постоянные.

Форма залегания — сильно уплощенные линзы и редко пластообразные тела, прослеженные на значительных площадях.

Мощность отложений озерно-болотного комплекса достигает 100 м, на Суражевско-Райчихинском месторождении — 200 м.

Прибрежно-морской комплекс. Осадки этого комплекса состоят из отложений прибрежных болот, заболоченных земель и водоемов, прибрежного мелководья, лагун или заливов и подводных частей русел. Для этого комплекса характерна перемежаемость морских и континентальных отложений. На площади Суйфунского бассейна эти образования встречаются только в районе Уссурийского месторождения, и они сходны с таковыми Сучанского бассейна.

В основании прибрежно-морского комплекса залегают отложения озерного и озерно-болотного комплекса и очень редко пролювиально-аллювиального. Перекрываются они отложениями пролювиально-аллювиального комплекса. Разграничивающие их контакты, как верхние, так и нижние, в большинстве случаев резкие.

Мощность прибрежно-морских отложений 150 — 200 м.

Ритмичность в строении разреза угленосной толщи

Выделенные литолого-фациальные комплексы тесно переплетаются между собой. Осадки пролювиально-аллювиального постепенно замещаются породами озерного или озерно-болотного. Последние в свою очередь переходят в отложения прибрежно-морского комплекса. В некоторых случаях такие постепенные переходы нарушаются, что связано с разрывом ранее отложившихся пород.

Рассмотрим взаимосвязь континентальных фаций между собой и с прибрежно-морскими отложениями на площади на материале верхней части разреза сучанской серии, т. е. разреза, включающего горизонт пласта Рабочего, по которому увязаны изученные разрезы.

При анализе литолого-фациального профиля по линии дер. Занаворовка — пос. Липовцы (рис. 18) выясняется, что в бассейне р. Сандуга в этой части разреза преобладают пролювиально-аллювиальные отложения, состоящие из осадков временных потоков, русел рек, пойм, пойменных и старичных озер и подчиненных им болотных и озерно-болотных. В северо-восточном направлении мощность их уменьшается. В скв. 1 она уменьшается почти вдвое, и, наконец, в районе с. Галенки (скв. 23) они полностью выклиниваются, замещаясь озерными отложениями. В скв. 27, на уровне пролювиально-аллювиального комплекса, вскрытого скв. 5, залегают в виде небольшой линзы отложения этого же комплекса. На Липовецком месторождении на синхронном уровне лежат пролювиально-аллювиальные осадки. Озерно-болотные отложения в этой части разреза встречаются только по скважинам 27 и 2. Лежат они на отложениях пролювиально-аллювиального комплекса.

Схематически процесс осадконакопления в этот период можно представить следующим образом.

После формирования торфяника угольного пласта Рабочего на площади Суйфунского бассейна преобладал озерный режим осадконакопления, который существовал недолго. Тектонические движения положительного знака приподняли область размыва. В результате этого область осадконакопления сначала испытала поднятие, особенно юго-западная и северо-восточная части, а затем началось постепенное и медленное опускание. На юго-западной и северо-восточной окраинах перед накоплением вышележащей толщи происходил размыв ранее отложившихся осадков. Исходя из клиновидного залегания осадков пролювиально-аллювиального комплекса, можно предположить, что направление временных потоков и русел рек на южной окраине бассейна было с юго-запада на северо-восток, а на северной — с северо-востока на юго-запад. В центральной части бассейна направление русла реки было с запада на восток. Судя по небольшой мощности осадков, река, по-видимому, существовала недолго.

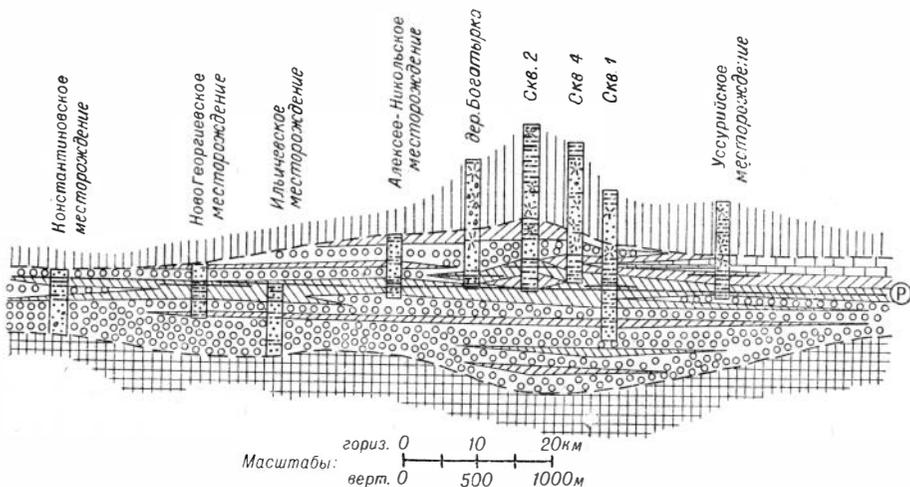


Рис. 21. Литолого-фациальный разрез угленосных отложений по линии Константиновское месторождение — Уссурийское месторождение. Условные обозначения см. рис. 18.

В центральной части бассейна, судя по разрезу, озерно-болотные отложения начали отлагаться раньше, чем в остальных частях. Дальнейшее опускание области седиментации привело к тому, что вся территория Суйфунского бассейна представляла собой прибрежно-морскую и озерно-болотную равнину, на которой шло накопление тонкозернистых пород. На литолого-фациальном профиле Ново-Георгиевское месторождение — Уссурийское месторождение (рис. 21) видим, что на западе бассейна шло накопление пролювиально-аллювиальных отложений, а на востоке — прибрежно-морских осадков. В центральной части бассейна (скважины 2 и 4) находилась береговая полоса, где шло накопление осадков в озерных и озерно-болотных условиях.

В вертикальном разрезе меловых отложений намечается определенная закономерность в чередовании выделенных литолого-фациальных комплексов. В разделе «Стратиграфия» отмечалось, что в большинстве изученных разрезов наблюдается правильная ритмичность в строении угленосной толщи, причем выделяется ритмичность второго порядка и макроритмичность. Под ритмичностью второго порядка в континентальных отложениях понимается закономерная смена крупнообломочного

материала пролювиально-аллювиального комплекса фаций тонкообломочным материалом озерно-болотного или озерного комплекса фаций, в морских — закономерная смена прибрежно-морских терригенных образований глубоководными осадками*. Под макроритмом или ритмом первого порядка понимается единый непрерывный процесс накопления осадков от континентальных и прибрежно-морских к морским условиям при трансгрессивном развитии и от морских или прибрежно-морских к континентальным условиям при регрессивном развитии.

Исходя из этого определения угленосную толщу Суйфунского бассейна можно считать единым макроритмом. Мощность его 300—1200 м. Несмотря на сильное изменение мощности макроритма, строение его в верхней и средней частях остается одинаковым. В макроритме выделяется 2—6 ритмов второго порядка. Количество ритмов уменьшается за счет выпадания нижних ритмов. В ритмах второго порядка можно выделить по гранулометрическому и фациальному составу ритмы третьего и четвертого порядков. Последние в разрезах угленосной толщи увязываются между собой с трудом, поэтому считаем нецелесообразным производить их описание. Ритмы второго порядка довольно хорошо распознаются в разрезах и могут служить целям корреляции. Строение их сравнительно простое. Нижняя часть сложена грубозернистыми отложениями пролювиально-аллювиального комплекса, верхняя — тонкозернистыми породами озерного или озерно-болотного комплекса фаций. В нижней части макроритма ритмы второго порядка характеризуются преобладанием осадков пролювиально-аллювиального комплекса над озерными или озерно-болотными. В средней части это неравенство в соотношении комплексов сглаживается, причем строение ритмов усложняется. В верхней части макроритма в ритмах второго порядка большую часть разреза занимают озерно-болотные или озерные отложения.

УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ УГЛЕНОСНОЙ ТОЛЩИ

В начале меловой эпохи на территории Южного Сихотэ-Алиня произошли тектонические движения отрицательного знака, что способствовало трансгрессии моря. В валанжинском веке море заняло значительную часть восточного склона Сихотэ-Алиня и достигло Сучанского бассейна. Территория Суйфунского бассейна представляла собой пене-пленизированную сушу, где процессы денудации были выражены слабо, а накопление осадков, по-видимому, не происходило, поскольку валанжинские породы здесь не обнаружены. Отсутствие фаунистически и флористически охарактеризованных осадков готеривского века позволяет допустить, что в Суйфунском бассейне в этот век осадконакопление также не происходило.

В начале барремского века произошло дальнейшее опускание земной коры Южного Сихотэ-Алиня. Опускание имело унаследованный характер, т. е. те участки земной коры, которые неоднократно испытывали опускание в нижнем мезозое, начали опускаться и в барремском веке. В пределах контуров Суйфунского залива юрской эпохи в барреме начали формироваться впадины, в которых накапливались континентальные угленосные отложения. Исходя из мощности и площадного распространения отложений I—III ритмов, относимых по возрасту к барремскому

* При трансгрессивном цикле седиментации.

веку, можно допустить, что поверхность Суйфунского бассейна в начальный период осадконакопления была неровной. Здесь имелись небольшие возвышенности и впадины, превышение между которыми было не более 200—300 м. Всего на описываемой площади сформировались три впадины: Нижнесуйфунская, Верхнесуйфунская и Приханкайская (см. рис. 20). На литолого-фациальном профиле дер. Занадворовка — пос. Липовцы (см. рис. 18) видно, что породы первого ритма (скв. 3) имеют ограниченное распространение. Они занимают самую нижнюю часть разреза, т. е. самую глубокую часть впадины. На других участках Суйфунского бассейна породы I ритма не встречены.

Осадки II ритма в пределах Нижнесуйфунской впадины имеют большое распространение. Породы III ритма встречены в обеих впадинах, но накопление их происходило изолированно друг от друга. Между впадинами существовало поднятие, которое установлено по скв. 23. Указанные факты позволяют считать, что осадконакопление раньше началось в Нижнесуйфунской впадине, а затем после отложения I—II ритмов зародилась Верхнесуйфунская впадина. Отсутствие фактического материала по Приханкайской впадине не позволяет уверенно определить начальный период накопления осадков, но, исходя из ступенчатого развития описанных впадин, можно допустить, что накопление в Приханкайской впадине произошло позже, соответствуя IV, а возможно, и III ритмам. Значит, в этом направлении можно ожидать сокращения мощности угленосной толщи. Отсутствие полных вскрытых разрезов по линии с. Ново-Георгиевка — г. Уссурийск не позволяет с достаточной уверенностью установить размеры Нижнесуйфунской и Верхнесуйфунской впадин. Судя по разрезу скв. 10, пройденной у Оленьсовхоза, западная граница Нижнесуйфунской впадины в начале седиментации проходила здесь. В разрезе скв. 10 осадки I—III ритмов отсутствуют. Восточная граница впадины по рис. 22 показана условно с учетом площадного распространения пород I—III ритмов в северном, западном и южном направлениях.

Границы Верхнесуйфунской впадины также несколько условны. Южная довольно хорошо устанавливается по разрезу скв. 23 и др. В западном направлении впадина уходит на замыкание за пределы государственной границы с Китайской Народной Республикой. На Константиновском месторождении мощность угленосной толщи сокращается почти в три раза по сравнению с Липовецким месторождением (см. рис. 17, фиг. IV). По-видимому, в барремском веке где-то поблизости происходило замыкание впадины. Северная и восточная границы впадины показаны условно на основании установленных закономерностей распространения пород III ритма. Контуры Приханкайской впадины условны. Основным критерием для их проведения служат выходы меловых отложений в районе селений Хороль и Камень-Рыболов и намыв кусочков липтобиолито-гумусового угля по западному побережью оз. Ханка.

В барремском веке во впадинах накапливались грубообломочные плохоокатанные и отсортированные породы (конгломераты, гравелиты и разнозернистые песчаники). Широко распространены они в западной части Нижнесуйфунской и северо-западной части Верхнесуйфунской впадин. По составу обломки в основном представлены гранитом, средними и основными эффузивами. Указанные породы распространены на площадях, примыкающих к западным окраинам впадин. Все это позволяет считать, что на этой территории в барремском веке были возвышенности, с которых временные потоки сносили обломочный материал. Размеры обломков и значительная мощность крупнообломочных пород

западной части впадин позволяют допустить, что на западе от суйфунских впадин располагался среднегорный рельеф.

Восточные части впадин выполнены менее грубозернистыми породами. Обломочный материал здесь представлен осадочными породами, основными и средними эффузивами, карбонатными обломками и т. д. Состав обломков свидетельствует о том, что в период накопления пород восточных разрезов впадин размывались пермские и триасовые осадочные и эффузивные образования. Присутствие в породах северо-восточной части Нижнесуйфунской впадины (Уссурийское месторождение) обломков известняков указывает на размыв кембрийских известковых толщ. Перечисленные породы в настоящее время расположены на востоке в пределах Муравьево-Амурского и Уссури-Ханкайского антиклинальных массивов. Незначительная крупность зерна и мощность осадков свидетельствуют о том, что рельеф этих территорий был слаборасчлененным и представлял собой низкогорье. Центральная часть Нижнесуйфунской впадины сложена более тонкозернистыми разностями пород. Здесь преобладают средне- и мелкозернистые песчаники и алевролиты.

Палеогеография барремского века Суйфунского бассейна представляется следующим образом. В центральной части Верхне- и Нижнесуйфунской впадин располагались небольшие озера. По окраинам впадин, за исключением северо-восточной части, были предгорные равнины. Временные потоки и реки выносили с горных областей на предгорную равнину обломочный материал. Крупные обломки накапливались в областях предгорий, мелкие поступали в центральную часть впадин, где осаждались в озерных условиях.

В северо-восточных частях впадин, которые примыкали к областям со слаборасчлененным рельефом, создались благоприятные условия для образования озерно-болотной равнины. Здесь формировались торфяники, давшие прослойки и линзы угля.

Климат в барремском веке был, по-видимому, умеренный и влажный. Растительность произрастала как во впадинах, так и на возвышенностях. При изучении растительных комплексов устанавливается некоторая закономерность ее распределения. В восточных частях впадин преобладают хвойные и папоротники, в западных — беннеттиты и саговниковые.

В апт-альбское время вследствие постепенного и медленного опускания территории Суйфунского бассейна, а также интенсивных денудационных и аккумулятивных процессов рельеф выравнивается. Разрозненные впадины соединяются в крупную впадину с простираемостью с юго-запада на северо-восток. Южная граница впадины устанавливается по широте г. Владивостока, северная точно не установлена, по-видимому, она проходит недалеко от северного берега оз. Ханка. Ширина впадины 60—100 км, длина 250—300 км.

В Суйфунской впадине в апт-альбское время накапливались терригенные угленосные отложения в континентальных условиях. На литолого-фациальном профиле (см. рис. 18) видно, что осадки IV—V ритмов широко распространены и занимают всю площадь впадины. В распределении осадков наблюдается следующая закономерность. Крупнозернистые разности пород (конгломераты, гравелиты и крупнозернистые песчаники) располагаются в западной части впадины (рис. 22). В восточной преобладают песчаники с подчиненным количеством алевролитов, аргиллитов и пластов угля. В центральной части широко распространены средне- и мелкозернистые песчаники, алевролиты, аргиллиты и пласты угля. По составу обломков апт-альбские отложения не отличаются от пород барремского века, но размер обломочных зерен

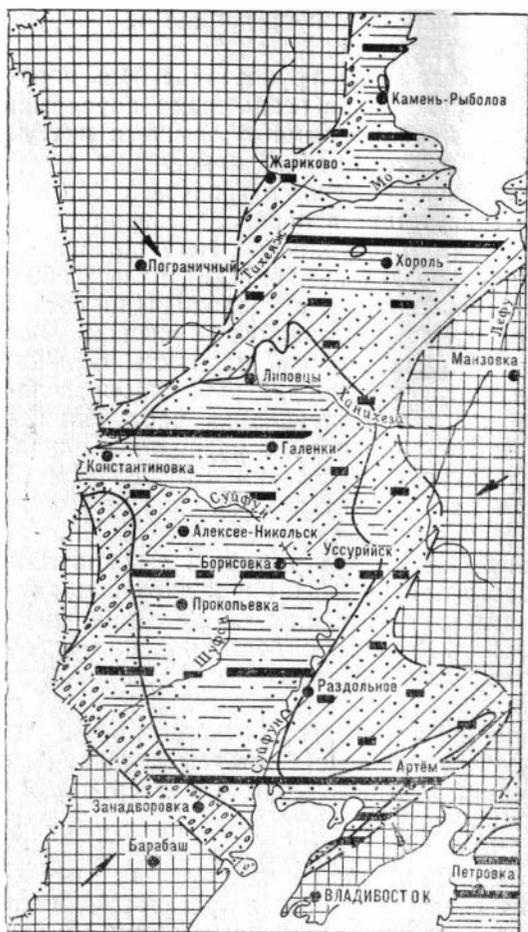


Рис. 22. Литолого-фациальная схема апт-альбских отложений. Условные обозначения см. рис. 20.

воровка — Прокопьевка и второе — в районе пос. Липовцы. В береговых зонах озер происходило активное образование болот и торфяников, давших угольные пласты и прослой. Направление рек на аллювиальной равнине было с юга на север и с севера на юг. Боковые притоки имели направление с запада на восток. Растительные комплексы в апт-альбское время не претерпели сильного изменения. Большинство форм барремского века переходит в апт-альбское время, но в последнем появляются новые виды, характерные для этого времени.

Необходимо отметить, что в апт-альбское время на соседних территориях, а возможно и в пределах Суйфунской впадины, имела место вулканическая деятельность, поскольку осадки этого времени содержат незначительные количества пеплового материала.

В конце альба, а возможно, в начале сеномана территория Суйфунской впадины испытывала дальнейшее погружение. Следствием этих движений явилось то, что Суйфунская впадина соединилась с Сучанским прогибом. Соединение произошло в результате опускания центральной части Муравьево-Амурского антиклинория. По опущенной зоне море Сучанского прогиба проникло в Суйфунскую впадину.

уменьшается и улучшается их окатанность. По-видимому, области разрушения располагались в тех же пределах, что и в барремском веке, но превращение между областями сноса и накопления уменьшилось. В непосредственной близости от области накопления располагался низкогорный рельеф, далее на запад переходивший в высокогорный. На востоке впадины, по-видимому, находилась сравнительно пологая область разрушения и сноса.

Палеогеография апт-альбского времени Суйфунского бассейна показана на рис. 22. Территория впадины представляла собой аллювиальную равнину, на которой шло накопление осадков в речных долинах, на водоразделах, в старичных и пойменных озерах, озерах и болотах. Периферийная часть аллювиальной равнины окаймлялась предгорной равниной, где накапливались пролювиально-аллювиальные отложения. На основании фактического материала можно сделать предположение, что на территории Суйфунской впадины в апт-альбское время было два крупных озера. Первое находилось на юге, в районе деревень Занадворовка — Прокопьевка и второе — в районе пос. Липовцы. В береговых зонах озер происходило активное образование болот и торфяников, давших угольные пласты и прослой. Направление рек на аллювиальной равнине было с юга на север и с севера на юг. Боковые притоки имели направление с запада на восток. Растительные комплексы в апт-альбское время не претерпели сильного изменения. Большинство форм барремского века переходит в апт-альбское время, но в последнем появляются новые виды, характерные для этого времени.

В альб-сеноманское время на территории Суйфунской впадины отлагались терригенные континентальные и прибрежно-морские осадки (рис. 23). Области сноса остаются, по-видимому, те же, что и в апт-альбское время, но в связи с активным тектоническим режимом этого региона происходит поднятие некоторых участков. В районе Подгородненского месторождения накопилась мощная толща конгломератов. Состав обломочного материала позволяет считать, что снос его был с территории полуострова Муравьево-Амурского.

Плохая окатанность обломков и плохая сортировка указывают на незначительное расстояние переноса. По-видимому, на юго-востоке располагался среднегорный рельеф. На западной окраине бассейна шло накопление грубообломочного материала, но мощность его незначительна. На центральной и восточной окраинах (район г. Уссурийска) накапливались песчано-глинистые породы. Для последнего района областью сноса служил Ханкайский массив, для западной части бассейна — северо-восточный выступ Китайской платформы (Дунбейская платформа).

Центральная часть Суйфунской впадины представляла собой приморскую равнину, на которой осадки отлагались в озерно-болотных, озерных и аллювиальных условиях. По окраинным частям впадины располагалась предгорная равнина, на которой накапливались пролювиально-аллювиальные и озерные отложения. Необходимо отметить, что в конце альб-сеноманского времени на площади Суйфунской впадины начинается активная вулканическая деятельность. Верхняя часть осадков этого времени повсеместно сложена туфогенными песчаниками. Вулканы располагались в пределах бассейна. Один вулкан установлен в районе селений Красный Яр — Раздольное, второй — в районе пос. Липовцы.

В сеномане в Суйфунском бассейне произошли блоковые перемещения земной коры, вследствие чего баррем-сеноманские осадки на некоторых участках размыты. Размыв этой территории, вероятно, был несильный, но в то же время отдельные участки его, по-видимому, не испытывали, поскольку в разрезах не наблюдается резкого перехода между угленосной толщей и коркинской серией.

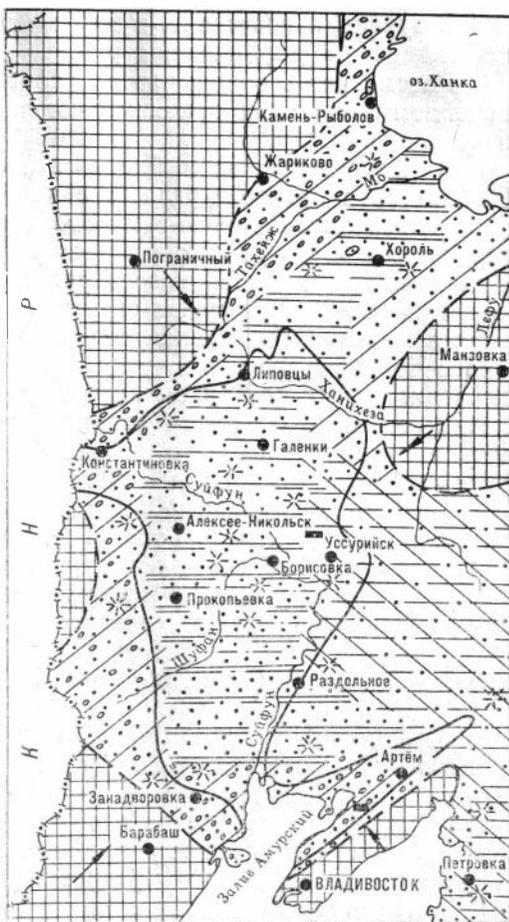


Рис. 23. Литолого-фациальная схема альб-сеноманских отложений. Условные обозначения см. рис. 20.

В туроне, а возможно, в конце сеномана начали отлагаться пестроцветные осадки коркинской серии.

Рассмотрев в общих чертах условия накопления угленосной толщи, перейдем к описанию закономерностей распространения углей в разрезе и на площади.

В Суйфунском бассейне в восточной части установлено свыше 30 пластов и прослоев угля, а в западной части только 5—10 пластов и прослоев липтобиолито-гумусового угля. Липтобиолитовые угли, или рабдописситы, до последнего времени были известны только на месторождениях Верхнесуйфунского района. В 1958—1961 гг. в центральной части бассейна пробурены структурные скважины, вскрывшие полный разрез меловых отложений, содержащих до шести прослоев и пластов липтобиолито-гумусового угля. Геологосъемочными и маршрутными исследованиями в Приханкайском районе установлены меловые угленосные отложения с липтобиолито-гумусовыми углями. Вследствие этого есть основание расширить площадь распространения липтобиолитовых углей на север и на юг от Верхнесуйфунского района.

Литолого-фациальные исследования не дают положительного ответа на вопрос о зональности распространения различного типа углей, поскольку условия накопления угленосных отложений западной части бассейна незначительно отличаются от таковых восточной части. Обратимся к физико-химическим условиям, существовавшим в период формирования угленосной толщи. Для этой цели проанализируем условия накопления углей пласта Рабочего как наиболее изученного.

Химическая природа рабдописситовых углей пласта Рабочего изучалась З. М. Рыбалко в 1955 г. На основании опытов она пришла к выводу, что материнским веществом смоляных телец рабдописситового угля Суйфунского бассейна могли быть смолы танноловой и резиноловой природы, в отличие от рабдописситов Тквибульского месторождения, представляющих собой продукты превращения балзама хвойных. А. Н. Криштофович (1928) в число рабдописситообразователей, помимо хвойных, включает еще саговниковые и беннеттитовые. Если, по мнению З. М. Рыбалко, хвойные отпадают, то какие же растения послужили материнским веществом смолы? Ранее указывалось, что в растительных комплексах западной части Суйфунского бассейна резко преобладают саговниковые и беннеттитовые, в отличие от восточной части бассейна, где преобладают хвойные и папоротники. Учитывая вывод З. М. Рыбалко о материнской природе смолы, а также высокое содержание саговниковых и беннеттитовых в растительных комплексах западной части Суйфунского бассейна, можно допустить, что смоляные палочки рабдописситов являются продуктом выделений этих растений.

Хотя растительность — ведущее звено в процессе угленакопления но в данном случае не она послужила решающим фактором для накопления рабдописситовых углей. Саговниковые и беннеттитовые растения способствовали выделению и накоплению смолы, но для этого, по-видимому, были нужны специфические условия. В нашей и зарубежной литературе имеется высказывание об условиях накопления липтобиолитовых углей, на которых вкратце остановимся ниже.

Рабдописситы по своему составу и химико-технологическим свойствам очень близки к пирописситовому углю, известному на бурогольных месторождениях Западной Европы. Существует ряд гипотез об условиях образования этих углей, которые можно объединить в две группы: аллохтонную и автохтонную. Сторонники аллохтонного способа накопления А. Н. Криштофович (1929) и Потаньс (1910) считают, что происходил

перенос как растительных остатков, так и готового угля и смоляных телец, т. е. допускают первичную и вторичную аллохтонию. Сторонники автохтонного способа накопления смоляных телец Штор и др. утверждают, что богатый смолой уголь образовался от разложения гумусового угля. При разложении выделялись углекислота и вода, а остались более стойкие смоляные вещества. Гейнгольд считает, что гумусовые угли и рабдописситовые — пирописситовые угли образовались из одного и того же материала, но претерпели различного рода процессы разложения. Местами под влиянием гниения гумусовое вещество исчезло, оставив стойкие битуминозные вещества.

Чтобы понять условия накопления смоляных тел, рассмотрим форму залегающая и генетические особенности рабдописситового угля.

Смоляные тела встречаются как в гумусовых, так и в рабдописситовых углях. В гумусовых смоляные палочки под микроскопом в проходящем свете имеют соломенно-желтый цвет, гладкую поверхность и относительно ровные контуры. Содержание смоляных тел в этих углях незначительное и обычно не превышает 1—3%*. Распространяются они в угле более или менее равномерно, но иногда образуют небольшие скопления.

В рабдописситовых углях смоляные тела носят смешанный характер. В основном цвет их в проходящем свете оранжево-красный, поверхность сильно трещиноватая, края неровные. Наряду с ними присутствуют смоляные тела желтого цвета, но, как правило, в той или иной мере трещиноватые. Нередко можно наблюдать смоляные тела, находящиеся на различной стадии их изменения, выражающегося в появлении и постепенном распространении трещиноватости и более интенсивной окраски на периферии тел и ослаблении ее к центру. Следует отметить, что наряду с крупными обломками смолы в этом типе угля наблюдается значительное количество мелких обломков самых различных размеров и преимущественно измененных. На отдельных участках они совместно с минеральными примесями выполняют роль цементирующего вещества. Содержание смоляных тел в рабдописситовых углях колеблется в пределах 48—71%, в среднем составляет 53%. Суммарное среднее содержание компонентов группы лейптенита 58%, витренита и семивитренита — 30%.

Рабдописсито-гумусовые угли представляют собой слоеный пирог, в котором более мощные прослои сложены гумусовыми, а более тонкие — рабдописситовыми углями. Мощность прослоев последних от нескольких миллиметров до 3 см. Смоляные тела в этих углях смешанные. В них наблюдается примерно равное количество оранжево-красных и соломенно-желтых палочек. Содержание их колеблется от 15 до 21%, в среднем 17%.

Из изложенного видно, что смоляные тела в углях не везде одинаковы. Отчетливо намечается связь между типом угля и характером смоляных телец. В гумусовых углях смоляные палочки соломенно-желтого цвета, «свежие», без всяких признаков растрескивания и с ровными краями, в рабдописситовых — оранжево-красные, сильно растресканные, выщербленные и со следами переноса. Первый тип палочек образовался в анаэробных условиях разложения древесины и не претерпел значительного окисления и переноса, второй тип подвергался сильному воздействию окислительных процессов, обусловивших окраску

* Подсчеты проводились В. П. Шорным в брикетах в отраженном свете с иммерсией при увеличении в 60. Содержание смолы приводится на «чистый» уголь, т. е. без минеральных примесей.

смоляных палочек до оранжево-красной и бурой и появление хорошо выраженной их трещиноватости. О сильно окислительной среде периода формирования торфяников свидетельствуют минеральные примеси. Последние в гумусовых и рабдописситовых углях представлены существенно глинистым веществом (главным образом каолинитом) и кварцем. Морфологические формы проявления минеральных примесей в гумусовых и рабдописситовых углях аналогичны. Разница заключается лишь в количественных соотношениях кварца и каолинита. Обычно в гумусовых углях кварца не более 6%, глинистого вещества — 20%. В рабдописситовых кварц (до 17%) значительно преобладает над глинистым веществом (до 5%). Последнее представлено в основном каолинитом, который появляется либо как новообразование, выпавшее из торфяных вод в результате коагуляции алюмосиликатных коллоидов, либо представляет собой обычный терригенный материал. Количественные соотношения между глинистыми образованиями аутигеинового и аллотигенного происхождения подвержены значительным колебаниям. Аутигенный каолинит преобладает в гумусовых углях.

Кварц по своему происхождению является типичным терригенным материалом. Намечается приуроченность максимальных концентраций его к рабдописситовым и рабдописсито-гумусовым углям. Обычно кварц находится в десмите углей в виде угловатых обломков, размеры которых варьируют от нескольких до 150—200 микронов. Наиболее крупные обломки кварца несут следы растрескивания.

Рабдописситовые угли залегают в виде линзообразных прослоев мощностью до 40 см. На площади они не выдерживаются, замещаясь или гумусовыми углями, или породными прослоями. Несмотря на это, они на больших площадях сохраняют стратиграфическое положение, будучи приурочены к средней и верхней частям пласта угля. Контакты между рабдописситовыми и гумусовыми прослоями, как правило, резкие, нижний часто с небольшим размывом, боковые — резкие, с размывом, но в некоторых случаях происходит постепенное выклинивание. В прослоях рабдописсита наблюдается косая однонаправленная слоистость, обусловленная намывом линзочек и штрихов блестящего угля. Углы наклона косых серий пологие, но встречаются довольно крутые, 8—15°.

Линзообразная форма залегания, резкие, с размывом контакты и косая слоистость позволяют рассматривать рабдописситы как нормальную осадочную породу, отложившуюся в условиях направленного движения водного потока.

Литолого-фациальные исследования угленосных отложений Суйфунского бассейна показали, что рабдописситовые угли начали накапливаться в период наибольшего выравнивания поверхности. В это время территория Суйфунского бассейна представляла собой аллювиальную равнину, на которой были озера, речные русла и пойменные пространства. Наиболее крупные озера находились в районе пос. Липовцы и дер. Прокопьевка. В прибрежной зоне озер происходило образование рабдописситового торфяника пласта Рабочего. На этих площадях угольный пласт имеет повышенную мощность и хорошо выдерживается по простиранию. Торфяник пласта Рабочего накапливался в сильно обводненных автохтонно-аллохтонных условиях. Блестящие и полублестящие гумусовые угли формировались в автохтонных условиях, зольные — в субаллохтонных и рабдописситовые — в аллохтонных.

Процесс формирования торфяника пласта Рабочего представляется следующим образом. В прилегающей с запада к Суйфунскому бассейну области сноса отмерший растительный материал гнивал в условиях

сильного химического окисления. Оставались наиболее стойкие к процессам разложения липоидные компоненты, и в частности измененные (окисленные) смоляные тела. В периоды выпадения дождей смоляные тела вместе с терригенным материалом паводковыми водами сносились с областей сноса и поступали в область накопления, в данном случае торфяники. Поскольку удельный вес терригенных обломков и смоляных палочек различный, при осаждении они дифференцировались. Терригенный материал выпадал в окраинных частях области накопления, а смоляные тела как более легкие уносились текучими водами в глубь области седиментации. Водный поток при своем движении вымывал из гумусовых слоев торфяника неокисленные смоляные палочки и переносил их на новое место. Так произошло смешение двух видов смолы. По мере уменьшения силы потока палочки осаждались и накапливались в виде линзообразных прослоев. После спада полых вод продолжалось накопление торфяника, давшего гумусовые угли. Дифференцированное осаждение, зависящее от удельного веса и размера обломков минеральных примесей и смоляных палочек, обусловило накопление в одних участках прослоев смолы, а в других — сильно зольных прослоев гумусового и рабдописситового угля.

В пласте Рабочем на Константиновском месторождении (см. рис. 19) рабдописситовых прослоев очень мало, гумусовые угли сильно зольные, а строение пласта наиболее сложное. На Ильичевском месторождении, расположенном восточнее Константиновского, количество прослоев рабдописситового угля увеличивается. Качество гумусового и рабдописситового угля улучшается. На Липовецком месторождении, расположенном еще восточнее, уголь относительно малозольный гумусовый и рабдописситовый. Количество рабдописсита здесь наибольшее, а строение пласта менее сложное. И наконец, на Уссурийском месторождении, находящемся на восточной окраине Суйфунского бассейна, рабдописситовые угли полностью отсутствуют.

Литолого-фациальные исследования на восточной окраине Суйфунского бассейна показали, что снос обломочного материала здесь шел с Муравьево-Амурского антиклинального поднятия, которое разделяло Суйфунский и Сучанский бассейны. Угленакопление в Сучанском бассейне в апт-альбское время происходило в прибрежно-морских условиях при умеренном и влажном климате. Близость моря, влажный климат наложили свой отпечаток на формирование торфяников восточной окраины Суйфунского и всего Сучанского бассейнов. Здесь отмершая растительность попадала в водные условия, где она разлагалась без доступа воздуха, образуя гумусовые угли. Поэтому на этих площадях в угольных пластах отсутствуют прослои рабдописситового угля, хотя и имеются включения смол.

Все изложенное позволяет сделать выводы относительно условий накопления и распространения рабдописситовых углей в пределах Суйфунского бассейна.

1. Учитывая вывод З. М. Рыбалко о материнской природе смоляных тел рабдописситовых углей и большое количество саговниковых и беннеттитовых в комплексе флоры восточной части Суйфунского бассейна, допускаем, что смоляные палочки есть продукт выделения саговниковых и беннеттитовых растений.

2. Первичное накопление смоляных палочек происходило преимущественно в областях сноса в условиях сильного химического выветривания. Химические процессы обусловили полное окисление древесных тканей, за исключением стойких составляющих органического вещества — смолы, и однообразный состав минеральных примесей углей

(кварц и глинистые минералы). Смола также претерпела сильное окисление, выразившееся в растрескивании и потемнении окраски.

3. Периодически паводковые воды совместно с терригенным материалом сносили смоляные тела из области сноса в область седиментации, где происходило их неравномерное распределение на площади в результате перепадов в скорости потока и дифференциации по удельному весу и размерам обломков. Вследствие этого в угольных пластах и вмещающих породах западной части Суйфунского бассейна наблюдаются прослой смоляных палочек.

4. Пласт угля Рабочий формировался в период стабильности тектонических движений и наибольшего выравнивания рельефа, поэтому были созданы благоприятные условия для активизации химических процессов и полного разложения древесных тканей в областях разрушения и сноса, а также в областях седиментации, прилегающих непосредственно к этой части области сноса. Такие условия существовали на территории, которая располагалась на западе от области накопления и с которой шел снос терригенного материала в апт-альбское время. Поэтому только на этой площади имеются рабдописситовые угли.

5. В апт-альбское время терригенный материал в восточную часть Суйфунского бассейна поступал с Муравьево-Амурского поднятия. Области сноса и седиментации располагались в гумидной зоне, поэтому в этой части бассейна накапливались гумусовые угли.

ПЛИКАТИВНЫЕ И ДИЗЪЮНКТИВНЫЕ НАРУШЕНИЯ В УГЛЕННОЙ ТОЛЩЕ

Предсенноманской фазой альпийской складчатости породы угленосной толщи и коркинской серии были собраны в складки северо-восточного простирания и разбиты разрывными нарушениями типа взбросов и сбросов. В пользу этого свидетельствует горизонтальное залегание сенон-датских эффузивов на размытой и дислоцированной поверхности пород угленосной толщи и коркинской серии.

В конце мела и раннем палеогене на территории Суйфунского бассейна начались блоковые движения, которые продолжаются до настоящего времени. В областях преобладающего воздымания к началу четвертичного времени возникли положительные формы рельефа, где верхнемеловые и юрские отложения были смыты. К таким площадям относятся Муравьево-Амурский и Кипарисовский антиклинальные массивы. Между этими поднятиями образовался грабен клиновидной формы (рис. 24). Острый угол его расположен в среднем течении р. Майхе. Тупая сторона направлена в сторону Амурского залива. В этом грабене сохранились от размыва только осадки угленосной толщи. Отложения коркинской серии смыты. Суражевско-Райчихинское месторождение расположено в северо-восточной части грабена. Угленосные отложения здесь собраны в синклиналиную складку, ось которой вытянута с юго-запада на северо-восток. Погружение оси намечается в юго-западном направлении, где породы угленосной толщи перекрыты палеогеновыми осадками. В северо-восточном направлении ось складки вздымается, благодаря чему в районе дер. Сица намечается замок складок. Строение складок асимметричное. Юго-восточное крыло имеет углы падения от 45 до 75°, северо-западное — 10—50°.

Основная структура месторождения осложнена более мелкими складками, которые наблюдаются вблизи оси синклинали на обеих ее крыльях. Интенсивнее они развиты на северо-западном крыле. Общее

направление дополнительных складок с юго-запада на северо-восток. Кроме нарушений пликативного характера, на Суражевско-Райчихинском месторождении в значительной степени развиты дизъюнктивные нарушения. Наиболее крупное проходит по юго-восточной окраине месторождения, по которому триасовые породы надвинуты на меловые угленосные отложения. С этим разломом связана серия более мелких нарушений (сбросы, взбросы и пр.). Амплитуда их колеблется от нескольких до 200 м.

Пликативные и дизъюнктивные нарушения привели к пережимам, раздувам и развальцевыванию пластов угля.

Подгородненское месторождение расположено в юго-западной части грабена. Породы угленосной толщи собраны в довольно пологую так называемую Подгородненскую синклинали. Ось складки волнистая, погружается в юго-западном направлении, уходя в сторону Амурского залива. По простиранию синклинали протягивается на 15 км. Ширина складки 2,5—5 км. Подгородненская синклинали полностью асимметрична. Осевая плоскость складки слабо наклонена в северо-западном направлении. Углы падения крыльев колеблются в пределах 10—45°. Основная структура месторождения осложнена антиклинальным перегибом. Из крупных нарушений на Подгородненском месторождении прослеживается глубинный разлом северо-восточного простирания, протягивающийся от южной оконечности Муравьево-Амурского полуострова по юго-восточной окраине Подгородненского месторождения и далее на северо-восток, где соединяется с Суражевско-Райчихинским разломом. На месторождении разлом и его апофизы секут почти весь комплекс пород, начиная от верхнепермских и кончая меловыми. По его поверхности верхнепермские породы надвинуты на различные горизонты триаса, а породы последнего в свою очередь — на нижние горизонты мела. Более мелкие дизъюнктивные нарушения приурочены главным образом к юго-восточному крылу складки. Нарушения имеют сбросовый характер, крутые углы наклона сместителей и небольшие амплитуды

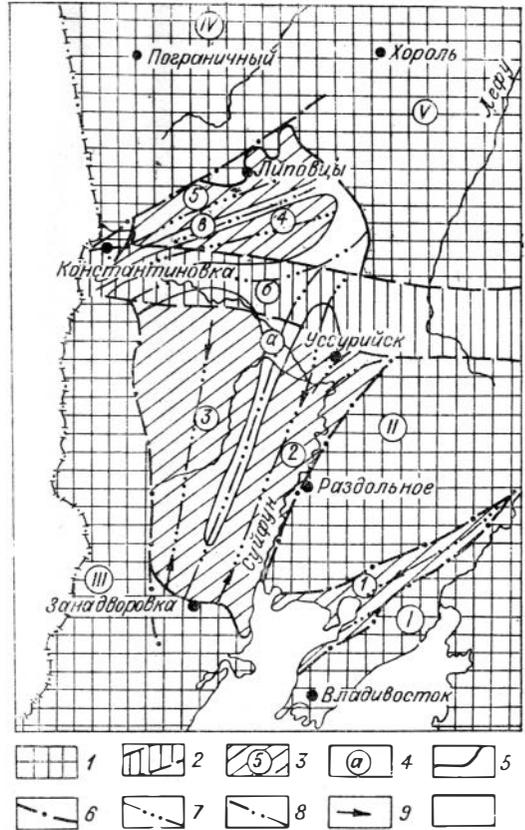


Рис. 24. Структурная схема Суифунского бассейна.

1 — антиклинальные поднятия (1 — Муравьево-Амурское, 2 — Кипарисовское, 3 — Хасанское, 4 — Гродековское, 5 — Уссури-Ханкайское), 2 — зона Южного Сихотэ-Алпского широтного разлома, 3 — синклиналильные зоны (1 — Суражевско-Подгородненская, 2 — Восточная, 3 — Западная, 4 — Галенковская, 5 — Липовецкая), 4 — антиклинальные зоны (а — Борисовская, б — Галенковская, в — Ново-Георгиевская), 5 — граница распространения меловых угленосных отложений, 6 — разрывные нарушения, 7 — оси синклиналильных структур, 8 — оси антиклинальных структур, 9 — направление погружения осей.

ды смещения. Помимо сбросов, наблюдаются пластовые подвижки, приведшие к образованию раздувов и пережимов в пластах угля.

Западная часть Суйфунского бассейна представляет собой впадину грабенового типа, расположенную между Кипарисовским, Уссурийско-Ханкайским, Гродековским и Хасанским антиклинальными массивами. Здесь наиболее полно сохранились от размыва меловые угленосные и туфогенные образования. Опускание Суйфунского грабена произошло по крупным разломам, которые установлены на северо-западной окраине Липовецкого месторождения и на восточной окраине бассейна, т. е. на границе угленосных отложений с породами Кипарисовского антиклинального массива. Западный разлом устанавливается по следующему данным. Меловые породы залегают здесь под базальтами, поэтому наблюдать разлом непосредственно в обнажениях не представляется возможным, но, судя по скважинам 5 и 9, пройденным по длине р. Сандуги, крупное нарушение намечается. В скв. 5 вскрыт полный разрез меловых отложений, а в скв. 9, пройденной в 5 км западнее, вскрыт только разрез верхнего триаса. Меловые отложения полностью смыты. Указанный факт позволяет провести в этой части бассейна крупное региональное разрывное нарушение.

Суйфунская впадина грабенового типа распадается на две крупные брахисинклинальные зоны: северную — Липовецко-Константиновскую, или Верхнесуйфунскую, и южную — Алексе-Никольск-Уссурийскую, или Нижнесуйфунскую (рис. 24). Эти синклинальные зоны разделены между собой антиклинальным поднятием, проходящим по линиям поселков Струговка — Галенки. На поверхности поднятие прослеживается по выходам палеозойских гранитоидов, а также в скважинах 23—26, пройденных по линии Ново-Никольск — Галенки. В скв. 23 кайнозойские отложения залегают на гранитах, а в скв. 24 — на базальных слоях угленосной толщи. Эта зона поднятия И. И. Берсеневым включается в Южный широтный Сихотэ-Алинский структурный шов. Константиновское и Ново-Георгиевское месторождения, расположенные в западной части этой зоны, имеют сокращенный разрез угленосной толщи из-за выпадения нижних ее горизонтов. Приведенные факты свидетельствуют о том, что эта зона имела неоднократные поднятия как в период накопления угленосной толщи, так и после ее формирования.

Верхнесуйфунская брахисинклинальная зона имеет северо-восточное простирание. В районе между деревнями Константиновка и Ново-Георгиевка она разделяется антиклинальным перегибом на две синклинали. Северо-западная синклиналь носит название Фадеевско-Липовецкой, или Константиновской, юго-восточная — Галенковской.

Фадеевско-Липовецкая синклиналь на Константиновском месторождении представляет собой крупную складку, полого погружающуюся на юго-запад в сторону государственной границы с Китайской Народной Республикой и уходящую за пределы Советского Приморья. Северное крыло синклинали падает под углом 5—8°, а южное — 10—12°. Азимут падения 200—265°.

Липовецкое месторождение расположено на северном крыле Фадеевско-Липовецкой синклинали. Крылья синклинальной складки имеют пологие углы падения — 3—10°. На месторождении установлено несколько разрывных нарушений с амплитудами 70—200 м. Наиболее крупное из них с амплитудой свыше 200 м ограничивает месторождение с северо-запада.

Галенковская синклиналь представляет собой крупную складку почти широтного простирания с углами падения крыльев от 5 до 25°.

В Нижнесуифунской брахисинклинальной зоне на большей части лежат четвертичные базальты. В осевой ее зоне геофизическими и буровыми работами установлено антиклинальное поднятие почти меридионального простирания. Это поднятие протягивается на расстоянии 20 км от дер. Борисовки до с. Пушкино. В скв. 19, пробуренной в районе Борисовки, палеогеновые породы залегают с разрывом и угловым несогласием на средней части разреза угленосной толщи. В скважинах 1 и 4, пройденных в 2,5 км на запад и восток, палеогеновые осадки лежат на породах коркинской серии.

Борисовское поднятие разделяет Нижнесуифунскую брахисинклинальную зону на две синклинальные зоны: Восточную и Западную.

Восточная синклинальная зона имеет северо-восточное простирание. Центральная часть ее находится в районе с. Ново-Никольское. Геофизическими работами Восточная синклинальная зона прослежена в северо-восточном направлении до с. Воздвиженка. В юго-западном направлении эта синклинальная структура имеет тенденцию к расширению и в районе с. Улитиха как бы образует второй центр. Восточное крыло структуры довольно хорошо изучено в районе Уссурийского месторождения. Меловые породы здесь складат дополнительную синклинальную складку северо-восточного простирания. В восточной и центральной частях района ось складки меняет направление на близкое к широтному. Ось складки вздымается на восток, и в том же направлении наблюдается ее замыкание. Складка асимметрична и имеет падение крыльев: северного под углом $20-45^\circ$ и южного — $40-55^\circ$, а в обнажениях горы Сальникова — до 65° . Северное и южное крылья синклинали сложены небольшими антиклинальными перегибами.

Меловые осадки на Уссурийском месторождении разбиты разрывными нарушениями типа взбросов с падением сместителей на запад под углом до 60° . Амплитуда их незначительная, за исключением взброса, протягивающегося по кл. Топкому. Амплитуда его на севере 300 м, на юге 1500 м. Помимо систем поперечных нарушений у северной и юго-западной грани месторождения имеются продольные нарушения типа взбросов, по которым более древние породы надвинуты на меловые. Простирание их совпадает с простиранием меловых пород. Углы падения сместителей неизвестны, амплитуда перемещения не превышает 200—300 м.

Центральная и южная части восточной синклинальной зоны, а также вся западная синклинальная зона изучены очень слабо. Имеющиеся материалы позволяют предположить, что меловые отложения, слагающие названные структуры, дислоцированы в различной степени. В тех местах, где меловые осадки ложатся непосредственно на палеозойский фундамент, они дислоцированы слабо. Углы падения слоев направлены к центру синклинали и измеряются $3-25^\circ$. Более крутые углы падения наблюдаются в местах, осложненных разрывными нарушениями. На крыльях синклинальных структур породы дислоцированы сложнее. Углы падения достигают $50-60^\circ$ и направлены к центру структуры. Для центральных частей синклиналей характерно спокойное залегание меловых пород (рис. 25).

На широте г. Уссурийска Суифунский бассейн пересекает зона широтного тектонического шва. Зона прослежена буровыми скважинами 11—14 Суифунской нефтяной партией. Здесь наблюдаются сильная перемятость меловых отложений и крытые углы падения. Кроме того, в этой зоне нарушается характерное для меловых осадков северо-восточное направление структур на широтное, а также сокращается

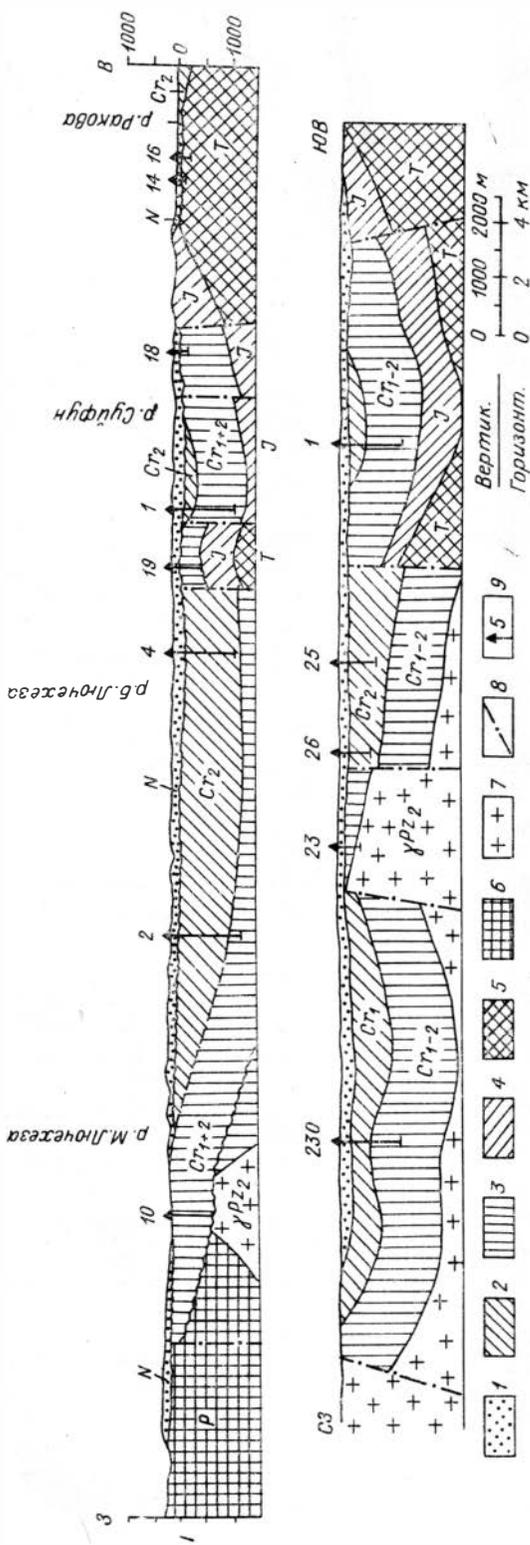


Рис. 25. Схематические геологические разрезы. 1 — отложения неогена, 2 — коркинская серия, 3 — сучанская серия, 4 — юрские, 5 — триасовые, 6 — пермские, 7 — верхнепалеозойские гранитоиды, 8 — разрывные нарушения, 9 — скважины.

мощность меловых отложений за счет выпадения нижних горизонтов угленосной толщи.

ЗЕЯ-БУРЕЙНСКИЙ БАСЕЙН

Общие сведения о бассейне

Зея-Буреинский бу-роугольный бассейн расположен на левобережье среднего течения р. Амур (см. приложение I). На востоке его граница проходит по западному склону Туранского хребта, на севере и западе — по восточной и северной окраине Амуро-Мамынского выступа, на юге — по Амуру. Бассейн относится к закрытому типу, т. е. породы угленосной толщи на всей площади перекрыты верхнемеловыми, неогеновыми и современными образованиями.

Угленосная толща в пределах бассейна была установлена в 1958 г. при бурении структурных скважин нефтяной экспедицией треста «Востсибнефтегеология». С 1958 по 1965 г. экспедиция буровыми работами покрыла почти всю площадь Зея-Буреинской впадины. Был получен значительный материал о геологическом строении Зея-Буреинской впадины. Но геологи нефтяной экспедиции не обращали должного внимания на количество и качество угольных пластов. В

отчетах и печатных статьях отмечалось только, что в нижнемеловых отложениях наблюдаются пласты угля, без указания мощности и качества последнего.

Автор, изучая условия накопления угленосных отложений Амуро-Зейского бассейна, изучил и нижнемеловые отложения Зей-Буреинского бурого угольного бассейна. В течение 1964—1965 гг. был изучен керн свыше тридцати скважин, вскрывших породы угленосной толщи, а также породы, покрывающие и подстилающие ее.

В связи с тем, что в пределах Зей-Буреинской впадины континентальные отложения установлены в 1958 г., история их изучения и начинается с этого времени. С 1958 по 1965 г. этим занимались И. Н. Сулимов, В. С. Волхонин (1961), Э. Н. Лишневский, С. П. Судаков, А. А. Трофимук, А. А. Тимофеев, И. Ф. Горбачев, М. И. Варенцев (1960), В. Г. Васильев (1957).

Верхнемезозойские континентальные отложения Зей-Буреинской впадины считаются перспективными на нефть и газ, поэтому литологически сравнительно хорошо изучены. В печатных статьях и рукописных отчетах И. Ф. Горбачева и др., В. В. Панова (1965), И. Я. Сулимова (1959, 1960) и др. можно найти тщательное описание литологического состава, физических свойств пород, рассеянной органики, флоры и спорово-пыльцевых комплексов, но нигде нет описания фациального состава пород, количества и качества угольных пластов и распределения их в разрезе и на площади. Настоящий раздел работы — это первая попытка обосновать фактическим материалом предполагаемую площадь распространения угленосных отложений, установить генетические границы бассейна бурого угля. Приводятся также данные о качестве и количестве угольных пластов.

СТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕМЕЗОЗОЙСКИХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Согласно стратиграфической схеме, принятой в 1965 г. в г. Владивостоке, верхнемезозойские континентальные отложения лежат на размытой поверхности верхнепалеозойских гранитоидов.

Верхнемезозойские континентальные отложения Зей-Буреинской впадины наиболее изучены. При расчленении разреза учтены литологические и петрографические данные, растительные и животные остатки, ритмичность и другие признаки. Стратиграфическая схема их может служить эталоном для расчленения континентальных отложений верхнего мезозоя прилегающих территорий. Описание свит приводится снизу вверх (табл. 12).

Екатеринославская свита. Разрез свиты вскрыт глубокими скважинами в наиболее погруженных частях фундамента. Мощность свиты приблизительно около 500 м. Базальные слои ее сложены неотсортированными конгломерато-брекчиями. Обломки плохо окатаны и представлены преимущественно породами фундамента. Остальная часть разреза сложена гравелитами и разнозернистыми песчаниками с гравием и галькой. Для всех пород свиты характерен аркозовый состав, плохая сортировка и окатанность обломочного материала. Согласно данным спорово-пыльцевых комплексов и листовой флоры, возраст пород свиты отнесен к волжскому ярусу юрской системы.

Иттикутская свита. Отложения свиты имеют гораздо большее площадное распространение по сравнению с екатеринославской. На участках максимального погружения фундамента она лежит с незначительным размывом, но без углового несогласия на породах екатерино-

Схема стратиграфического сопоставления верхнеюрских и меловых отложений

Система	Отдел	Ярус	По И. И. Шарудо				Схема стратиграфии юрских и меловых отложений, принятая совещанием в г. Владивостоке в 1965 г.			
			Аму́ро-Зейский бассейн (Толбузинский район)	Аму́ро-Зейский бассейн (Толбузинский район)	Аму́ро-Зейский бассейн (Депский район)	Зей-Буреинский бассейн	Зей-Буреинский бассейн	Буреинский бассейн		
МЕЛОВАЯ	Верхний	Даний	Пески, алевролиты, глины, 60 м			Кивдинская свита	Пески, глины			
		Маастрихт	Конгломераты, гравелиты, песчаники, 100 м	Алевролиты, песчаники, 100 м		Цагайская свита Конгломераты, гравелиты, песчаники, глины, 300—350 м	Галечники, алевролиты, песчаники, 120 м			
		Кампан				Завитинская свита Аргиллиты				
		Сантон								
		Коньяк								
		Турон								
	Сеноман									
	Нижний	Альб	Песчаники, гравелиты, конгломераты, 120 м Кварцевые порфиры, липариты, фельзиты, туфы, лавобрекчия, 300 м			Поярковская свита Конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, бурые угли, эффузивы, туфы, 500 м	Конгломераты, алевролиты, песчаники, 400 м			
		Апт	Талданская свита Андезиты, порфиры, андезитобазальты, их туфы, 300 м				Юрская свита			
		Баррем	Пере́мыкинская свита Конгломераты, гравелиты, песчаники, 300—1000 м				Конгломераты, песчаники, 145 м			
		Готерив		Конгломераты, песчаники, алевролиты, 1000 м			Чемчукинская свита Песчаники, алевролиты, каменные угли, 800 м			
							Чагдамынская свита Песчаники, алевролиты, каменные угли, 150—350 м			

Система	Отдел	Ярус	По И. И. Шарудо				Схема стратиграфии юрских и меловых отложений, принятая совещанием в г. Владивостоке в 1965 г.	
			Амура-Зейский бассейн (Толбузинский район)	Амура-Зейский бассейн (Толбузинский район)	Амура-Зейский бассейн (Депский район)	Зей-Буреинский бассейн	Буреинский бассейн	
	Валацжин		Верхнетолбузинская свита	Молчанская свита	Молчанская свита	Итикутская свита	Ургальская свита.	
	Берриас		Песчаники, алевролиты, аргиллиты, каменные угли, 800 м	Песчаники, алевролиты, аргиллиты, каменные угли, 800 м	Песчаники, конгломераты, алевролиты, аргиллиты, каменные угли, 1000 м	Конгломераты, гравелиты, песчаники, эффузивы, туфы, алевролиты, 400—1000 м	Аркозовые песчаники, алевролиты, конгломераты, каменные угли, 600 м	
ЮРСКАЯ	Верхний	Волжский	Толбузинская свита	Толбузинская свита	Денская свита	Екатеринославская свита	Талынжанская свита	
			Песчаники, алевролиты, аргиллиты, каменные угли, конгломераты, 1200 м	Песчаники, алевролиты, аргиллиты, каменные угли, конгломераты, 1200 м	Песчаники, алевролиты, аргиллиты, каменные угли, конгломераты, около 1000 м	Конгломераты, гравелиты, разнородные песчаники, около 500 м	Песчаники, алевролиты, аргиллиты, туфы и каменные угли, 300 м	
			Конгломератовый горизонт (Перемыкинская свита по Попову, 1932 г.), около 900 м					
	Фундамент		Осежинская свита		Аякская свита	Палеозойские гранитоиды	Чаганыйская свита. Аргиллиты, алевролиты, песчаники, 500—1200 м	

Примечание. — — — — — разрыв.

славской свиты, в прибортовых частях впадин — на палеозойских гранитоидах. Мощность свиты оценивается в 400—1000 м. Сложена она в центральных частях впадин грубообломочными породами (конгломератами, гравелитами и разнородными песчаниками с гравием и галькой), а в бортовых частях — эффузивами и чередованием последних с терригенными отложениями. Для пород итикутской свиты характерно большое количество пирокластического материала. По петрографическому составу обломочного материала породы итикутской свиты сходны с породами екатеринославской.

Отложения свиты по спорово-пыльцевым комплексам и листовой флоре относятся к берриас-готеривскому времени.

Поярковская свита. Для нее характерно более широкое площадное распространение по сравнению с подстилающими свитами.

Породы свиты лежат с небольшим размывом, но без углового несогласия на отложениях итикутской свиты. Мощность свиты оценивается 500—800 м. Сложена она мелко- и среднегалечными конгломератами, гравелитами и разнозернистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, эффузивами, туфами и бурями, переходными к каменным углями. Для свиты в целом характерно уменьшение размерности обломочного материала снизу вверх по разрезу, а также замещение терригенного материала эффузивами в направлении от центра впадин к их бортам. Породы по сравнению с породами нижележащих свит лучше отсортированы, а обломочные зерна более окатанные. Породы полимиктового состава. В породообразующей части полевые шпаты преобладают над кварцем. В отложениях свиты довольно много органических остатков.

Породы свиты по растительным остаткам относятся к готеривальбскому времени.

Завитинская свита распространена почти на всей площади Зeya-Буреинской впадины. Породы свиты лежат с небольшим размывом, но без углового несогласия на всех более древних образованиях, включая и палеозойские гранитоиды. Сложена она песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Маломощные прослои мелкогалечных конгломератов и гравелитов встречаются только в самых низах разреза свиты. Мощность ее оценивается в 300—580 м.

Для пород завитинской свиты характерны улучшенная окатанность и сортировка обломочных зерен, появление пестроцветной окраски (бурая, коричневая, красноватая и пр.), наличие животных остатков и полное отсутствие эффузивных и пирокластических пород. Фауна в отложениях свиты представлена моллюсками, филлоподами и остракодами.

Породы свиты по флоре и фауне относятся к альб-сантонскому времени.

Цагаянская свита. Отложения свиты сплошным чехлом покрывают всю территорию Зeya-Буреинской впадины. Лежат они с размывом и угловым несогласием на породах завитинской свиты. На бортовых частях осадки цагаянской свиты перекрывают породы фундамента. Мощность свиты достигает 500 м. Сложена она мелкогалечными конгломератами, гравелитами, разнозернистыми песчаниками и глинами. Для всех пород характерна слабая цементация, пестроцветная окраска, присутствие остатков динозавров.

Породы свиты по остаткам динозавров и растительным комплексам относятся к маастрихт-датскому времени позднего мела.

Позднемезозойские отложения Зeya-Буреинской впадины перекрывают породами кивдинской свиты, рыхлыми неогеновыми и современными отложениями.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД И РИТМИЧНОСТЬ

Екатеринославская свита

Литолого-фациальный состав свиты изучался по керну колонковых скважин. Отложения свиты залегают на породах фундамента, представленных палеозойскими гранодиоритами. В основании свиты лежит горизонт слабцементированных глинистой массой пород, состоящих из остроугольных обломков кварца, полевых шпатов и гранитов. Эти породы являются продуктом разрушения подстилающих гранодиоритов и представляют собой остатки древней коры выветривания. Выше

залегают конгломерато-брекчии, состоящие из крупных глыб и щебенки гранитоидов. Обломочный материал в породах не окатан и не отсортирован.

Верхняя часть разреза верхнеюрских отложений сложена чередующимися прослоями мелкогалечных конгломератов, гравелитов, разнозернистых песчаников с гравием и галькой и алевролитов. Для всех названных пород характерны аркозный состав, плохая сортировка и окатанность обломочного материала и наличие большого количества крупных и мелких углефицированных и минерализованных обрывков растений, расположенных в беспорядке. Описанный разрез в общих чертах характерен для верхнеюрских отложений, но на отдельных участках Зей-Буреинской впадины в литологическом строении его имеются отличия, которые выражены в увеличении мощности то грубообломочных пород, то песчаных разностей.

Терригенный материал екатеринославской свиты содержит обломки кварца, полевого шпата и пород. Количественно в песчаниках обломки полевых шпатов преобладают над кварцем. В гравелитах и конгломерато-брекчиях преобладают обломки пород, которые состоят из гранита и гранодиорита.

В песчаниках полевые шпаты представлены плагиоклазом и калишпатом. Первые преобладают.

В составе тяжелой фракции установлены сфен, роговая обманка, эпидот, магнетит, циркон, лейкоксен, мусковит и титансодержащие минералы. Встречаются корунд, рутил, турмалин, анатаз, брукит, апатит, но процентное содержание их невелико.

Обломочный материал сцементирован глинистым, глинисто-слюдистым, реже карбонатным цементом вторичного происхождения.

Песчаники и алевролиты екатеринославской свиты, как правило, неслоистые, но изредка в песчаниках можно наблюдать косую однонаправленную слоистость за счет намыва тонких прослоев растительного детрита. В алевролитах иногда видна горизонтальная слоистость, обусловленная намывом тонких прослоев с различной крупностью зерна.

На литолого-фациальной карте и разрезах (рис. 26, 27) видно, что верхнеюрские породы занимают более пониженные участки рельефа. В центральных частях впадин мощность пород наибольшая, а к бортам она сокращается.

Отсутствие сортировки и окатанности обломочного материала, петрографический состав пород, а также залегание в самых пониженных участках фундамента свидетельствуют о том, что конгломерато-брекчии являются аллювиально-делювиальными отложениями склонов, накопившихся без значительного переноса.

Плохая сортировка и окатанность обломков в разнозернистых песчаниках, наличие косой однонаправленной слоистости, а также большого количества крупных обрывков растений, расположенных в беспорядке, позволяют относить эти породы к отложениям временных потоков, отлагавшихся при резком спаде скорости водотока. Такие условия характерны для переднего края конуса выноса.

Алевролиты по первичным признакам, а также по генетической связи с другими осадками можно отнести к отложениям небольших озер и заболоченных земель, возникавших на переднем крае конуса выноса.

Ритмичность в отложениях екатеринославской свиты выражена хорошо. В связи с небольшим объемом фактического материала нет возможности дать ей полную характеристику. В настоящее время можно только отметить, что нижняя грубозернистая часть ритмов второго

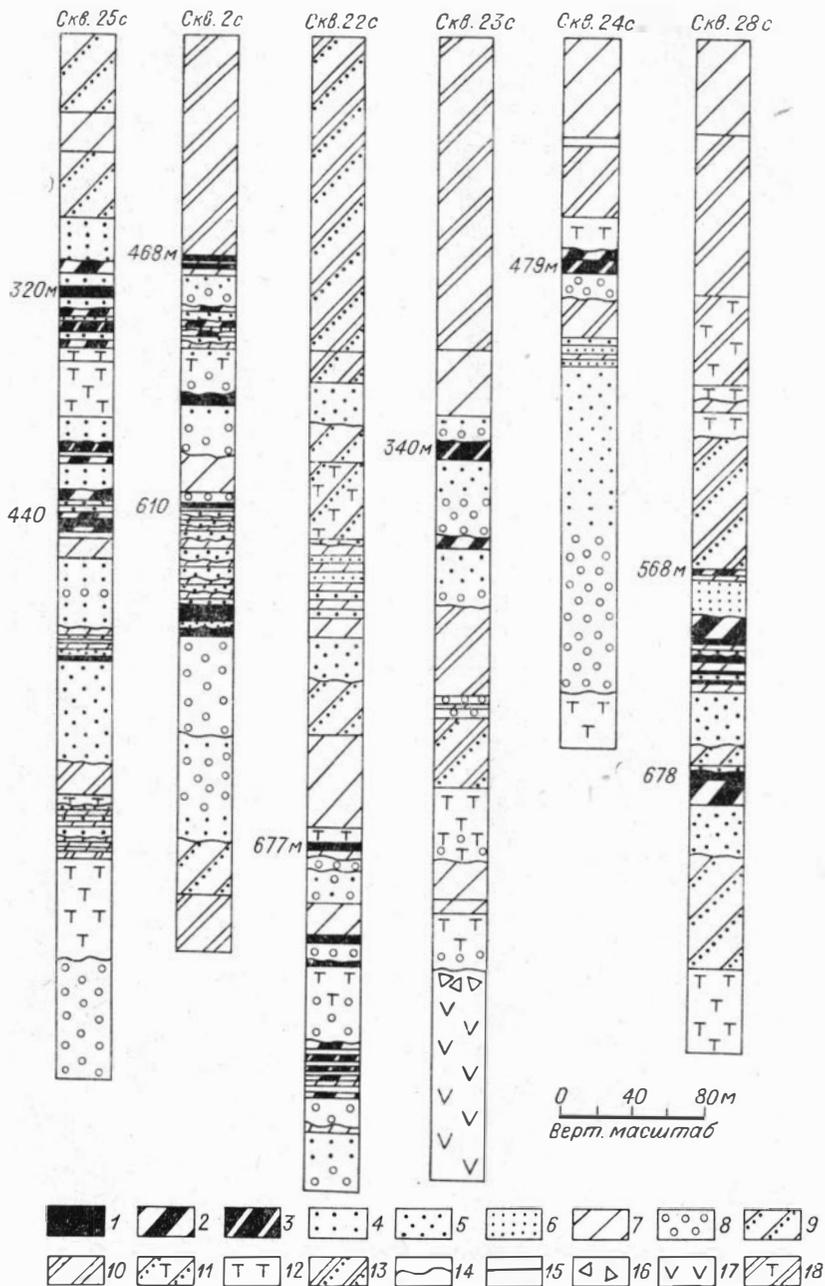


Рис. 26. Нормальный разрез поярковской свиты. Михайловский район.
 1 — уголь, 2 — углистый алевролит, 3 — углистый аргиллит. Песчаники: 4 — крупнозернистый, 5 — среднезернистый, 6 — мелкозернистый, 7 — алевролит, 8 — конгломераты, гравелиты, 9 — чередование алевролита и песчаника, 10 — чередование алевролита и аргиллита, 11 — чередование алевролита, песчаника и туфа, 12 — туфы и туффиты, 13 — чередование алевролита, аргиллита и песчаника, 14 — контакт размыва, 15 — резкий контакт, 16 — брекчии, 17 — эффузивы, 18 — чередование алевролита, аргиллита и туфа.

порядка имеет мощность во много раз больше по сравнению с верхней тонкозернистой частью ритма. Весь разрез екатеринославской свиты можно рассматривать как единый макритм. Нижняя часть свиты сложена крупнощебеночными конгломерато-брекчиями элливиально-делювиального происхождения, а средняя и верхняя — песчаными отложениями временных потоков. В верхней части свиты заметно увеличивается количество тонкозернистых разностей пород озерно-болотного генезиса.

Итикутская и поярковская свиты

В литологическом составе пород этих свит наблюдается следующая закономерность. В центральных частях впадин разрез сложен терригенными континентальными отложениями, в которых много вулканогенного материала. В периферийных частях впадин, приуроченных к зонам разломов, разрез представлен преимущественно эффузивами с прослоями терригенного материала. В связи с тем, что при литолого-фациальных исследованиях эффузивы не изучались, нет возможности их описать. Отметим только, что эффузивы имеют кислый и средний состав.

Терригенные отложения итикутской и поярковской свит представлены конгломератами, гравелитами, разнозернистыми песчаниками, алевролитами, туфогенными породами и туфами, органические — углями и углистые породами.

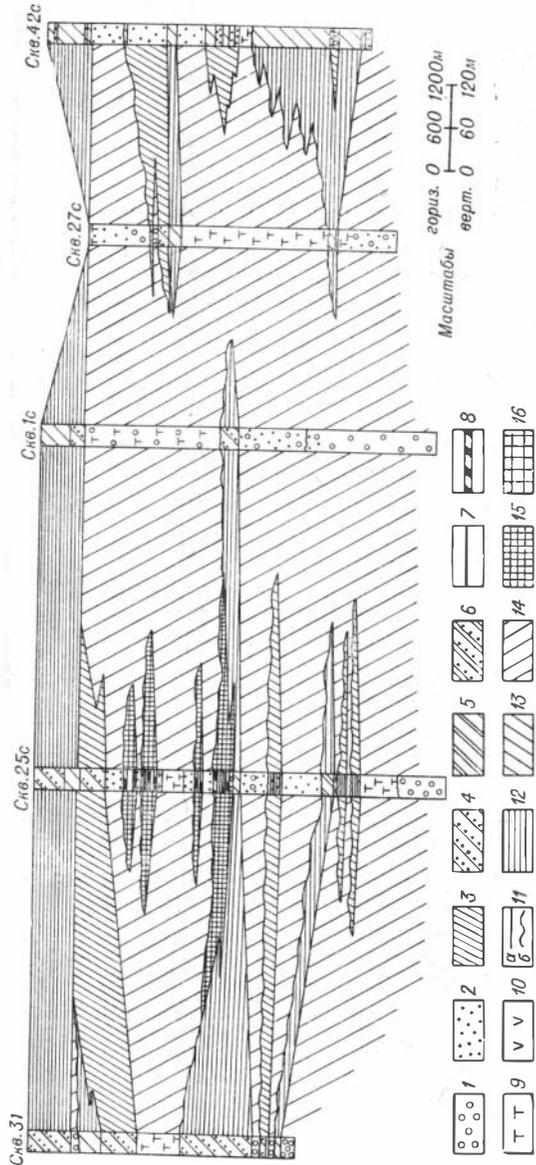


Рис. 27. Схематический литолого-фациальный профиль поярковской свиты (Михайловский район).

- 1 — конгломераты, 2 — песчаники, 3 — алевролиты и аргиллиты, 4 — чередование алевролитов и песчаников, 5 — чередование алевролитов и аргиллитов, 6 — то же, песчаников, алевролитов и аргиллитов, 7 — угли, 8 — углистые алевролиты, 9 — туфы, 10 — эффузивы, 11 — контакты (а — резкий, б — с размытым), 12 — озерные, 13 — пойменные, 14 — русловые, 15 — торфяники, 16 — породы фундамента.

Конгломераты и гравелиты. По петрографическому составу и генетическим признакам грубообломочные породы итикутской свиты ничем не отличаются от таких же екатеринославской. Единственным отличием может служить только повышенное содержание пирокластического материала. В поярковской свите конгломераты и гравелиты имеют среднюю окатанность и сортировку обломочного материала. Размер обломков колеблется от нескольких миллиметров до 10 см в поперечнике, но иногда в базальных слоях итикутской и поярковской свит встречаются крупные валуны гранитов диаметром до 1 м. Там, где базальные слои лежат на палеозойских гранитоидах, наблюдаются слои сцементированного дресвяника.

В конгломератах и гравелитах обломочный материал представлен розовым среднезернистым гранитом, кислыми и средними эффузивами, кремнистыми породами и алевролитами. В большинстве своем конгломераты и гравелиты неслоистые. Некоторые разности имеют косую слоистость, обусловленную ориентированным расположением гравия и гальки. Растительные остатки в описываемых породах встречаются редко в виде крупных углефицированных стволов деревьев, расположенных в беспорядке.

По генетическим признакам конгломераты и гравелиты относятся к отложениям пролювиально-аллювиального комплекса фаций.

Песчаники подразделяются на неравномернозернистые с гравием и галькой, где ни одна из фракций не преобладает, крупно-, средне- и мелкозернистые. Сортировка и окатанность обломочного материала в песчаниках слабая. Наряду с окатанными и полуокатанными зёрнами встречаются угловатые. С уменьшением крупности зёрна сортировка и окатанность улучшаются. Песчаники в основной массе неслоистые, но встречаются с крупной и мелкой косой однонаправленной и косой разнонаправленной, диагональной, горизонтальной, горизонтальновогнущей, и косоволнистой слоистостью. В крупнозернистых и среднезернистых песчаниках преимущественно крупная слоистость. Остальные типы слоистости характерны для средне- и мелкозернистых песчаников. Слоистость обусловлена намывом тонких прослоев растительного детрита и различным гранулометрическим составом.

Петрографический состав песчаников довольно простой. Они в основном полимиктовые. В породобразующей части преобладают полевые шпаты над кварцем. Доминируют в тяжелых фракциях циркон, сфен, магнетит, ильменит, меньше эпидота, граната, турмалина, хотя в отдельных разрезах, тяготеющих к эффузивным породам, роль эпидота возрастает.

Песчаники по генетическим признакам подразделяются на пролювиально-аллювиальные, пойменно-болотные, озерно-болотные и озерные. Большая часть песчаников итикутской свиты относится к отложениям пролювиально-аллювиального комплекса фаций. Фациальный состав песчаников поярковской свиты гораздо разнообразней. В разрезе свиты выделяются песчаники всех перечисленных выше литолого-фациальных комплексов.

Алевролиты в нижнемеловых отложениях меньше распространены по сравнению с песчаниками. Больше всего их в верхней части разреза поярковской свиты. По петрографическому составу описываемые породы сходны с песчаниками. В алевролитах часто наблюдается горизонтальная слоистость, обусловленная намывом тонких прослоев растительного детрита или различным гранулометрическим составом. Растительные остатки встречаются часто. Комковатые алевролиты, залегающие в почве пластов угля, содержат корневые остатки.

По генетическим признакам алевролиты относятся к отложениям озерно-болотного, пойменно-болотного и озерного комплексов фаций.

Туфы и туффиты широко распространены в верхней половине разреза нижнего мела, где они слагают довольно мощные пачки. По гранулометрическому составу последние дифференцированы. В основании залегают псефитовые и псаммитовые туфы, в верхней части — алеврито-пелитовые разности. Туфы и туффиты итикутской свиты — это осажженный пепловый материал, который поступал на поверхность в результате вулканической деятельности. Туфы и туффиты поярковской свиты накопились в результате переотложения отложившегося ранее вулканического материала, разложения и переотложения основной массы эффузивов. Для этих пород характерны различные типы слоистости. В туфах и туффитах, накопившихся в речных руслах, наблюдается косая однонаправленная слоистость, в озерных — горизонтальная и коволнистая.

Описываемые породы содержат довольно много растительных обрывков. Обычно они плохой сохранности.

Угли и углистые породы. Угленосность поярковской свиты в пределах Зея-Буреинской впадины изучена слабо. В нашем распоряжении имеются только материалы по Михайловскому, Лермонтовскому и Архаринскому районам, которые позволяют в общих чертах осветить угленосность нижнемеловых отложений. В разрезе поярковской свиты установлено около 20 пластообразных залежей угля. Они располагаются по всему разрезу свиты (рис. 26). Мощность пластов углей достигает 20 м, но в среднем 0,2—5,0 м. Угольные залежи сложного строения. Пачки углей 0,2—2,5 м.

Ниже приводится описание петрографического состава углей по скважинам*. Распространение угольных пластов в разрезе поярковской свиты показано на рис. 26.

Скважина 22с (Михайловский район).

1. Пласт угля мощностью 1,7 м (обр. 19/22с) залегает на глубине 677—678,7 м. Сложного строения. Полуматовый штриховатый уголь, весьма плотный и крепкий, с повышенным удельным весом. На вертикальном изломе, имеющем довольно гладкую поверхность, ясно видна сеть тонких тускло блестящих штрихов кларена мощностью 3 мм.

По микроструктуре этот тип угля представлен зольным кларитом с прослоями зольного дюрита мощностью до 1 мм. Форменные элементы состоят из структурного витрена (феллинита) мощностью 0,1—0,3 мм, небольшого количества кутиновых элементов и резинита, представленного смоляными телами округло-угловатой формы.

Минеральная примесь угля состоит из линз глины мощностью до 0,1 мм и протяжением до 0,5 мм, тонких вкраплений пирита размером до 0,5 мм и зерен кварца и карбонатов. Распределение минеральных примесей в угле неравномерное.

2. Пласт угля мощностью 5 м (обр. 22/22с). Глубина залегания почвы 706,6 м. Сложного строения. Уголь полуматовый, плотный, линзовидный, с повышенным удельным весом, со штрихами и зеркалами скольжения. Линзовидность обусловлена наличием тонких линз кларена мощностью до 3 мм.

По микроструктуре данный тип угля представляет собой переслаивание полос зольного кларита с дюритом. Форменные элементы расположены послойно и состоят из линз структурного витрена (феллинита)

* В связи с тем, что при бурении скважин выход керна не превышает 40%, а выход угля по керну был и того меньше, нет возможности описать пласт угля полностью. Характеристика углей приводится на ту часть пласта, которая попала в керна.

мощностью 0,05—0,3 мм и небольшого количества обрывков фюзенита.

Минеральных примесей в угле много. Представлены они тонкорассеянной фракцией глинистых минералов и зернами карбонатов и кварца размером 0,02—0,1 мм.

3. Прослой углистого аргиллита из пласта угля с глубины 706,6 м (вышеописанный пласт). Мощность 20 см (обр. 22/22с).

Углистый аргиллит с линзами витрена. Крепкий, плотный, с паличем вкрапленников карбонатов.

По микроструктуре представлен углистым аргиллитом с линзами витрена шириною до 1 мм, который всюду является структурным (феллинитом). Довольно часто встречаются смоляные тела вытянутой и округло-угловатой формы. В небольшом числе макро- и микроспоры, а также линзы фюзенита мощностью до 1 мм.

Минеральная часть (около 60%) состоит в основном из песчано-глинистого комплекса минералов, а также включений карбонатов по эндотрещинам в витрите и в виде отдельных зерен сидерита.

4. Пласт угля мощностью 1 м (обр. 23/22с). Почва пласта залегает на глубине 736,5 м.

Уголь полуматовый, штриховатый за счет мелких линз витрена, плотного сложения, с неровным изломом.

По микроструктуре данный тип угля является зольным дюритом с тонкими линзами витрита шириною до 0,3 мм. Форменные элементы расположены послойно и представлены небольшими линзами semifюзенита, фюзенита мощностью до 0,4 мм, некоторым количеством кутиновых элементов и смоляными телами.

Минеральная часть угля состоит из небольших линз глины размером $0,7 \times 0,3$ мм и ее тонкорассеянной фракции, а также зерен карбоната и кварца.

Скважина 25с (Михайловский район)

1. Угольный пласт мощностью 3,2 м. Глубина залегания почвы 351,5 м (обр. 25/25с). Пласт сложного строения.

Полуматовый штриховатый уголь плотного сложения, крепкий.

Имеются редкие пленки фюзена по напластованию.

В аншлифе выглядит зольным кларитом с линзами и полосами витрена шириною до 1 мм и прослоями зольного дюрита мощностью до 5 мм.

Форменные элементы, помимо линз структурного витрита (феллинита), представлены небольшим количеством кутиновых элементов с линзами фюзита шириною до 0,5 мм.

Минеральные примеси в угле довольно многочисленны и состоят из тонкорассеянной фракции песчано-глинистого комплекса минералов, а также значительного количества зерен карбонатов и кварца размером 0,01—0,1 мм. Распределение минеральных примесей неравномерное.

2. Пласт угля мощностью 1,3 м (обр. 30/25с). Глубина залегания почвы пласта 368,9 м. Простого строения.

Уголь матовый линзовидный за счет линз кларена мощностью до 2 мм, с повышенным удельным весом. Встречаются линзы алевrolита.

В аншлифе выглядит зольным дюритом, местами переходящим в углистый аргиллит. Форменные элементы расположены послойно и представлены мелкими линзами структурного витрита (феллинита) мощностью до 0,2 мм, линзами semifюзенита и фюзенита мощностью до 0,5 мм, смоляными телами округлой формы размером $0,3 \times 1,5$ мм.

Минеральная часть угля значительна и состоит из тонкорассеянной фракции глинистых минералов, мелких зерен карбонатов и кварца.

3. Пласт угля сложного строения мощностью 3 м (обр. 6/25с). Глубина залегания почвы 443 м.

Полуматовый линзовидно-штриховатый уголь за счет витрена и минерализованного угля, плотного сложения, крепкий, с неровным изломом.

По микроструктуре данный тип угля представляет собою переслаивание зольного дюрита с кларитом и полосками витрита мощностью 1 см. Из форменных элементов наибольшее распространение имеет структурный витрит (феллинит), встречается небольшое количество смоляных тел овальной формы и линз фюзенита.

Минеральная часть угля значительная и состоит преимущественно из линз и тонкорассеянной фракции глинистых минералов и отчасти из зерен карбоната и пирита размером до 0,5 мм.

Скважина 2кл. (Лермонтовский район)

1. Пласт сложного строения мощностью 5 м (обр. 1/2кл.) Глубина залегания почвы пласта 940 м.

Полублестящий неясноштриховатый уголь плотного сложения, крепкий, с налетом каолинита по трещинам. По микроструктуре данный тип угля представлен зольным дюритом с тонкими линзами структурного витрита (феллинита) мощностью до 0,1 мм и смоляными телами овальной формы размером 0,3×1,0 мм. Встречаются кутикула и обломки микроспор.

Минеральные примеси в угле состоят из тонкорассеянной фракции глинистых минералов, а также мелких зерен кварца и карбонатов, реже пирита размером 0,005—0,05 мм.

Скважина 2с (Михайловский район)

1. Угольный пласт мощностью 3,8 м простого строения (обр. 40/2 с). Глубина залегания почвы пласта 471,8 м.

Матовый штриховатый уголь за счет мелких линз витрена, плотного сложения, с повышенным удельным весом и неровным изломом, с мелкими вкраплениями пирита.

В аншлифе выглядит зольным дюритом, местами переходящим в угольный аргиллит. Форменные элементы состоят из линз структурного витрита мощностью не более 0,3 мм, мелких линз фюзенита, обломков микроспор, обрывков кутикулы и округло-угловатых смоляных тел.

Минеральная часть угля значительна и состоит главным образом из песчано-глинистого комплекса минералов и меловых зерен карбонатов, кварца и пирита.

Петрографический состав угля описанных пластов дан в табл. 13.

Таблица 13

Петрографический состав угля поярковской свиты

№ образца	Содержание микрокомпонентов, %											
	в рядовом угле								в пересчете на чистый уголь			
	группа витрина	группа семи-витринита	группа лейптинита	группа фюзенита	глина	карбонаты	кварц	пирит	группа витрина	группа семи-витринита	группа лейптинита	группа фюзенита
22/22с	59	Доли	2	2	27	5	5	Доли	95	Доли	3	2
19/22с	60	"	3	1	30	2	3	1	94	"	4	2
30/25с	49	"	7	4	35	2	3	Доли	82	"	12	6
40/2с	46	2	7	2	36	4	3	"	81	4	12	3
6/25с	67	—	2	1	27	3	—	"	96	—	3	1
1/2кл	73	Доли	8	1	13	2	3	"	89	Доли	10	1
23/22с	71	"	5	2	18	2	2	—	91	"	6	3
25/25с	70	1	3	1	18	3	4	Доли	93	1	4	2

Таблица 14

Результаты химических анализов углей поярковской свиты

Элементы	W ^a	A ^c	V ^r	Спекаемость
----------	----------------	----------------	----------------	-------------

Рядовой уголь

$\frac{a-b}{(v) \text{ г}}$	$\frac{6,55-9,31}{(7) 8,1}$	$\frac{21,5-44,1}{(7) 32,67}$	$\frac{40,5-45,6}{(5) 43,42}$	a
-----------------------------	-----------------------------	-------------------------------	-------------------------------	---

Уголь после флотации

$\frac{a-b}{(v) \text{ г}}$	$\frac{3-6,8}{(7) 5,28}$	$\frac{20,3-37,9}{(7) 28,2}$	$\frac{43,5-50,5}{(6) 44,2}$	a
-----------------------------	--------------------------	------------------------------	------------------------------	---

Примечание. а — минимальное значение, б — максимальное значение. в — количество анализов. г — среднearифметическое значение.

Исходя из отражательной способности (O₃—I₁), угли описанных пластов по степени метаморфизма относятся к переходным от бурых к длиннопламенным.

Химические анализы углей поярковской свиты сведены в табл. 14—15. Угли поярковской свиты гумусовые и сапропелевого материала не содержат. По степени метаморфизма стоят на границе между бурыми и длиннопламенными. По содержанию золы относятся к зольным, флотационному обогащению подвергаются слабо, но, применяя гравитационный метод в центробежном поле с тяжелой жидкостью, зольность у исходного угля можно сократить в 3 раза.

Ритмичность отложения итикутской и поярковской свит присуща. Исходя из признаков, которые положены в основу выделения макроритмов в разрезах Сучанского бассейна, в отложениях нижнего мела Зейя-Буреинской впадины можно выделить два макроритма. Нижний соответствует итикутской, верхний — поярковской свите. Макроритмы содержат ритмы второго и более низких порядков. Если макроритмы хорошо выдерживаются на площади, то ритмы второго и более низких порядков в разрезе и на площади сильно меняют свое строение и довольно

трудно распознаются. На литолого-фациальных профилях (рис. 27, 28), построенных по простиранию и вкрест простирания пород поярковской свиты на Дубовском участке Михайловского района, видно, что ритмы скв. 1с и 2с резко отличаются друг от друга, хотя разрезы находятся на расстоянии 500 м. Разрезы же скв. 1с и 4с, которые находятся на расстоянии нескольких километров, практически несопоставимы.

Ритмы в основном построены асимметрично как за счет нижней грубозернистой, так и за счет тонкозернистой части ритма.

Таблица 15

Анализ фракций с удельным весом меньше 1,5

$\frac{a-b}{(v) \text{ г}}$	Полученные значения	$\frac{a-b}{(v) \text{ г}}$	Полученные значения
W ^a	$\frac{4,5-6,3}{(7) 5,47}$	Pc/y	$\frac{0,44-0,012}{(3) 0,009}$
A ^c	$\frac{9,3-15,7}{(7) 11,2}$	C ^r	$\frac{71,48-74,02}{(3) 72,63}$
V ^r	$\frac{40,9-44,8}{(7) 42,48}$	H ^r	$\frac{4,57-5,0}{(3) 4,84}$
Q ₆ ^r	$\frac{6610-7040}{(3) 6826}$	N+O	$\frac{20,98-22,95}{(3) 22,51}$
S ^r _{общ}	$\frac{0,53-0,88}{(3) 0,66}$		

* См. табл. 14.

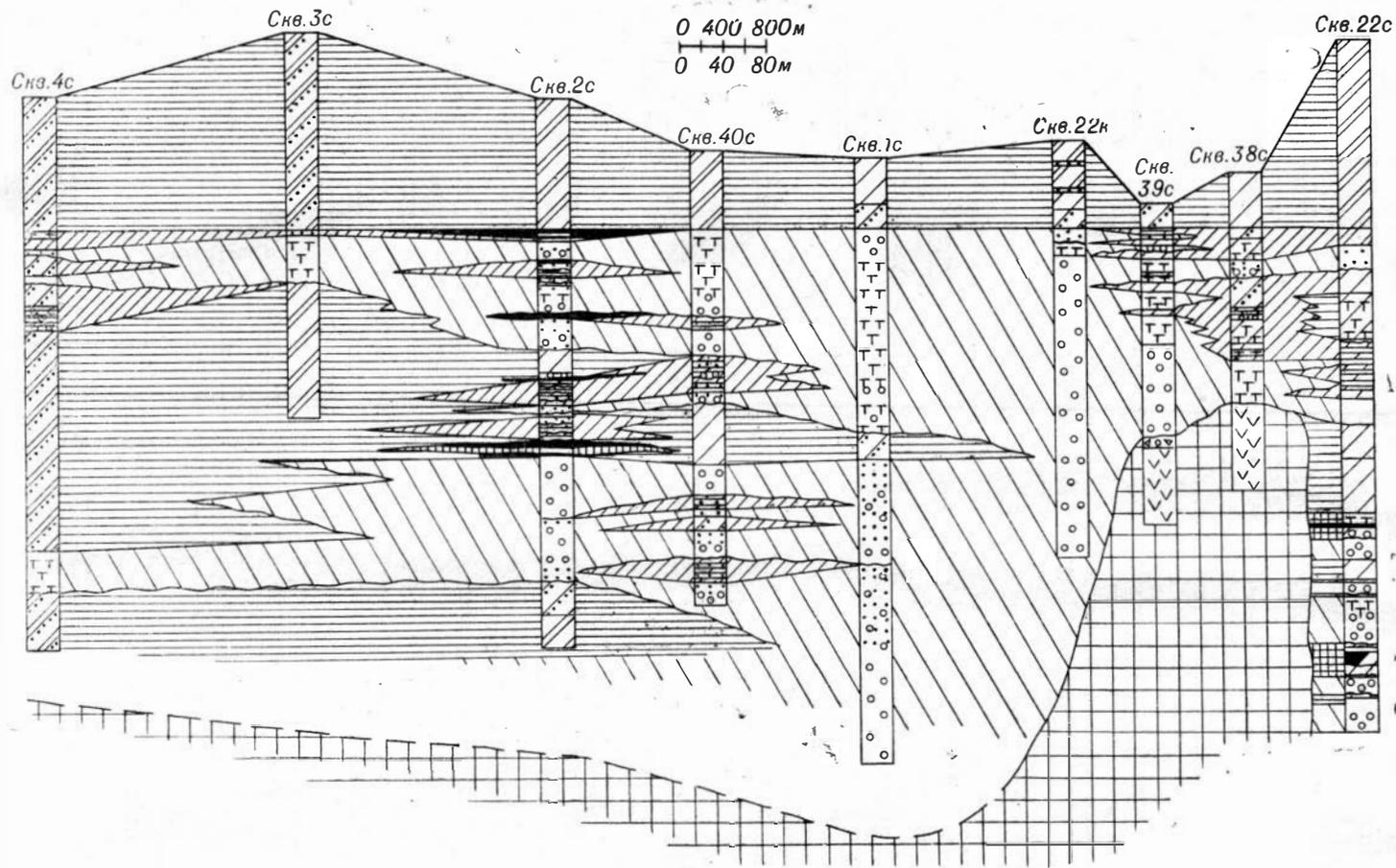


Рис. 28. Схематический литолого-фациальный профиль поярковской свиты (Михайловский район). Условные обозначения см. рис. 27.

Завитинская свита

В разрезе свиты выделяются два отчетливых ритма осадконакопления. Каждый ритм начинается грубообломочными породами, которые через разнозернистые песчаники и алевролиты переходят в аргиллиты и глины. Нижний ритм сложен в низах гравелитами, серыми и зеленовато-серыми аргиллитами с фауной пелеципод, гастропод, остракод. Верхний залегаёт с небольшим размывом на породах нижнего ритма. Нижняя часть его сложена светло-серыми разнозернистыми песчаниками, а верхняя — пестроцветными глинами с прослоями мелкозернистых серых и зеленовато-серых песчаников и алевролитов.

Для пород завитинской свиты характерно отсутствие эффузивных и пирокластических пород, пластов угля, незначительное количество растительного вещества.

Породы завитинской свиты по сравнению с нижнемеловыми лучше отсортированы, а обломочные зерна более окатаны. В породообразующей части песчаников кварц (60%) доминирует над полевыми шпатами. Последние имеют неправильную, разъеденную форму зерен, которые каолинизированы. Среди полевых шпатов преобладают кислые плагиоклазы.

В обломочном материале песчаников и гравелитов встречаются обломки эффузивов, кремнистых пород и розовых яшм. Из акцессорных минералов установлены циркон, эпидот, лейкоксен, сфен, рудные минералы, турмалин, которые составляют около 60% тяжелой фракции. В меньших количествах содержатся рутил, роговая обманка и гранат. Состав минералов тяжелой фракции пород сильно меняется на площади Зей-Буреинской впадины.

Цементом песчаников и алевролитов служит карбонатно-глинистая масса. Для всех пород свиты характерна слабая цементация.

В большинстве случаев породы свиты неслоистые. Редко наблюдается горизонтальная и косовогнутая слоистость за счет намыва тонких прослоев растительного детрита. Растительных остатков в породах мало. Изредка обнаруживаются хорошие отпечатки покрытосеменных и хвойных растений. В тонкозернистых породах свиты встречается пресноводная и солоноватоводная фауна плохой и средней сохранности (остракоды, филлоподы и моллюски).

По генетическим признакам породы завитинской свиты относятся к отложениям озерного и пролювиально-аллювиального комплексов фаций. В озерных отложениях встречается солоноватоводная фауна, указывающая на периодическую связь озер с морем.

Ритмичность в отложениях завитинской свиты ясно выражена. Выделяются два макроритма, и в каждом из них можно установить несколько ритмов второго и более низкого порядков. В нижней части макроритмов ритмы второго порядка построены асимметрично за счет увеличенной нижней грубозернистой части ритма, а в средней и верхней частях макроритмов наблюдается обратное взаимоотношение. Площадная выдержанность ритмов средняя.

Цагайская свита

Сложена конгломератами, гравелитами, разнозернистыми песчаниками и гравелитами. Породы широко распространены в пределах Зей-Буреинской впадины. По данным В. Б. Оленина, А. А. Трофимука и других геологов, цагайская свита подразделяется на три ритма или подсвиты.

Разрез нижней подсвиты начинается горизонтом галечников или грубозернистых песчаников на карбонатном цементе. Выше залегают крупнозернистые полимиктовые песчаники с гравием и галькой кварца и кремнистых пород. Окатанность обломков средняя и хорошая. На песчаниках лежит пачка чередующихся между собой песчаников и алевролитов. Венчают разрез нижней подсвиты аргиллитоподобные глины. Мощность подсвиты 230 м.

В основании средней подсвиты залегают грубозернистые песчаники, в средней части — мелкозернистые песчаники, а в верхней — серые массивные алевролиты и зеленовато-серые и зеленые глины. Переходы между литологическими разностями постепенные. Мощность подсвиты 190 м.

Отложения верхней подсвиты на большей части территории смыты. Они известны только в центральной части Зeya-Буреинской впадины и на других пониженных участках. Разрез подсвиты сложен галечниками, гравелитами, песчаниками, алевролитами, глинами, туфами и бурьми углями. В нижней части разреза залегают конгломераты, гравелиты и разнозернистые светло-серые песчаники с хорошо окатанными гравием и галькой, в верхней — мелкозернистые песчаники, алевролиты и глины шоколадного цвета с линзами бурого угля. На углях залегают желтовато-белые кварцевые пески. В глинах и аргиллитах часто встречаются ртутные остатки. Мощность подсвиты около 250 м.

Породы цагаянской свиты характеризуются горизонтальной и косою однонаправленной слоистостью, обусловленной намывом тонких прослоев различного гранулометрического состава. Изредка встречается мелкая косоволнистая слоистость.

По генетическим признакам в цагаянской свите выделяются осадки пролювиально-аллювиального, озерного, пойменно-болотного и озерно-болотного комплексов фаций.

В разрезе цагаянской свиты намечается отчетливая макроритмичность. Выделяются три макроритма, в которых можно установить ритмы второго и третьего порядков. Ритмы построены асимметрично. В нижней части макроритмов асимметричность возникла за счет увеличенной мощности грубозернистой части ритма. В верхних частях макроритмов асимметричность ритмов второго порядка объясняется увеличенной мощностью верхней части ритма.

УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ УГЛЕННОЙ ТОЛЩИ

В конце верхнеюрской эпохи на Дальнем Востоке началось поднятие земной коры, котороехватило и территорию Зeya-Буреинского бассейна. Поднятие сопровождалось раскалыванием на блоки. Опущенные части блоков стали местами начального осадконакопления. В контурах современного Зeya-Буреинского бассейна в начале волжского времени возникли Архаринская, Поярковская, Лермонтовская, Белогорская и Сычевская эрозионно-тектонические впадины, где накопились терригенные континентальные отложения екатеринославской свиты. По генетическим признакам породы нижней части свиты относятся к элювиально-делювиальным отложениям склонов, верхней части — к отложениям временных потоков с подчиненным количеством отложений осадков озер и болот. На литолого-фациальном профиле (рис. 29) и карте (рис. 30) перечисленные фациальные типы пород объединены в пролювиально-аллювиальный комплекс фаций.

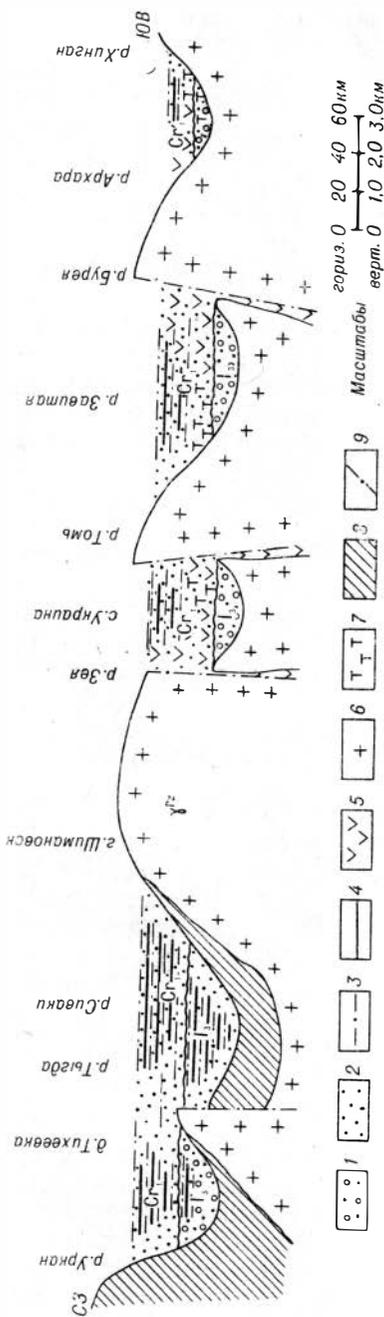


Рис. 29. Схематический литолого-фациальный профиль по линии устье р. Хинган — устье р. Уркан. — конгломерато-гравийно-песчаные пролонгально-аллювиальные отложения, 2 — песчаные аллювиальные отложения, 3 — аллювиально-аргиллито-песчаные, озерно-болотные и болотно-пойменные отложения, 4 — угли, 5 — эффузивы, 6 — гранитоиды, 7 — туфы и туффиты, 8 — юрские осадочные прибрежно-морские отложения, 9 — разрывные нарушения.

меловые эффузивы и их туфы приурочены к окраинным частям прогибов и впадин: в Поярковско-Екатеринославском прогибе к юго-восточному борту прогиба, Архаринской впадине — к северо-западному борту впадины, Лермонтовско-Белогорском прогибе — к северо-западному борту (рис. 31). Лермонтовско-Белогорский прогиб ограничен с северо-запада Зeya-Бурейским разломом, с юго-востока — его апофизмом, а между Архаринской впадиной и Поярковско-Екатеринославским прогибом проходит крупный Бурейский разлом. Пространственная приуро-

Судя по петрографическому составу пород, обломочный материал во впадины поступал с окружающих поднятий. Преобладание в породах полевых шпатов над кварцем свидетельствует о сильном физическом выветривании и быстром захоронении терригенного материала.

Большое количество обуглившихся растительных остатков в породах екатеринославской свиты позволяет сделать вывод о том, что в пределах современного контура Зeya-Бурейского бассейна в конце позднеюрской эпохи произрастала пышная растительность. По данным Н. А. Замошниковой, основная роль принадлежала папоротникам, гинкговым и хвойным. Характер растительности указывает на теплый и влажный климат в период накопления верхнеюрских отложений.

Наметившееся в волжское время погружение отдельных участков земной коры продолжалось и в нижнем мелу. Оно привело к тому, что в начале раннемеловой эпохи на описываемой территории разрозненные небольшие впадины соединились и на их месте стали формироваться прогибы северо-восточного простирания. Поярковская и Екатеринославская впадины образовали Поярковско-Екатеринославский прогиб, Лермонтовская и Белогорская — Лермонтовско-Белогорский прогиб, Архаринская и Сычевская впадины расширили свои контуры (рис. 31).

Активные тектонические движения в начале раннемеловой эпохи вызвали интенсивную вулканическую деятельность. Нижне-

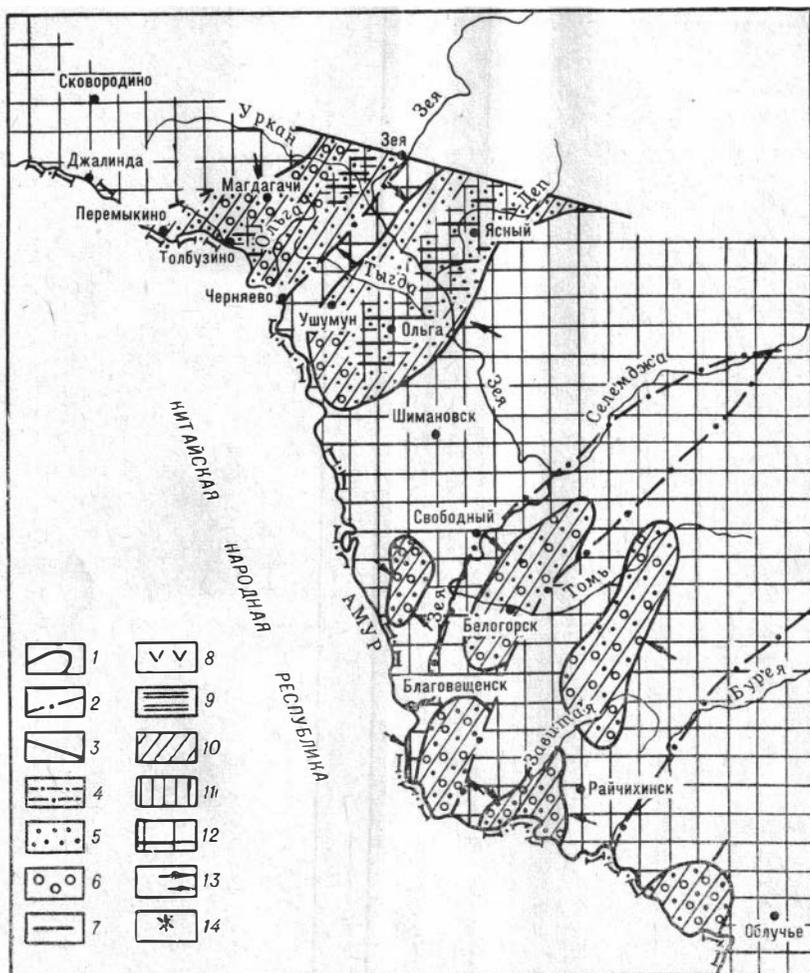


Рис. 30. Литолого-фациальная схема верхнеюрских отложений Зeya-Буренинского бассейна.

1 — граница распространения угленосных отложений, 2 — разрывные нарушения предпологаемые, 3 — то же, установленные, 4 — алевролиты и аргиллиты, 5 — песчаники, 6 — конгломераты, гравелиты. 7 — угли, 8 — эффузивы. Комплексы фаций: 9 — озерный, 10 — проluvially-аллювиальный, 11 — озерно-болотный и пойменно-болотный, 12 — области разрушения и сноса, 13 — направление сноса, 14 — пепловый материал.

ченность эффузивов к зонам разломов позволяет считать, что извержение их носило трещинный характер. В Сычевской впадине эффузивные образования приурочены к северо-западному борту. По-видимому, на северо-восточной границе Сычевской впадины проходит крупный разлом, по которому произошло излияние эффузивов.

В начале раннемеловой эпохи в центральных частях впадин и прогибов в обстановке предгорной равнины накапливались проluvially-аллювиальные отложения с большим количеством пирокластического материала. В прибортовых частях формировались эффузивы и осадочные породы. Часто чередование прослоев осадочных пород и эффузивов свидетельствует о прерывном характере эффузивной деятельности.

Процессы разрушения и седиментации привели к тому, что в баррем-альбское время в прогибах и впадинах возникли аллювиальные равнины, на которых накапливались континентальные угленосные



Рис. 31. Литолого-фациальная схема нижнемеловых отложений Зейя-Бурейнского бассейна. Условные обозначения см. рис. 30.

отложения (рис. 29, 31). Анализируя разрезы поярко́вской свиты по простира́нию прогибов, можно увидеть, что усредненная мощность грубозернистых песчаных пород увеличивается с юго-запада на северо-восток. В этом же направлении уменьшается содержание глинистых пород. Мощность же поярко́вской свиты увеличивается с юго-запада на северо-восток. Наряду с этим в поярко́вской свите намечается уменьшение мощности песчаников от бортовых частей прогибов к их центральным частям.

Все изложенное наводит на мысль о том, что замыкание прогибов и впадин происходило на северо-востоке, а в юго-западном направлении они уходили в пределы территории КНР. Кроме того, перечисленные факты свидетельствуют о том, что скорость воды падала с северо-востока на юго-запад по мере выхода водотоков с более возвышенных участков на равнины с широкой речной долиной. Отсюда вытекает, что направление течения основных рек было с северо-востока на юго-запад. Однако этот вывод требует уточнения. В то же время имелось множество

водотоков с водораздельных участков, окружавших прогибы и впадины с юго-востока и северо-запада.

В породах поярковской свиты Поярковско-Екатеринославского и Лермонтовско-Белогорского прогибов преобладает обломочный материал гранитного состава, а это свидетельствует о том, что областями сноса служили Амуру-Мамынский и Туранский гранитные массивы.

В Архаринской впадине в тяжелой фракции пород поярковской свиты преобладают амфиболы, ставролиты, силлиманит и рутил. В породообразующей части осадков свиты содержание обломков гранитов и их составляющих незначительное. Исходя из этого считаем, что областями сноса в раннемеловое время для Архаринской впадины служили низкоренные возвышенности Малого Хингана.

В баррем-альбское время в прогибах и впадинах на аллювиальных равнинах были благоприятные условия для накопления торфяников, поэтому поярковская свита содержит угольные пласты. Пышно развивающаяся растительность была представлена гинкговыми и хвойными лесами, произраставшими на водораздельных пространствах. Папоротниковые заросли занимали пониженные участки рельефа. Перечисленные растения послужили исходным веществом угля.

В конце альба описываемая территория испытала поднятие, которое по времени было непродолжительным, поскольку породы поярковской свиты размыты незначительно.

В начале позднемеловой эпохи осадконакопление возобновилось. Опускание земной коры и нивелирование рельефа привели к образованию озерно-болотной равнины с дряхлеющей речной системой. Водораздельное пространство, отделявшее в раннемеловое время Поярковско-Екатеринославский Лермонтовско-Белогорский прогибы, перестало существовать и на его месте начали накапливаться озерные отложения завитинской свиты (рис. 32).

В позднемеловую эпоху (завитинское время) озерно-болотная равнина иногда подтапливалась морскими водами, о чем свидетельствуют находки солоноватоводной фауны: *Trigonioides* и *Brachidontes*.

Анализируя литологический состав завитинской свиты, ее мощность и распространение органических остатков, видим, что фаунистический горизонт содержится во всех разрезах свиты, вскрытых скважинами в пределах Зея-Буреинской впадины. По-видимому, морской залив имел региональное распространение и был мелководным. По данным Г. Г. Мартинсона, крупноребристые раковины *Trigonioides* относятся к сеноману и обнаруживаются в отложениях Монголии, Китая, Средней Азии, Японии и Кореи, т. е. на территории, расположенной южнее, юго-восточнее и юго-западнее Зея-Буреинской впадины. В последние годы этот вид фауны найден в отложениях Буреинского бассейна. Исходя из этого можно предположить, что морской залив в сеноманское время мог наступать как с юга, так и с северо-востока. Окончательно этот вопрос будет решен только с получением более полного материала.

Области сноса в начале раннемеловой эпохи располагались на территории Туранского и Амуру-Мамынского гранитоидных массивов и имели низкоренный рельеф.

В сеноне на Дальнем Востоке происходит структурная перестройка. Области седиментации сократились и ранее отложившиеся осадки подверглись значительному размыву. Эти процессы характерны и для Зея-Буреинской впадины. В конце сантонского века территория последней испытала складчатость, и осадки верхней юры, нижнего



Рис. 32. Литолого-фациальная схема верхнемеловых отложений (завитинская свита). Условные обозначения см. рис. 30.

мела и завитинской свиты были собраны в складки и подверглись размыву. В маастрихте — дании на территории Зeya-Буреинской впадины осадконакопление возобновилось. На аллювиальной равнине накапливались континентальные, частично угленосные отложения цагайской свиты.

В начале позднемеловой эпохи, по-видимому, произошло изменение климата в сторону аридизации. Медленное опускание земной коры, засушливый климат, старение речной системы, медленное течение речных вод и пр. способствовали активизации химических процессов. Последние фиксируются по почти полному разложению полевых шпатов и растительности и появлению пестроцветной окраски пород.

В конце позднемеловой эпохи климат стал более умеренным и влажным, что повлекло за собой пышный расцвет растительности и накопление торфяников в период формирования осадков верхней части разреза цагайской свиты.

Континентальные образования екатеринославской, итикутской, поярковской и завитинской свит собраны в пологие крупные брахисинклинальные и брахиантиклинальные складки. Простираие складок северо-восточное, углы падения слоев на крыльях складок 5—20°. Более крутые углы падения слоев наблюдаются в пликативных структурах Белогорско-Лермонтовского и Поярковско-Екатеринославского опущенных блоков.

Иллюстрацией блокового строения Зeya-Буреинской впадины может служить геологический разрез, составленный по колонковым скважинам, пройденным по разведочной линии г. Благовещенск — г. Райчихинск (рис. 33).

Скважинами 151 и 19к установлен Благовещенский приподнятый блок, на котором почти горизонтально лежат породы завитинской и цагайской свит. Скважинами 18, 17, 16к выявлен Лермонтовский опущенный блок, в котором вскрыт полный разрез верхнего мезозоя, неогена и современные рыхлые образования. Геофизические данные показывают глубокое залегание пород фундамента. Углы падения слоев на крыльях брахискладок от 5 до 20°. Простираие складок северо-восточное. На северо-западной окраине блока проходит Зeya-Селемджинский разлом, а на юго-востоке — Тамбовский разлом.

Скв. 24к и др., не попавшие в разрез, выявили Полтавско-Тамбовское поднятие. Геофизические данные показывают здесь неглубокое залегание фундамента. На палеозойских гранитоидах лежат только отложения завитинской и цагайской свит и рыхлые отложения неогена. Залегание пород почти горизонтальное.

Скважинами 13к, 6с, 12к, 11к и другими установлен Поярковско-Екатеринославский опущенный блок, в котором лежит полный разрез верхнего мезозоя и неогена. Верхнемезозойские породы, за исключением цагайской свиты, собраны в брахискладки северо-восточного простираия с углами падения слоев 5—20°.

Скв. 10к и др. установлен Райчихинский блок, на котором почти горизонтально лежат породы завитинской и цагайской свит.

Архаринский опущенный блок изучен крайне слабо.

АМУРО-ЗЕЙСКИЙ БАССЕЙН

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О БАССЕЙНЕ

Амуро-Зейский каменноугольный бассейн расположен на левобережье верхнего течения р. Амур и в бассейне среднего течения р. Зей (см. приложение I). Бассейн вытянут в северо-восточном направлении от р. Амур до Тукурингро-Джагдинского выступа. Юго-восточная его граница проходит по северо-западной окраине Амуро-Мамынского гранитного массива, а северо-западная — по юго-восточной окраине Гонжинского поднятия. В контурах бассейна известны Толбузинское месторождение угля, расположенное на юго-западе, и Деп-Новоямпольское месторождение — на северо-востоке. На большей части территории породы угленосной толщи перекрыты рыхлыми неогеновыми и современными образованиями, и только по долинам рек наблюдаются их выходы на дневную поверхность. Наиболее полный разрез угленосной толщи обнажается по долине р. Амур от пос. Перемыкино на северо-западе до пос. Ваганово на юго-востоке и по долине р. Зей от дер. Большой Аяк на юго-востоке до устья р. Умлекан на северо-западе. В долинах рек Буринда, Ульдигича, Деп, Молчан, Ольга и др. имеются выходы пород угленосной толщи, доступные для изучения.

Автор в течение 1963—1966 гг. в Амуро-Зейском бассейне изучал верхнемезозойские континентальные отложения с целью выявления закономерностей осадко- и угленакопления. За этот период были изучены все имеющиеся в бассейне естественные обнажения, просмотрен и проанализирован литературный и фондовый материал и осмотрены отвалы старых горных выработок, пройденных Н. А. Брумелем и Е. Е. Краснянской на Толбузинском и Деспском месторождениях. Этот материал с данными Э. Э. Анерта (1912), Л. А. Бацевича (1884), Г. Е. Быкова (1936), Д. И. Иванова (1899), А. К. Матвеева (1955, 1958), В. Д. Принада (1936), Ф. Б. Шмидта (1860, 1868) и П. К. Яворского (1898) использован при написании этого раздела

СТРАТИГРАФИЯ УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Согласно стратиграфической схеме, принятой в 1965 г. в г. Владивостоке на межведомственном совещании, верхнемезозойские угленосные отложения Толбузинского района подразделяются на свиты (снизу вверх): толбузинскую и молчанскую, а в Зей-Деспском районе — на депскую, молчанскую и свиту песчаников, конгломератов и алевролитов (верхнемолчанская свита, по Е. Е. Краснянской).

Угленосные отложения лежат на юрских прибрежно-морских образованиях (аякская и осежинская свиты). Взаимоотношение между ними устанавливается по естественным обнажениям рек Амур, Зей и Десп. В обнажениях видно, что депская свита лежит с разрывом, но без углового несогласия на породах аякской свиты, а породы толбузинской свиты подстилаются мощными конгломератами, которые лежат с разрывом, но без углового несогласия на породах осежинской свиты.

При литолого-фациальном изучении угленосных отложений был составлен литолого-структурный разрез по береговым обнажениям Амура от пос. Перемыкино на северо-западе до пос. Ольгино на юго-востоке (рис. 34). Необходимо отметить, что на указанной территории вдоль

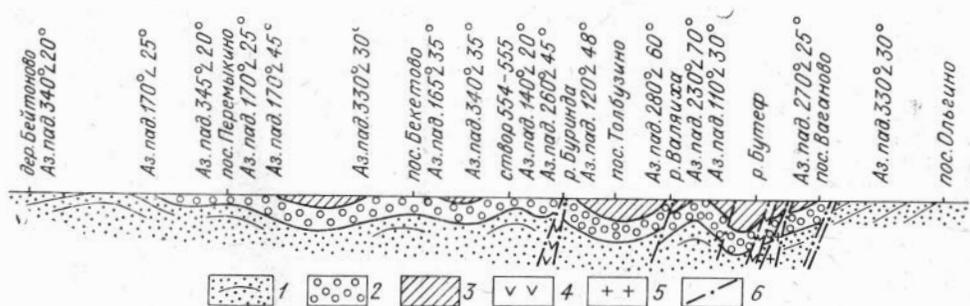


Рис. 34. Схематический геологический разрез по береговым обнажениям р. Амура. 1 — осежинская свита, 2 — конгломератный горизонт, 3 — толбузинская свита, 4 — дайки порфири-тов, 5 — гранитоиды, 6 — разрывные нарушения.

левого и правого берегов Амура имеются почти непрерывные обнажения. В них отчетливо видно, что в угленосной толще имеется два литологически разных комплекса или горизонта. Нижний сложен конгломератами с прослоями песчаников, в которых заключены прослои алевролитов

и каменных углей, верхний — песчаниками, алевролитами, аргиллитами и каменными углями. Конгломераты имеют подчиненное значение. Такое напластование можно наблюдать в Перемыкинском кривуне и Толбузинской сопке, расположенной между пос. Толбузино и устьем р. Ульдигичи. В первой точке конгломераты лежат с размывом, но без углового несогласия на породах осежинской свиты. Описанные горизонты резко отличаются друг от друга и легко опознаются в естественных обнажениях. Состав конгломератов на всей изученной площади практически не изменяется.

В 1932 г. П. Ф. Попов конгломераты с песчаниками в Перемыкинском кривуне выделил в отдельную свиту, назвав ее перемыкинской. Казалось бы, это название должно быть оставлено за этой частью разреза. При проведении геологических работ в 1963 г. А. П. Сорокин пришел к выводу, что в Перемыкинском кривуне нет конгломератов перемыкинской свиты и что весь разрез Перемыкинского кривуна сложен породами толбузинской и молчанской свит. Что касается конгломератов перемыкинской свиты, то они распространены только на других площадях, в частности в районе пос. Бекетово. По нашему мнению, допущена существенная ошибка. Название свит должно сохраняться за теми разрезами, которые являются опорными и впервые названными. Что касается вновь выделенных разрезов в новые свиты, то название им необходимо дать новое, а не использовать старые, иначе вносится путаница в стратиграфию. Несмотря на это, стратиграфическое совещание 1965 г. приняло схему, предложенную А. П. Сорокиным. По этой схеме конгломераты Перемыкинского кривуна, мощность которых определяется в 900 м, включены в толбузинскую свиту без увеличения ее мощности, а бекетовским конгломератам присвоено название перемыкинской свиты.

Ниже на фактическом материале рассмотрим правомерность такого расчленения.

На разрезе (рис. 34) видно, что в ядре антиклинальной складки у пос. Перемыкино выходят конгломераты, которые явились основой для первоначального выделения П. Ф. Поповым перемыкинской свиты. Северо-западное крыло антиклинали имеет азимут падения 345° , а угол 20° . Юго-восточное крыло имеет азимут падения 170° , а угол $45-50^\circ$. Этот же азимут падения и угол падения сохраняются в породах Перемыкинского кривуна р. Амур. Невдалеке от устья р. Бургали возле пос. Бекетово изменяется угол и азимут падения. Здесь азимут падения 330° , а угол падения 30° . В ядре синклиальной складки залегают разнотекстурированные песчаники с редкими прослоями алевролитов и аргиллитов и тонкими прослоями каменного угля. Эти породы явно аллювиально-озерного происхождения и по своему литологическому составу аналогичны таковым толбузинской свиты пос. Толбузино.

В промежутке между р. Бургали и пос. Бекетово азимут падения пород не изменяется. Ниже пос. Бекетово вблизи кл. Широкая Падь азимут падения изменяется на 165° , а угол падения 65° . В ядре этой антиклинали выходят крупно- и среднегалечные конгломераты, аналогичные конгломератам Перемыкинской антиклинали.

В распаде кл. Широкая Падь нет выходов пород, но на правом берегу Амура обнажаются песчаники, алевролиты и пласты каменного угля толбузинской свиты. Вблизи створа 555 азимут падения слоев изменяется на 340° , а угол падения на 35° . В ядре синклиальной складки залегают породы толбузинской свиты. Ниже створа 555 вплоть до устья р. Буринды выходят конгломераты, аналогичные перемыкинским и бекетовским. Ниже створа 555 азимут падения слоев 140° , а угол падения

20°. В устье р. Буринды азимут падения слоев пород снова меняется на 260°, а угол падения 45°. На левом берегу р. Ульдигичи при впадении ее в р. Буринду азимут падения изменяется на 120°, а угол падения на 48°. Таким образом, от левого борта долины кл. Широкая Падь на северо-западе до левого борта р. Ульдигичи на юго-востоке наблюдается антиклинальная структура, усложненная небольшой синклинальной складкой. В ядре этой антиклинальной структуры залегают конгломераты, аналогичные конгломератам Перемыкинского кривуна.

Изменение азимута падения слоев пород наблюдается ниже пос. Толбузино в обнажениях р. Валяихи. Здесь азимут падения 250°, а угол падения 70—60°. От р. Ульдигичи до р. Валяихи располагается крупная толбузинская синклинальная складка, выполненная угленосными отложениями толбузинской свиты.

Конгломераты обнажаются в ядре антиклинальной складки, установленной между реками Валяиха и Бутеф. Северо-западное крыло складки имеет азимут падения слоев 230—280°, а угол падения 60—70°, юго-восточное — азимут падения 110°, а угол падения 30°.

От р. Бутеф до пос. Ваганово установлена крупная синклинальная складка, разбитая разрывными нарушениями и выполненная породами голбузинской свиты. Ниже пос. Ваганово выходят на поверхность конгломераты, соприкасающиеся с подстилающими породами по тектоническому контакту.

Из приведенного описания разреза видно, что конгломераты залегают в ядрах антиклинальных, а отложения толбузинской свиты — в ядрах синклинальных складок. Мощность конгломератов 600—900 м. Конгломераты имеют региональное распространение (рис. 34), причем конгломераты Перемыкинского кривуна и окрестностей пос. Бекетово идентичны, поэтому они должны быть выделены в самостоятельную свиту. Поскольку название «перемыкинская свита» уже использовано, назовем конгломераты, подстилающие толбузинскую свиту, конгломератовым горизонтом. Из отложений конгломератового горизонта флора была собрана Е. Е. Краснянской у пос. Перемыкино в Перемыкинском кривуне, по левому берегу Амура. Здесь в конгломератах, по определению М. М. Кошман, встречены: *Pityophyllum nordenskioldii* Nath., *P. angustifolium* Nath, *Phoenicopsis* sp., *P. angustifolia* Heer. В средней песчаниковой части определены: *Nilssonia* sp., *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer.) Nath., *Nilssonia* cf. *Schmidtii* (Heer.) Sew., *Cladophlebis denticulata* (Brongn.) Font. В этой же части разреза Ю. И. Логиновым найдены *Desmiophyllum* sp., *Nilssonia* sp., *N. schauburgensis* (Dunk.) Nath., *Cladophlebis* sp. ex. gr. *haiburnensis* (L. et. H.) Brongn., *Sphenopteris* sp.

По мнению М. М. Кошман, по флоре из конгломератового горизонта невозможно однозначно определить его возраст. В настоящее время можно лишь заключить, что возраст конгломератов может определяться в интервале верхняя юра — нижний мел. Возраст пород толбузинской свиты по флоре определяется в этом же интервале. Если это так, то наиболее правильным будет определять местоположение конгломератового горизонта по напластованию пород. Согласно описанному разрезу (рис. 34), верхнемезозойские угленосные отложения Толбузинского района должны подразделяться на ряд стратиграфических единиц, описанных ниже.

Конгломератовый горизонт. Выходы его на поверхность наблюдаются в районе поселков Перемыкино, Бекетово и Ваганово, а также в устьях Буринды и Валяихи. Горизонт сложен крупно- и среднегалечными конгломератами с прослоями разнозернистых песчаников, алевролитов и каменных углей. Залегает он с разрывом, но без углового несогла-

сия на породах осежинской свиты. Мощность его 600—900 м. Для горизонта в целом характерны крупногалечные и крупнозернистые обломки, плохая сортировка терригенного материала и наличие пирокластического материала в самых верхних его частях.

Толбузинская свита. Выходы ее на поверхность наблюдаются в районе пос. Толбузино, в нижнем течении рек Бутеф, Буринда и Ульдигича и в Перемыкинском кривуне р. Амур — вблизи пос. Перемыкино. Сложена она разнозернистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами и каменными углями. Конгломераты и гравелиты характерны только для нижней и средней частей разреза свиты. Породы свиты лежат с размывом, но без углового несогласия на отложениях конгломератового горизонта. Мощность свиты оценивается в 1200 м.

Для пород толбузинской свиты характерны полимиктовый состав, новышенная сортировка обломков по сравнению с породами конгломератового горизонта и большое количество растительных остатков и пирокластического материала.

Из пород толбузинской свиты А. П. Сорокиным были собраны растительные остатки. Из нижней части разреза свиты М. М. Кошман определены следующие формы: *Coniopteris maakiana* (Heer.) Pryn., *C. saportana* (Heer.) Vachr., *C. prisca* Heer., *Cladophlebis whitbyensis* Brongn., *C. argutula* (Heer.) Font., *Raphaelia* cf. *stricta* Vachr., *Podozamites lanceolatus* (L. et H.) Braun, *Ginkgo digitata* (Ung.) Heer., *Clossazamites burejensis* Pryn., *Ixostrobus heeri* Pryn., *Leptostrobus laxiflora* Heer. Из верхней части свиты: *Coniopteris saportana* Heer., *C. hymenophylloides* Brongn., *C. conlinna* Heer., *Cladophlebis haiburnensis* (L. et H.) Brongn., *C. denticulata* (Brongn.) Font., *S. whitbyensis* Brongn., *Raphaelia diamensis* Sew., *Podozamites lanceolatus* (L. et H.) Braun., *P. eichwaldii* Heer., *Phoenicopsis speciose* Heer., *P. angustifolia* Heer., *Nilssoniaschmidtii* (Heer.) Sew., *Ginkgo* sp.

Автором из верхней части толбузинской свиты собрана коллекция флоры, которая изучалась М. М. Кошман. К списку флоры А. П. Сорокина из наших сборов можно добавить следующие формы: *Cladophlebis* cf. *sangarensis* Vachr., *C.* cf. *williamsonii* Brongn., *C. aff. aldanensis* Vachr., *Coniopteris bureiensis* (Zal.) Sew., *Nilssoniascutiloba* Heer., *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer.) Nath.

По заключению палеонтологического кабинета Дальневосточного геологического управления, «...перечисленные формы в большинстве своем являются характерными для юрских и нижнемеловых отложений Сибири и Дальнего Востока. Однако в определенных комплексах наряду с присутствием типично юрских форм *Cladophlebis aldanensis* Vachr. отмечаются многочисленные отпечатки папоротника типа *Coniopteris saportana* (Heer.) Vachr., известных из нижнемеловых отложений... Пока возраст отложений, охарактеризованных вышеуказанной флорой, следует считать в диапазоне верхняя юра — нижний мел».

Верхнетолбузинская свита имеет небольшое площадное распространение. Породы залегают с небольшим размывом, но без углового несогласия на толбузинской свите. Мощность свиты около 800 м.

Сложена она разнозернистыми песчаниками, конгломератами, гравелитами, алевролитами, аргиллитами и каменными углями. Основными признаками отложений свиты служат светло-серая окраска и сильная известковость пород.

На размытой поверхности пород верхнетолбузинской свиты лежат отложения перемыкинской и талданской свит и другие эффузивные

и терригенные образования позднемеловой эпохи (см. табл. 12), которые перекрыты неогеновыми и современными рыхлыми образованиями.

В Депском районе Амура-Зейского бассейна угленосные отложения, согласно стратиграфической схеме, подразделяются на следующие свиты (снизу вверх).

Депская свита. Отложения свиты выходят на дневную поверхность в береговых обнажениях нижнего и верхнего течения р. Деп и в бассейне среднего течения р. Зеи. Кроме того, Е. Е. Краснянской они были вскрыты горными выработками и колонковыми скважинами при геологических работах. Свита сложена разнозернистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, туфами и каменными углями. Конгломераты и гравелиты встречаются только в базальных частях свиты. Для всех пород характерны полимиктовый состав, слабая сортировка и окатанность, наличие большого количества пирокластического материала и растительных остатков.

Мощность свиты оценивается в 1000 м.

Молчанская свита. Базальные слои свиты выходят на дневную поверхность в обнажениях правого берега р. Зеи, между дер. Новоямполь и пос. Поляковским. В этом же обнажении наблюдаются и средние слои свиты. Верхняя часть разреза свиты обнажается по берегам р. Зеи между поселками Инжан и Юбилейный. Мощность свиты около 1000 м. Сложена она разнозернистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами и каменными углями. Конгломераты и гравелиты присутствуют только в нижней части разреза свиты.

Отложения молчанской свиты лежат с разрывом, но без углового несогласия на породах депской свиты. Для всех пород молчанской свиты характерны аркозовый и полимиктовый состав, слабая сортировка и окатанность обломков, а также присутствие пирокластического материала.

Конгломераты, песчаники, алевролиты (по Е. Е. Краснянской — верхнемолчанская свита). Породы свиты имеют ограниченное распространение в пределах описываемой территории. На поверхность они выходят по берегам р. Зеи между поселками Инжан и Юбилейный и между последним и р. Умлекан. Наиболее полно разрез свиты изучен Е. Е. Краснянской в бассейне р. Молчан, правого притока р. Деп, по керну колонковых скважин.

Породы свиты лежат с разрывом, но без углового несогласия на отложениях молчанской свиты. Мощность свиты оценивается в 1000 м. Сложена она разнозернистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами и каменными углями. Конгломераты и гравелиты характерны для самых низов свиты. Всем породам свиты свойствен полимиктовый и аркозовый состав и незначительное количество растительных остатков. По мнению литолога Н. Е. Сластеновой, изучавшей коллекции Е. Е. Краснянской, в породах верхнемолчанской свиты повышено содержание пеплового материала.

Угленосные отложения Депского района Амура-Зейского бассейна прорваны интрузивными породами и перекрыты позднемеловыми эффузивами и рыхлыми неогеновыми и современными образованиями.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД УГЛЕНОСНОЙ ТОЛЩИ

В угленосных отложениях Амура-Зейского бассейна выделяются терригенные, глинистые и органогенные породы. В связи с тем, что угленосные отложения изучены крайне слабо, невозможно описать литоло-

гию бассейна в целом. В нашем распоряжении имеются материалы только по Толбузинскому и Депскому районам, по которым и приведем характеристику пород угленосной толщи.

Депский район

Терригенные породы. В Депском районе к этой группе пород относятся конгломераты, гравелиты, песчаники, туфогенные алевролиты и песчаники и туффиты.

Конгломераты и гравелиты в депской свите имеют незначительное распространение. Они встречаются в основном в базальных слоях. Конгломераты по размеру обломочного материала относятся к средне- и мелкогалечным. Степень окатанности обломков плохая. Обычно это угловатые и слабоокатанные обломки размером 3—10 см в поперечнике. В составе обломков встречаются кварциты, кварцитоподобные песчаники, гранитоиды, порфириты, пегматиты, филлиты и аргиллиты. В гравелитах, кроме указанных пород, встречаются обломки кристаллов кварца и полевого шпата. Цементом конгломератов и гравелитов служат разнозернистый песчаник и кремнисто-глинистая пелитовая масса.

Слоистость в конгломератах и гравелитах чаще всего отсутствует. Изредка в гравелитах можно наблюдать косую однонаправленную слоистость за счет ориентированного расположения границ. Растительные остатки в конгломератах и гравелитах встречаются часто. Они представлены крупными обломками, которые большей частью минерализованы и расположены беспорядочно. Конгломераты содержат хорошо окатанную гальку каменного угля.

В молчанской и верхнемолчанской свитах конгломераты и гравелиты встречаются только в базальных слоях. Конгломераты сложены полуокатанной галькой размером 2—10 см в поперечнике. Сортировка обломочного материала плохая. Конгломераты по составу отличаются от депской свиты. Обломочный материал представлен кварцитом, кремнистыми сланцами, песчаниками, гранитом и углем. По составу обломочного материала гравелиты сходны с конгломератами. Цементом служат мелко- и среднезернистый песчаник полимиктового состава и глинисто-кремнистая пелитовая масса.

Конгломераты и гравелиты неслоистые. Растительные остатки встречаются редко. Обычно это крупные обрывки стволов и стеблей деревьев. Растительные остатки углефицированы.

По своим генетическим признакам конгломераты и гравелиты относятся к отложениям пролювиально-аллювиального комплекса фаций.

Песчаники. Подавляющая часть разреза депской свиты на изученных площадях состоит из песчаников. Они распространены более или менее равномерно по всему разрезу и составляют 60—72% мощности всех пород свиты.

Песчаники подразделяются на мелко-, средне- и крупнозернистые. Окатанность песчаных зерен разнообразная — от неокатанных до хорошо окатанных, но преобладают слабоокатанные. В средне- и крупнозернистых песчаниках довольно часто встречаются гравийные и галечные включения. По цвету песчаники бывают от светло-серых до темно-серых и бурых.

По составу большинство песчаников нижней части свиты полимиктовые, они состоят из обломков пород и минералов. Обломки пород представлены кварцами, пегматитоидными породами, кварцитоподобными

песчаниками, гранитоидами, порфиритами и аргиллитами, минеральные обломки — кварцем, полевыми шпатами, слюдой и хлоритом. Кварц имеет волнистое погасание, а полевые шпаты — мутные, измененные. Из аксессуарных минералов присутствуют циркон, бесцветные гранаты, роговая обманка и рудные минералы. Процентное содержание последних довольно большое, а в некоторых образцах они почти полностью составляют тяжелую фракцию.

Некоторая часть песчаников, преимущественно мелко- и среднезернистые, имеет аркозовый состав. В этих песчаниках увеличивается количество обломочных зерен кварца за счет уменьшения содержания обломков других минералов.

В средне- и мелкозернистых песчаниках снизу вверх по разрезу растет количество обломков порфиритов и туфогенного материала. В средней части разреза депской свиты появляются обломки вулканического стекла.

В целом для песчаников этой части разреза характерно преобладание полевых шпатов над кварцем. Песчаники верхней части разреза депской свиты по петрографическому составу полимиктовые, аркозовые и кварцево-полевошпатовые, по размеру обломочных зерен — от мелко- до крупнозернистых.

В полимиктовых песчаниках около 30% кварца, 25—30% полевого шпата и 50—55% обломков пород. В последних преобладают порфириты и туфы. Цемент имеет темно-серую окраску и плохо различимый состав, по-видимому, он состоит из продуктов разрушения порфиритов.

Кварц-полевошпатовые песчаники характеризуются резким преобладанием обломков полевых шпатов над кварцем.

В аркозовых песчаниках возрастает содержание кварца за счет уменьшения количества обломков пород. Процентное содержание полевых шпатов по сравнению с полимиктовыми песчаниками остается прежним.

Большинство образцов песчаников верхней части свиты содержит вулканический материал — обломки вулканического стекла и пепла. Вулканогенный материал наблюдается в цементирующей массе и в виде обломков среди терригенных зерен.

В тяжелой фракции песчаников верхней части депской свиты состав аксессуарных минералов по сравнению с нижней частью не меняется.

Слоистость песчаников депской свиты довольно разнообразна: косяя однонаправленная, косоволнистая, горизонтальноволнистая и диагональная. Большинство песчаников неслоистые. Слоистость обусловлена намывом тонких прослоев растительного детрита или различным гранулометрическим составом. В крупнозернистых песчаниках с гравием и галькой можно наблюдать слоистость по ориентированному расположению последних.

Растительные остатки в песчаниках присутствуют в виде детрита и мелких углефицированных обрывков. В мелкозернистых песчаниках встречаются растительные остатки хорошей сохранности.

Песчаники залегают в виде пластов и пластообразных залежей. Для слоев крупно- и среднезернистых песчаников характерен нижний контакт с размывом и резкий. Верхний контакт, как правило, постепен-

ный или резкий. Боковые контакты не наблюдались. Мелкозернистые песчаники имеют нижний контакт резкий или постепенный.

В молчанской и верхнемолчанской свитах песчаники слагают также большую часть разреза. По структуре они подразделяются на мелко-, средне- и крупнозернистые. Последние преобладают в нижней части разреза свит. По петрографическому составу песчаники подразделяются на полимиктовые, кварц-полевошпатовые и аркозовые.

Для всех песчаников нижнего мела характерна слабая сортировка и окатанность обломочных зерен.

Наиболее распространены среди песчаников нижнего мела полимиктовые разновидности. Они содержат до 30% кварца, 15% полевого шпата, 6—10% слюды, 45% обломков пород. Последние представлены кремнистыми породами, гранитоидами, порфиритами и алевролитами. Полевые шпаты и кремнистые породы серицитизированы. Обломки порфиритов слабо хлоритизированы. Цемент в песчаниках пелитовый и карбонатно-глинистый.

Аркозовые песчаники содержат кварца 55—65%, калишпатов 15—20%, плагиоклазов 15—18%, биотита 2%, обломков пород 3—5%. Цемент в песчаниках по составу глинисто-кремнистый, иногда участками кальцитовый. Карбонатный цемент вторичного происхождения, поскольку кальцитом замещается не только первичный цемент, но и зерна плагиоклазов.

Кварц-полевошпатовые песчаники по составу близки к аркозовым. Отличительными признаками служат повышенное содержание полевых шпатов и отсутствие породных обломков. Из акцессорных минералов в песчаниках молчанской свиты установлены: циркон — 10—35%, бесцветный гранат — 8—17%, эпидот — 2—60%, рудные минералы — 20—55%, апатит — 0—6% и роговая обманка — единичные зерна.

Основная масса песчаников не имеет слоистости. В некоторых разностях видна косая однонаправленная, косоволнистая и горизонтальная слоистость. Слоистость образуется за счет намыва тонких прослоев растительного детрита. Растительные остатки хорошей и средней сохранности встречаются только в мелкозернистых песчаниках нижней части разреза нижнего мела. В верхней части разреза — детрит и обрывки плохой сохранности.

По генетическим признакам песчаники подразделяются на отложения пролювиально-аллювиального, пойменно-болотного, озерно-болотного и озерного комплексов фаций.

Алевролиты в депской свите составляют 5—25% разреза. Они окрашены в темно-серые, вплоть до черных, тона. Интенсивность окраски зависит от количества разложившейся органики. Алевролиты распространены более или менее равномерно по всему разрезу свиты, но большее их количество сосредоточено в верхней его части. Они залегают в песчаниках в виде прослоев небольшой мощности.

Алевролитам, как и песчаникам, свойственна неравномернозернистая структура, они подразделяются на мелко-, средне- и крупнозернистые.

По петрографическому составу описываемые породы не отличаются от песчаников. В них присутствуют те же обломки пород и минералов.

Цементом служит глинисто-кремнистая и органогенно-глинисто-кремнистая пелитовая масса. Под микроскопом алевролиты представля-

ют собой кремнисто-глинистую комковатую массу, пропитанную бурым разложившимся органическим веществом, с алевритовыми зернами кварца и полевого шпата.

Состав аксессуарных минералов в алевролитах сходен с таковым песчаников.

Большинство алевролитов неслоистые и имеют комковатую структуру. В некоторых алевролитах наблюдается горизонтальная слоистость, обусловленная намывом тонких прослоев растительного детрита. В крупных алевролитах можно видеть мелкую косую однонаправленную слоистость.

Алевролиты содержат большое количество растительных остатков. Сохранность последних от хорошей до детрита. Расположены обычно по наслоению. В алевролитах, залегающих в почве пластов угля, иногда встречаются корневые остатки, расположенные перпендикулярно наслоению.

В верхней части депской свиты на правом берегу р. Деп (район бывшего Покровского рудника) в алевролитах можно встретить минерализованные пни деревьев. Они расположены перпендикулярно наслоению. Высота пней достигает 1,2 м, диаметр 1 м. Видны годовые кольца, обломки сучков и развитая корневая система. Пни располагаются друг от друга на расстоянии 8 м. Аналогичный минерализованный пень дерева известен в верхней части депской свиты на правом берегу р. Зеи, между дер. Новоямполь и пос. Поляковским.

В отложениях молчанской и верхнемолчанской свит алевролиты имеют небольшое распространение и залегают среди песчаников в виде пластов незначительной мощности. По структуре и петрографическому составу они сходны с алевролитами депской свиты.

По генетическим признакам алевролиты относятся к отложениям озерно-болотного, пойменно-болотного и озерного комплексов фаций.

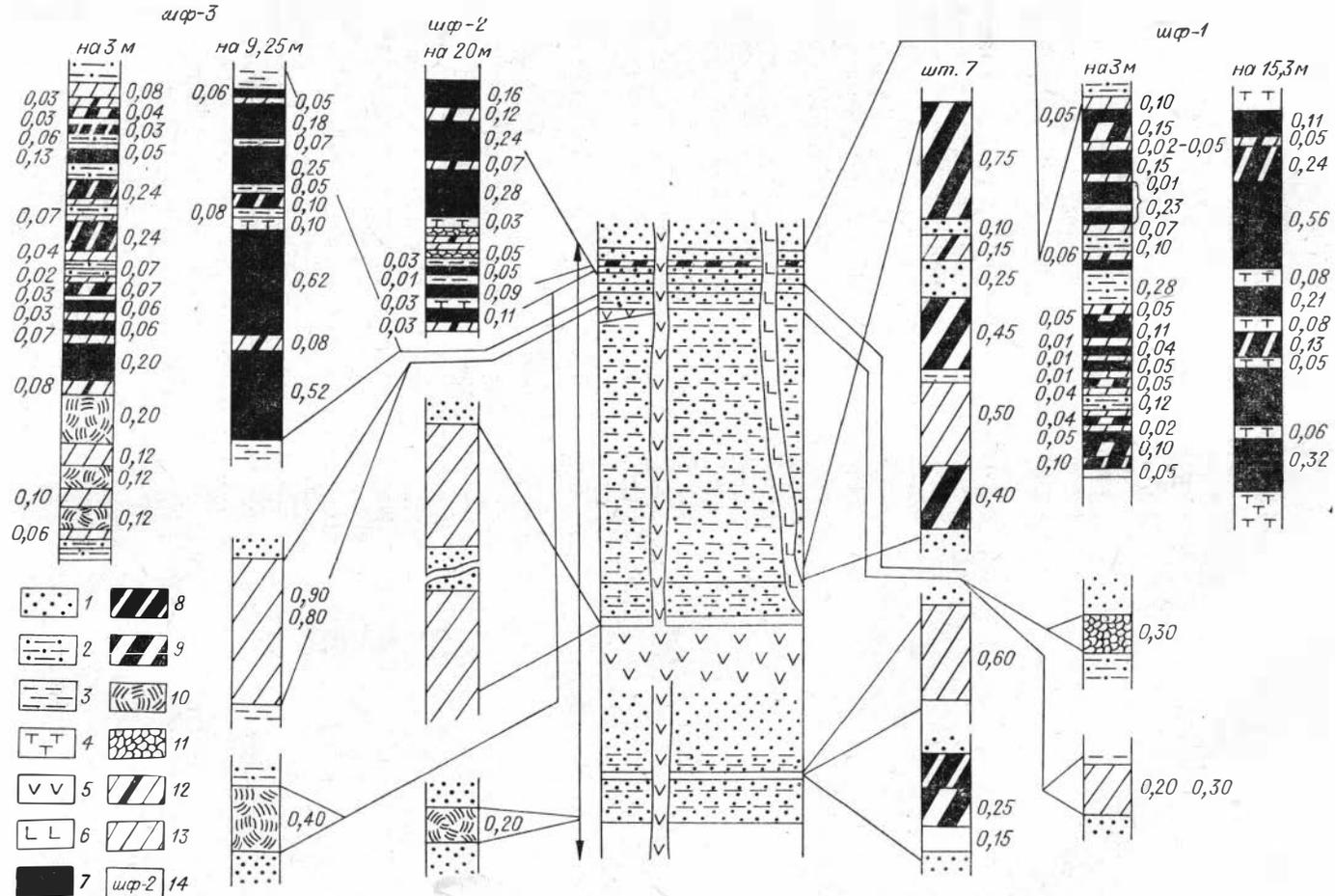
Туфогенные породы, туффиты и туфы. Описание этих пород основано на данных Н. Е. Сластеновой и наших небольших по объему наблюдениях.

Большинство пород депской свиты содержит пирокластический материал в виде обломков туфов, вулканического стекла и пепловых частиц. Пирокластика присутствует как в обломочной, так и цементирующей части пород, а в верхней части свиты образует слои туффитов и туфогенных пород. Чаще наблюдаются пелитовые и алевритовые разности, представляющие собой беловатые и желтоватые выветрелые или слабоцементированные породы с небольшим удельным весом.

Туффиты и туфогенные разности чаще всего приурочены к пластам угля, слагая среди последних тонкие, до 15 см, прослои. Туффиты содержат около 30% обломочного материала, который представлен угловатыми обломками кварца, полевого шпата и порфирита. Основная часть породы — зеленоватого цвета связующая масса из пепловых частиц, криптокристаллического кварца, чешуек хлорита и серицита. Пепловые частицы всегда хлоритизированы, с неясными контурами. Очень часто в туффитах встречаются растительные остатки.

В молчанской и верхнемолчанской свитах туфогенные породы и туффиты встречаются по всему разрезу в виде маломощных прослоев. Туффиты и туфы состоят из связующей массы темно-бурого цвета, в которую помещены обломки плагиоклазов, чаще всего альбитизированные или серицитизированные.

Глинистые породы. К глинистым породам угленосной толщи Депского района относятся аргиллиты. В разрезе они имеют незначительное распространение. Обычно это тонкие прослои, приуроченные к почве



и кровле угольных пластов. Наибольшее количество аргиллитов встречается в верхней части разреза каждой свиты. Глинистые породы не изучались.

Органогенные породы. Угли депской свиты изучались по обнажениям р. Зеи от дер. Аяк на юго-востоке до пос. Юбилейного на северо-западе и по обнажениям долины р. Деп от среднего течения (пос. Рычково) до впадения ее в р. Зею.

По данным Е. Е. Краснянской, в депской свите насчитывается свыше 80 пластов и прослоев каменного угля мощностью от нескольких сантиметров до 3 м. Это данные поисково-разведочных работ, они не вызывают сомнения. В обнажениях р. Деп, в районе кл. Угольного, где породы депской свиты обнажены довольно хорошо, и в обнажении правого берега р. Зеи у дер. Новоямполь пластов угля меньше. Здесь насчитывается только 50 пластов и прослоев.

Пласты угля депской свиты обладают сложным строением и представляют собой тонкое чередование прослоев угля и углистых пород (рис. 35). Несмотря на значительное количество пластов угля рабочей мощности, промышленное значение на изученных участках имеют только 2—6 пластов, поскольку свыше 50% мощности угольного пласта составляют породные прослои. Больше всего пластов угля промышленного значения Е. Е. Краснянской установлено в пределах Южнопокровского и Западнопокровского участков.

Угольные пласты в разрезе депской свиты расположены более или менее равномерно, но максимальная угленосность приурочена к верхней части свиты (рис. 36).

Петрографический состав углей свиты более полно изучен при поисковоразведочных работах Е. Е. Краснянской. По ее данным, пласты депской свиты сложены различными типами угля, которые отличаются друг от друга только степенью блеска. Выделяются полублестящие, полуматовые и матовые типы углей. Блестящие разновидности встречаются только в самых верхних пластах угля.

Полублестящие угли имеют жирный, а иногда смолистый блеск. Они обладают значительной хрупкостью. Основная масса угля представлена клареном. В тех случаях, когда кларен не слагает всей основной массы, остальная часть ее представлена гелифицированными остатками. В полублестящем типе углей споры и пыльца присутствуют, иногда в большом количестве. Наблюдаются зерна смолы продолговатой вытянутой формы. Минеральных примесей немного, это тонкодисперсный глинистый материал.

Полуматовые угли отличаются от полублестящих меньшей степенью блеска. Они обычно неоднородные. Текстура чаще массивная, реже слоистая. Излом неровный. Уголь вязкий и уступает по хрупкости полублестящему. Полуматовые угли средnezольные. Основная масса представлена чаще всего листовенно-стеблевыми кларенами.

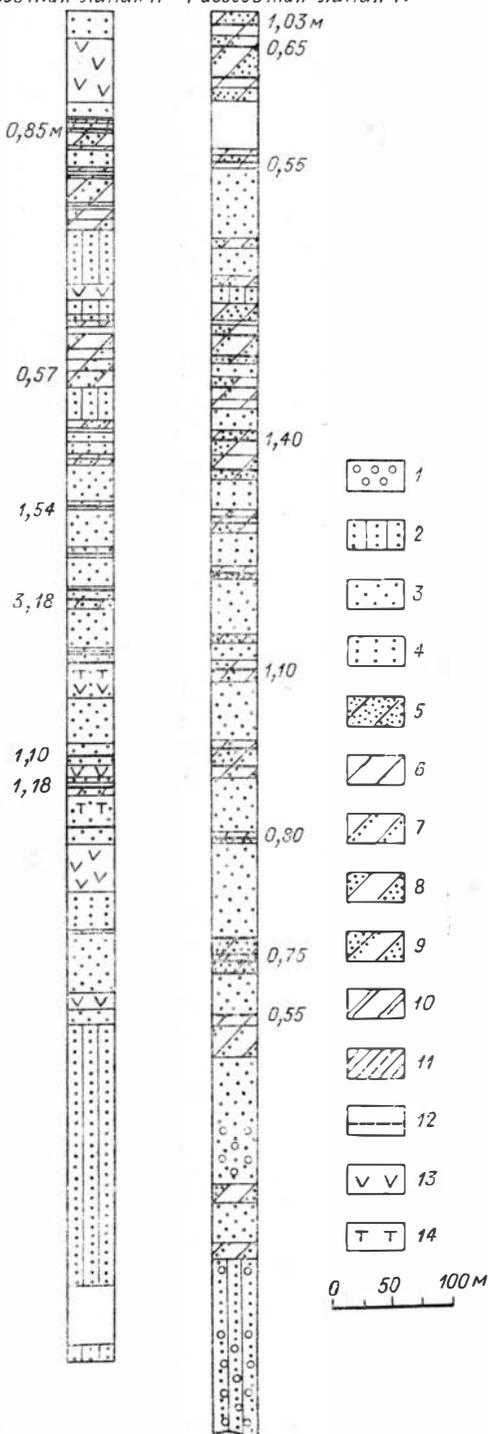
Гелифицированных растительных остатков в этом типе углей больше, чем в полублестящем. Чаще встречается смола. Количество мине-

Рис. 35. Разрез депской свиты и строение угольных пластов. Западнопокровский участок (по Е. Е. Краснянской).

1 — песчаник, 2 — алевролиты, 3 — аргиллиты, 4 — туффиты и туфы, 5 — порфириты, 6 — андезиты. Угли: 7 — полублестящий, 8 — полуматовый, 9 — матовый, 10 — перемятый, 11 — сажа угля, 12 — углистый аргиллит, 13 — углистый алевролит, 14 — шурфы.

Западнопокровский
участок
Разведочная линия II

Южнопокровский
участок
Разведочная линия IV



ральных примесей значительное, это тонкозернистое глинистое вещество, рассеянное в основной массе угля.

Матовые угли отличаются значительной загрязненностью основной массы минеральными примесями, повышенной вязкостью, излом их неровный, отдельность плитчатая. Основная масса неоднородная и представлена загрязненным листовенно-стеблевым клареном. Гелифицированных растительных остатков до 50%. Основа угля загрязнена тонкодисперсным глинистым материалом. Матовые угли относятся к группе зольных.

Химический состав углей депской свиты, по данным Е. Е. Краснянской, приведен в табл. 16.

При литолого-фациальном изучении разреза депской свиты, обнажающегося на правом берегу р. Зеи у дер. Новоямполь, были отобраны образцы углей из верхней части свиты. Петрографическое и химическое изучение углей производилось в лабораториях треста «Кузбассуглегеология».

Пласт 3, считая от основания разреза, по данным С. С. Авдеева, характеризуется следующими показате-

Рис. 36. Литологический разрез депской свиты по Е. Е. Краснянской.

1 — конгломераты и гравелиты, 2 — крупнозернистые песчаники, 3 — мелкозернистые песчаники, 4 — алевролитовые песчаники, 5 — алевролиты. Чередование: 7 — алевролитов и песчаников мелкозернистых, 8 — алевролитов и алевролитовых песчаников, 9 — алевролитовых и мелкозернистых песчаников, 10 — алевролитов и аргиллитов, 11 — аргиллиты, 12 — угольные пласты, 13 — эффузивы, 14 — туфы и туффиты.

Химический состав углей депской свиты

W^a	W^c	A^c	V^r	$S_{\text{общ}}^r$	Q_6^r	C^r	H^r	N^r
1,37— —7,9	0,63— —10,1	10,98— —51,55	9,95— —46,79	0,15— —1,02	6668— —86,25	77,78— —84,62	3,64— —5,86	1,31— —1,82

лями*: уголь блестящий однородный, довольно хрупкий, со ступенчатым изломом и глазковой отдельностью. По микроструктуре представлен чистым витритом с серией мелких полых эндотрещин, ориентированных преимущественно перпендикулярно слоистости. Некоторые трещины выполнены карбонатами. Мощность пласта 20—40 см.

Пласт 9. Мощность 40 см. Блестящий однородный уголь, весьма хрупкий, с наличием большого числа глазковой отдельности. В аншлифе выглядит чистым витритом, разбитым системой полых эндотрещин, с редкими вкраплениями зерен пирита, кварца и карбонатов.

Пласт 29. Мощность 45—50 см. Блестящий однородный уголь плотного строения, крепкий, зернистый, излом неровный. В аншлифе выглядит споровым клареном с прослоями зольного кларена мощностью до 1,2 мм. Форменные элементы имеют послойное распространение и представлены небольшим количеством оболочек микроспор и кутикулой. Встречаются небольшие линзочки фюзенита и округлые смоляные тела. Минеральная часть угля состоит из мелких зерен пирита размером 0,001—0,01 мм и некоторого количества зерен кварца и полевых шпатов.

Пласт 31. Мощность 45—50 см. Блестящий однородный уголь, довольно хрупкий, излом ступенчатый.

В аншлифе выглядит чистым витритом, разбитым серией полых эндотрещин. Встречаются изредка зерна пирита и кварца размером 0,01—0,1 мм.

Петрографический состав описанных углей показан в табл. 17. Результаты химического анализа проб углей приведены в табл. 18. Проба угля пласта 29 была подвергнута флотационному анализу. Вес пробы на флотационный анализ 244 г. Получено концентрата 220 г, что составляет 90,2%. Вес хвоста 15 г. Анализ концентрата дал следующие

Таблица 17

Петрографический состав углей депской свиты (разрез на правом берегу р. Зей у дер. Новоямполь)

пласт угля	Рядовой уголь									В пересчете на чистый уголь			
	группа витринита	группа семивитринита	группа лейптинита	группа фюзенита	глина	карбонаты	кварц	пирит	полевые шпаты	группа витринита	группа семивитринита	группа лейптинита	группа фюзенита
3	95	Доли	3	1	—	1	—	—	—	95	Доли	3	2
9	96	1	1	Доли	—	1	1	Доли	—	96	—	3	1
29	83	4	3	1	—	—	4	5	Доли	96	4	3	1
31	96	—	1	—	—	Доли	1	2	—	99	—	1	—

* Для изучения угля отбирались образцы с почвы, средней части и кровли пласта с таким расчетом, чтобы они были представительны для данного пласта угля.

Результаты химического анализа углей депской свиты (Новоямпольский участок)

№ пласта	Исход. вес пробы, г	W^a	A^c	V^r	V^c	Спекаемость	Q^r_G	$S^r_{общ}$	$P^{c/y}$	C^r	H^r	N+O
3	500	5,25	2,2	33,8		а	7710	0,31	0,012	80,0	4,88	15,12
9	260	4,15	5,8	37,2	35,1	в						
29	310	3,6	11,0	39,1	36,0	б						
31	230	4,55	4,8	35,4	33,6	б						

результаты: $W^a = 3,3$, $A^c = 7,8\%$, $V^c = 35,4\%$, спекаемость = в, анализ хвоста: $W^a = 1,9\%$, $A^c = 48,1\%$.

Угли пластов 3, 9, 29 и 31 Новоямпольского участка имеют отражательную способность II_1 , что соответствует газовой стадии метаморфизма.

В связи с тем, что породы молчанской свиты на большей части территории перекрыты более молодыми образованиями и на дневной поверхности обнажаются только небольшие части ее разреза, не было возможности изучить угли и углистые породы. Описание углей приведем по данным Е. Е. Краснянской, которая изучила их по горным выработкам и скважинам, пройденным в долине р. Молчан. Распределение угольных пластов в разрезе молчанской свиты показано на рис. 37.

В разведочной линии IV, вскрывшей полный разрез молчанской свиты, установлено 44 пласта и прослоя угля, среди которых лишь два представлены углистыми аргиллитами.

Каменноугольные пласты и прослои имеют сложное строение, но они сложены меньшим количеством породных прослоев по сравнению с пластами угля депской свиты. Большинство вскрытых пластов состоит из 1—3 пачек угля. Мощность пластов 0,04—4,25 м. Мощность угольной массы 0,04—3,0 м.

Пластов угля с угольной массой в 0,6 м и более в разведочной линии IV вскрыто 7. Максимальная угленосность приурочена к нижней части свиты. В верхней части залегают прослои и маломощные пласты угля с угольной массой мощностью 0,2—0,3 м.

В разведочной линии II^a в молчанской свите установлено 34 пласта и прослоя угля и угольных пород. Мощность пластов и прослоев от 0,07 до 2,31 м. Пластов с угольной массой свыше 0,6 м в разведочной линии II^a вскрыто 7.

Петрографическим и углехимическим исследованием установлено, что угли молчанской свиты гумусовые, каменные, с различной степенью метаморфизма — от длиннопламенных до тощих (в зонах контакта с изверженными породами).

Углехимические анализы рабочих пластов угля молчанской свиты, по данным Е. Е. Краснянской, имеют следующие результаты: влаги на сухое топливо от 2,73 до 10,93%, золы на сухое топливо от 15,12 до 10,97%, летучих на горючую массу от 39,54 до 43,26%, серы общей на сухое топливо от 0,34 до 0,7% и calorийность горючей массы по бомбе Крелкера от 6749 до 7733 калорий.

Элементарный анализ горючей массы показал содержание углерода от 72,79 до 78,44% и водорода от 4,47 до 6,9%.

По содержанию золы рабочие пласты молчанской свиты относятся к среднезольным, по качественным показателям они стоят выше углей депской свиты.

Вопрос использования углей молчанской свиты как металлургического сырья в настоящее время не разрешен.

Фациальные комплексы и ритмичность.

В составе депской свиты выделяются пролювиально-аллювиальный, озерно-болотный и пойменно-болотный комплексы фаций.

При детальном литолого-фациальном изучении пород депской свиты установлено, что снизу вверх по разрезу до определенного интервала постепенно уменьшаются размеры породообразующих частиц, повышается степень сортировки и окатанности, появляется ясно выраженная слоистость, нарастает количество растительных остатков, улучшается их сохранность и увеличивается роль озерно-болотных, пойменно-болотных и озерных осадков. Затем наступает резкий скачок. В верхней части разреза свиты снова преобладают грубозернистые отложения пролювиально-аллювиального комплекса фаций, которые вверх по разрезу переходят в озерно-болотные и озерные. Такое закономерное строение депской свиты наблюдается на Южнопокровском, Западнопокровском, Сахалинском и Аякском участках. По-видимому, это явление региональное и связано с характером тектонических движений земной коры в период накопления депской свиты. На основании указанной закономерности в депской свите выделены два макроритма. Мощности макроритмов на различных участках не одинаковы и измеряются несколькими сотнями метров. Нижний макроритм изучен только на Южнопокровском участке, а на других участках его нижняя часть не вскрыта или верхняя часть смыта. Верхний макроритм лежит с размывом на нижнем и представлен только нижней грубозернистой частью. Возможно, верхний макроритм недоразвит или его верхняя часть была размита перед накоплением пород молчанской свиты. Мощность верхнего макроритма оценивается в несколько десятков метров.

Нижний макроритм на Южнопокровском участке сложен в основании грубозернистыми отложениями пролювиально-аллювиального комплекса фаций, а в верхней его части преобладают осадки озерно-болотного, пойменно-болотного и озерного комплексов. Макроритм имеет довольно сложное строение. Он состоит из 3 ритмов второго и 15 ритмов третьего порядков.

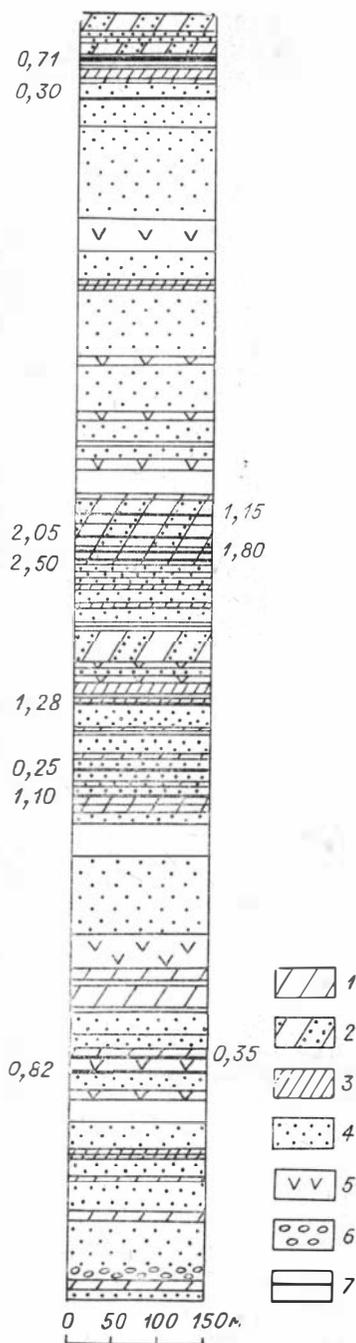


Рис. 37. Разрез молчанской свиты по разведочной линии П_а на Западнопокровском участке (по Е. Е. Краснянской).

1 — алевриты, 2 — чередование алевритов и песчаников, 3 — аргиллиты, 4 — песчаники, 5 — дайки порфиритов, 6 — конгломераты, 7 — пласты угля.

В связи со слабой изученностью депской свиты в настоящее время нет возможности дать детальное описание ритмов и их площадной выдержанности. Можно отметить только, что макроритмы и ритмы второго порядка довольно хорошо выдерживаются при прослеживании их с юго-запада на северо-восток. Они устанавливаются на Аякском, Сахалинском, Новоямпольском, Западнопокровском и Южнопокровском участках. На указанных участках изменяется их мощность, но строение сохраняется. Ритмы третьего порядка хуже выдерживают свое строение на площади и увязываются друг с другом с большим трудом. Для всех ритмов второго и третьего порядков нижней части каждого макроритма характерна увеличенная мощность грубозернистой части по сравнению с мелкозернистой. Соотношение их колеблется от 7:1 до 15:1. В верхней части нижнего макроритма соотношение меняется в сторону сокращения этой разности. Здесь соотношение между грубозернистой и мелкозернистой частями колеблется в пределах 5:1 или 2:1, а иногда достигает 1 : 2, а то и 1 : 5.

В составе верхнего макроритма насчитывается только один ритм второго и 6 ритмов третьего порядков. Ритмы третьего порядка построены асимметрично за счет увеличенной мощности грубозернистой части.

В молчанской и верхнемолчанской свитах по генетическим признакам выделяются отложения озерного, озерно-болотного, пойменно-болотного и пролювиально-аллювиального комплексов фаций. В нижних частях разреза свит преобладает пролювиально-аллювиальный комплекс фаций, а в средних и верхних преимущественное значение имеет озерный.

В связи с тем, что на территории Депского района нет обнажений, которые бы вскрыли полный разрез молчанской и верхнемолчанской свит, в нашем распоряжении нет достаточного материала для выявления и характеристики ритмичности.

Толбузинский район

Угленосная толща Толбузинского района литологически значительно отличается от таковой Депского района, поэтому описание ее приведем отдельно. В угленосной толще выделяются терригенные, глинистые и органогенные породы.

Терригенные породы. Конгломераты и гравелиты составляют большую часть (от 80 до 90%) конгломератового горизонта. Размеры валунов в конгломератах достигают 1 м в поперечнике, но в среднем величина их 10—30 см. Степень окатанности обломков средняя и хорошая, причем в базальных слоях окатанность обломочного материала хуже и улучшается вверх по разрезу. Для конгломератов и гравелитов характерна слабая сортировка обломочного материала. Наряду с валунами встречаются мелкогалечные и гравийные обломки.

Терригенный материал в конгломератах и гравелитах представлен обломками метаморфических, изверженных и осадочных пород, среди которых преобладают граниты и кварц. В небольших количествах встречаются обломки песчаников, алевролитов, розовых яшм и базальтов. Кварцитов и кварцитоподобных песчаников около 70%, гранитов — около 15%, кварца — около 10%, остальных — 5%.

Цементом для конгломератов и гравелитов служат разнозернистые песчаники и глинисто-кремнистая пелитовая масса.

Слоистость в конгломератах и гравелитах обычно отсутствует, но иногда наблюдается крупная косая однонаправленная слоистость за счет ориентированного расположения гравия и гальки или крупных растительных остатков.

Растительные остатки в описываемых породах встречаются в виде крупных углефицированных и минерализованных стволов и веток, расположенных беспорядочно. Растительные остатки нижней части конгломератного горизонта чаще всего минерализованы.

В толбузинской и верхнетолбузинской свитах конгломераты встречаются только в базальных горизонтах. Они представлены средне- и мелкогалечными конгломератами. Гравелиты залегают в виде линз среди базальных конгломератов и маломощных прослоев среди крупнозернистых песчаников в средней части разреза свит. В конгломератах размер обломков не превышает 5 см в поперечнике. Обломки хорошо окатаны. Сортировка средняя. В составе обломков преобладают кварциты, кварцитоподобные песчаники и граниты. В небольших количествах встречаются обломки песчаников, молочно-белого кварца, розовых яшм и алевролитов.

Цементом конгломератов и гравелитов служит разнозернистый песчаник и глинисто-кремнистая пелитовая масса.

По первичным признакам гравелиты и конгломераты относятся к отложениям пролювиально-аллювиального комплекса фаций.

Песчаники. В конгломератном горизонте их роль невелика. Они составляют 9—18% разреза. Песчаники в основном неравномернозернистые, наряду с мелкими встречаются и средние и крупные зерна. По составу они полиминеральные. Обломочный материал очень плохо окатан. Представлен кварцем, полевыми шпатами, биотитом и обломками пород. Зерна кварца неправильной формы, угловатые и полуокатанные. Часто бывают катаклазированы. Зерна полевых шпатов окатаны лучше. Плагноклазы сдвойникованы и слабо изменены. Калиевые полевые шпаты серицитизированы и эпидотизированы. Биотит представлен мелкочешуйчатыми агрегатами, имеющими вид спутанных пучков. Обломки пород — кварциты, кварцитоподобные песчаники, пегматиты (сросшиеся зерна кварца и полевого шпата) и алевролиты. Из аксессуарных минералов встречаются циркон, сфен и эпидот.

Состав цемента песчаников серицито-глинисто-кремнистый.

Большинство песчаников неслоистые, но некоторые имеют косую однонаправленную слоистость за счет намыва тонких прослоев растительного детрита. Растительные остатки в песчаниках есть, но они плохой сохранности и, как правило, располагаются беспорядочно.

В песчаниках верхней части конгломератного горизонта много пирокластического материала — остроугольных обломков кварца и полевого шпата.

Песчаники слагают почти полностью разрез толбузинской свиты левого берега р. Амур в Перемыкинском кривуне. В районе Толбузинского месторождения их значение резко падает, а в бассейне нижнего течения р. Ольги количество слоев и мощность песчаников возрастают (рис. 38).

По структуре песчаники разделяются на крупно-, средне- и мелкозернистые. Сортировка и окатанность обломочных зерен слабая и улучшается с уменьшением размера зерен.

Структуры в основном смешанные и неравномернозернистые.

Среди обломков наблюдаются кварц, полевой шпат, мусковит, биотит, хлорит, кварциты, кварцитоподобные породы и алевролиты. Кварца — 20—40%, полевых шпатов — 30—60, слюды — 10—20, обломков пород — 5—10%. Из аксессуарных минералов встречаются циркон, апатит и эпидот. Состав цемента чаще всего глинисто-кремнистый, реже хлорито-глинисто-кремнистый и карбонатно-глинисто-кремнистый. В не-

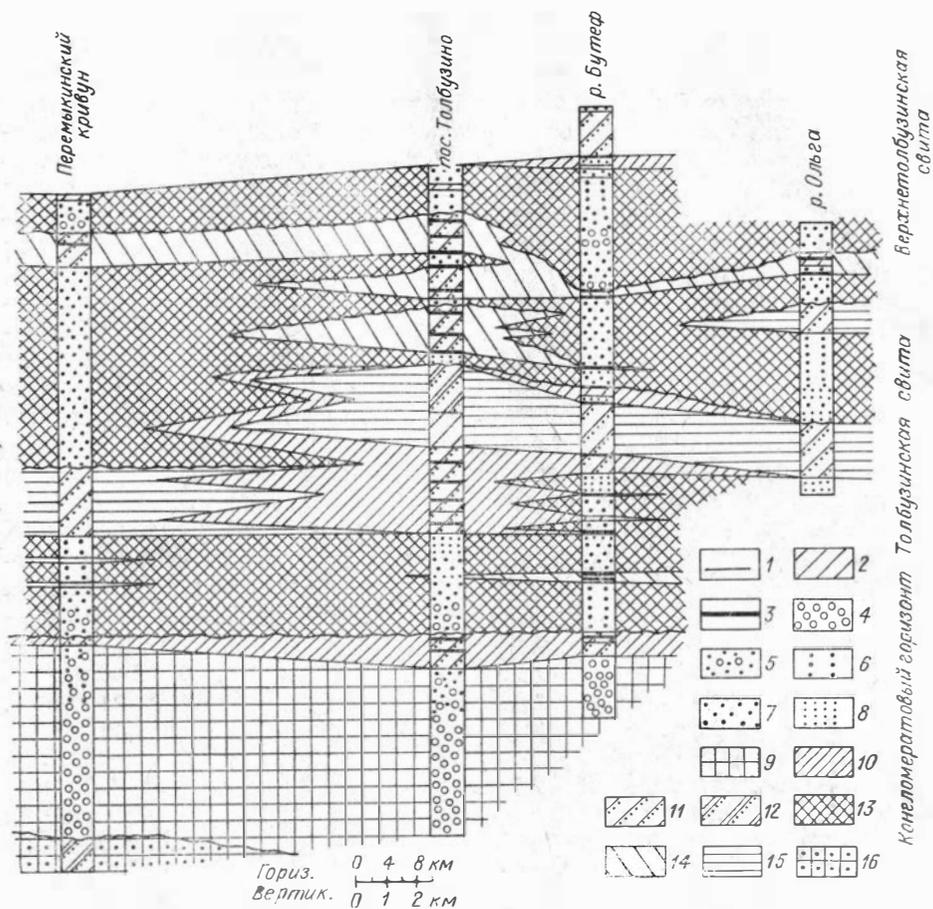


Рис. 38. Схематический литолого-фациальный профиль по линии устье р. Ольги — Перемыкинский кривун р. Амур.

1 — конгломераты, 2 — алевролиты, 3 — угли, 4 — конгломераты, гравелиты. Песчаники: 5 — с гравелем и галькой, 6 — крупнозернистые, 7 — среднезернистые, 8 — мелкозернистые. Фациальные комплексы: 9 — пролювиальный, 10 — озерно-болотный, 11 — чередование алевролитов и аргиллитов, 12 — чередование алевролитов, аргиллитов и песчаников. Отложения: 13 — русловые, 14 — пойменно-болотные, 15 — озерные, 16 — породы осежинской свиты.

которых разновидностях песчаников цемент нацело сложен кальцитом, причем кальцитизацией захвачены зерна полевых шпатов.

Слоистость в песчаниках косая однонаправленная, косоволнистая, горизонтальная и диагональная, обусловленная намывом тонких прослоев растительного детрита.

Растительные остатки встречаются часто. Обычно они плохой и средней сохранности, расположены по наслоению.

Пирокластика представлена остроугольными обломками кварца, полевого шпата и порфирита.

По генетическим признакам песчаники подразделяются на пролювиально-аллювиальные, озерно-болотные и озерные.

Алевролиты в конгломератовом горизонте встречаются редко в виде прослоев небольшой мощности среди песчаников. В верхней части горизонта их роль возрастает. Цвет алевролитов от серого до темно-серого и черного. Они состоят на 60% из алевролитовых частиц, 10% углистых частиц и 30% цемента. Алевролитовые частицы — это

в основном неокатанные обломки кварца и полевых шпатов. Цемент состоит из пеплового материала кремнисто-глинистого состава.

Большинство алевролитов неслоистые, но в верхней части конгломератового горизонта наблюдаются горизонтально-слоистые за счет намыва тонких прослоев растительного детрита. Растительных остатков в алевролитах много.

Встречается растительный детрит и листья хорошей сохранности.

Алевролиты в толбузинской свите широко распространены только в разрезах пос. Толбузино и р. Бутеф. На других участках они встречаются в виде тонких прослоев среди песчаников. Алевролитам свойственна неравномернозернистая структура. Обломки пород в них встречаются редко. Обычно алевролиты состоят из зерен кварца, полевого шпата, хлорита, циркона, слюды и апатита. Цементирующая масса состоит из глинисто-кремнистого или карбонатно-глинисто-кремнистого вещества.

Слоистость в алевролитах чаще всего горизонтальная или мелкая косая разнонаправленная, наблюдаются текстуры взмучивания, ходы илоедов и глинисто-сидеритовые конкреции.

По своим генетическим признакам алевролиты относятся к отложениям озерно-болотного, пойменно-болотного и озерного комплексов фаций.

Глинистые породы. В угленосной толще Толбузинского района глинистые породы представлены аргиллитами, которые в виде тонких прослоев приурочены к почве или кровле угольных пластов. Разрезы Перемыкинского кривуна и р. Ольги аргиллитов не содержат. В разрезах р. Бутеф аргиллиты приурочены к верхней и средней частям разреза. Аргиллиты темно-серого и черного цвета, с комковатой текстурой и корневыми остатками. Иногда встречаются горизонтально-слоистые с большим количеством растительных остатков хорошей сохранности.

По генетическим признакам аргиллиты относятся к пойменно-болотному и озерно-болотному комплексам фаций.

Органогенные породы. Угли и углистые породы конгломератового горизонта изучались по береговым обнажениям Амура и его левых притоков, поэтому приходилось иметь дело не с углями, а с продуктом их выветривания. Несмотря на это, можно привести данные о строении пластов угля. В разрезе горизонта устанавливается около 30 пластов и прослоев угля и углистых алевролитов.

В районе дер. Перемыкино разрез конгломератового горизонта углей не содержит. Здесь имеются лишь маломощные (несколько сантиметров) линзы угля и скопления углефицированной органики. В окрестностях пос. Бекетово количество и мощность линзообразных залежей угля возрастают. Северо-западнее устья р. Бургали в обнажениях Амура выходит угольный пласт, достигающий мощности 1,2 м. Остальные угольные линзы имеют мощность 0,1—0,3 м.

В устье р. Буринды угленосность горизонта возрастает. На правом берегу р. Буринды в верхней части обнажаются два пласта угля мощностью 1,2 и 2,0 м. Остальные угли залегают в виде линз незначительной мощности. В окрестностях пос. Ваганово угленосность снова падает. Здесь наблюдаются тонкие и невыдержанные прослои угля.

Конгломератовый горизонт угленосен в нижнем течении р. Уркан вблизи дер. Овсянка. Здесь в обнажениях долины р. Уркан и канавах вскрыты пластообразные залежи каменного угля мощностью около 2 м.

Пласты и прослои сложены гумусовыми углями. Они, как правило, сложного строения и представляют собой тонкое чередование угленосных и породных прослоев. В пластах рабочей мощности угольные прослои достигают 40—60 см. Угли в основном сложены полублестящими и бле-

стящими разностями. Полуматовые и матовые встречаются редко. Петрографический и химический состав углей не изучался.

Угленосность толбузинской свиты относительно хорошо изучена на Толбузинском месторождении Н. А. Брумелем. На остальной площади количество и качество пластов угля в разрезе свиты не выяснено. Слабая изученность угленосности толбузинской свиты объясняется отсутствием естественных обнажений и горных выработок на этих площадях. Без поисково-разведочных работ с бурением колонковых скважин и проходкой шурфов и канав вопрос угленосности этого региона решить невозможно.

При описании угленосности толбузинской свиты использованы данные Н. А. Брумеля и материалы, полученные нами при литолого-фациальном изучении континентальных отложений Амуро-Зейского бассейна.

В толбузинской свите насчитывается свыше 30 пластов и прослоев угля и углистых пород, из которых около 10 спорадически имеют рабочую характеристику. В разрезе свиты угольные пласты располагаются равномерно, но промышленная угленосность связана с верхней его половиной. Мощность рабочих пластов от 0,7 до 3,7 м.

Угли толбузинской свиты по петрографическому составу относятся к клареновому типу с сильно развитой витринизированной основной массой. Строение пластов угля сложное. Наблюдается чередование прослоев угля и пород. Мощность угольных прослоев в пластах достигает 0,6—1,2 м, мощность породных прослоев 0,03—0,5 м (рис. 39).

Угли толбузинской свиты, по данным Н. А. Брумеля, в сухой пробе содержат: влаги 1,8—4,49%, летучих 9,63—20,79, золы 22,91—40,67, серы общей 0,29—0,42, серы горючей 0,18—0,8, углерода 48,98—67,93, водорода 2,65—3,8, азота+кислорода 2,99—5,16%, калорийность составляет 4691—6032, характер кокса — от порошкообразного до спекающегося. Анализ органической массы показал: летучих 16,44—31,57%, серы горючей 0,18—0,5, углерода 86,13—90,38, азота+кислорода 4,53—8,07%, калорийность высшая —8524—8885.

Из-за тонкой распыленности минеральной части угли труднообогащаемы. Выход концентрата с зольностью 10% составляет 11% от исходного угля. По пластометрическим показателям ($Y=11-17$ мм) и характеру пластометрической кривой угли толбузинской свиты относятся к паровично-жирным (ПЖ).

В связи с тем, что при литологических исследованиях изучались естественные обнажения и отвалы канав, где угли выветрены и превращены в сажу, не имелось возможности отобрать образцы углей для петрографического и химического исследования. Такая возможность представилась только в забое штольни, пройденной на правом берегу р. Ульдигичи у пос. Геологоразведки (ныне пос. Лесхоза) и вскрывшей угольный пласт мощностью 2 м.

Уголь полублестящий, полосчатый, плотного сложения, с шириной полос кларена до 1,5 см. Излом неровный, ступенчатый.

По микроструктуре данный тип угля представлен зольным дюритом с крупными прослоями витрита мощностью до 1,7 мм. Минеральная часть состоит из мелких зерен кварца, карбонатов и пирита размером до 0,02 мм.

Содержание микрокомпонентов в рядовом угле (в%): группа витринита — 72, группа семивитринита — 1, группа лейптинита — 1, группа фюзенита — 1, карбонатов — 12, кварца — 10, пирита — 3. В пересчете

на чистый уголь: группа витринита — 96, группа семивитринита — 2, группа лейптинита — 1, группа фюзенита — 1.

Химический анализ угля дал следующий результат: исходный вес пробы 640 г, $W^a = 0,56\%$, $A^c = 23,9$, $V^c = 26,1$, $V^r = 34,3\%$, спекаемость группы а.

Проба была подвергнута флотации. Вес пробы на флотацию 516 г. Получено после флотации концентрата 476 г, или 92,2%. Вес хвоста 17 г. Результат анализа концентрата: $W^a = 0,6\%$, $A^c = 22,5$, $V^c = 26,6$, $V^r = 34,4\%$, спекаемость группы а. Анализ хвоста: $W^a = 0,85$, $A^c = 48,5\%$.

Произведено разделение концентрата после флотации на центрифуге. Исходный вес пробы 428 г. Вес фракции с удельным весом меньше 1,5 составил 63,5%. Химический анализ ее показал следующие результаты: $W^a = 0,8\%$, $A^c = 11,9\%$, $V^c = 27,7\%$, $V^r = 31,5\%$, $x = 14$, $y = 22$, спекаемость группы ж, $Q_6^r = 8680$, $S_{\text{общ}} = 0,49\%$, $P^{\text{св}} = 0,12\%$, $C^i = 87,36\%$, $H^r = 5,14$, $N + O = 7,5$.

Вес фракции с удельным весом более 1,5 составил 150 г, или 36,7%. Результаты анализа этой фракции следующие: $W^a = 0,65\%$, $A^c = 41,1\%$. Разделение концентрата после флотации на центрифуге показало, что фракция с удельным весом меньше 1,5 имеет повышенную спекаемость.

Уголь из штольни имеет отражательную способность III₁, что соответствует жирной степени метаморфизма.

Распространение угольных пластов толбузинской свиты по площади закономерно. В окрестностях пос. Перемыкино угленосность минимальная: маломощные прослои угля и углистых пород. В районе пос. Толбузино и бассейне р. Бутеф угленосность максимальная. Количество пластов возрастает до 30, увеличивается их мощность. В бассейне р. Ольги угленосность толбузинской свиты падает.

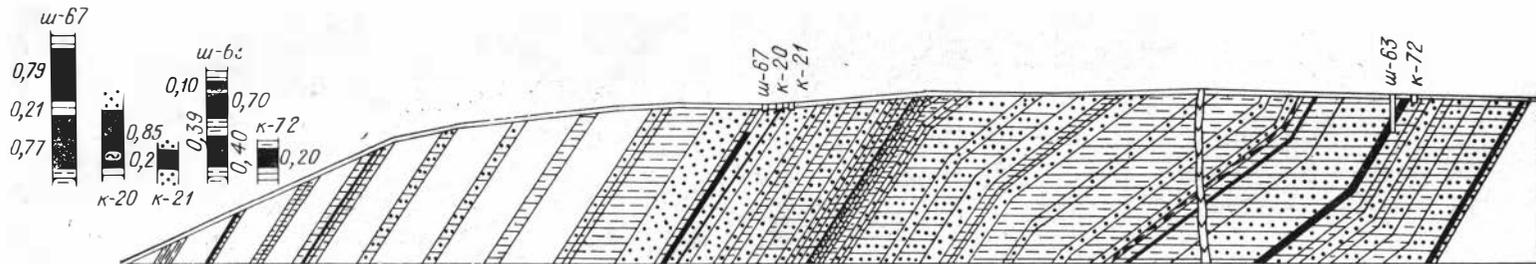
Угленосность верхнетолбузинской свиты совершенно не изучена. Известно только, что в верхних горизонтах ее встречается свыше 10 пластов и прослоев угля мощностью до 0,3—0,6 м. Пласты угля сложного строения и состоят из чередующихся тонких прослоев угля, алевролита и мелкого песчаника.

Фациальный состав и ритмичность. Детальными литолого-фаціальными исследованиями установлено, что в разрезе конгломератового горизонта можно выделить пролювиально-аллювиальный и озерно-болотный комплексы фаций.

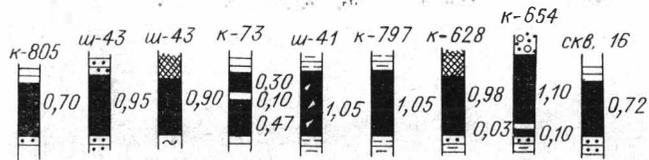
Отложения пролювиально-аллювиального комплекса фаций представлены конгломератами, гравелитами и разномощными песчаниками. Осадки этого комплекса почти нацело слагают разрез горизонта (рис. 38).

Осадки озерно-болотного комплекса установлены в самой верхней части горизонта в бассейне р. Буринды и пос. Толбузино. Они представлены песчаниками, алевролитами и углями. Небольшие площади распространения озерно-болотных отложений имеются в бассейне нижнего течения р. Уркан.

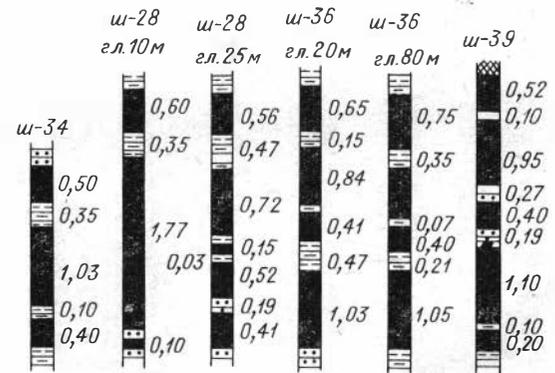
Конгломератовый горизонт представляет собой крупный макроритм, накопившийся в процессе единого и непрерывного цикла седиментации. Для него характерно залегание грубозернистых пород пролювиально-аллювиального комплекса фаций в основании, постепенное уменьшение размера обломков вверх по разрезу и залегание в верхней части отложений озерно-болотного комплекса фаций, а также нарастание угленосности снизу вверх и достижение максимума в конце накопления макроритма. В разрезе макроритма выделяются ритмы второго порядка. Построены они асимметрично за счет увеличенной мощности нижней грубозернистой части ритма. Соотношение между грубозернистой



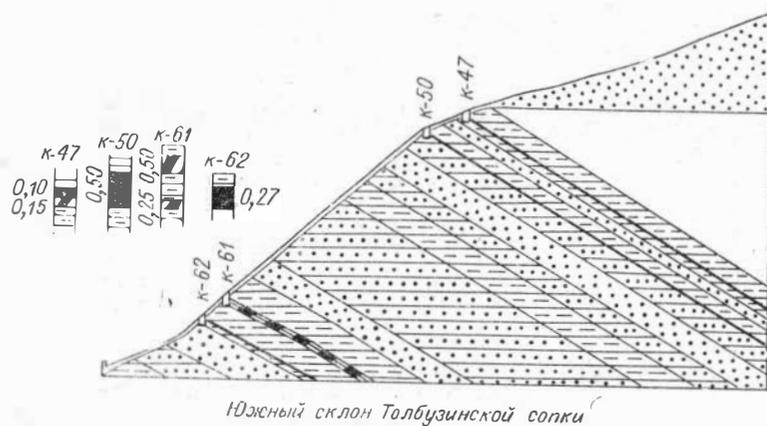
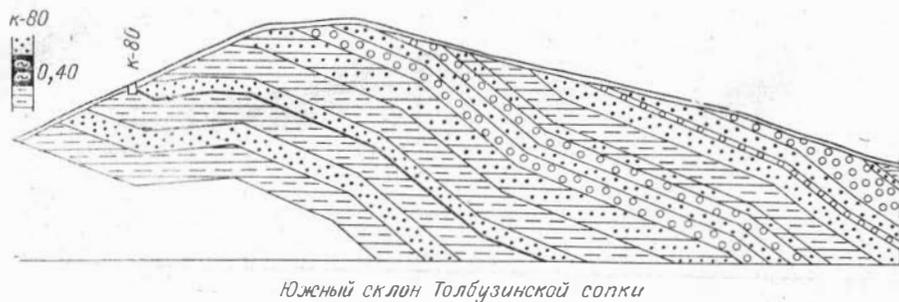
Правый берег реки Ульдигичи



Строение пласта Спутника Щербаковского восточной синклинали



Строение пласта Щербаковского южного крыла Ульдигичской синклинали



Строение пласта Дачного Восточной синклучали

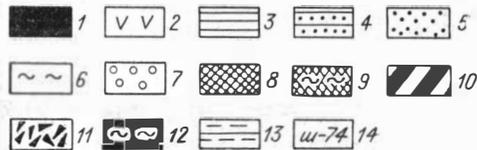
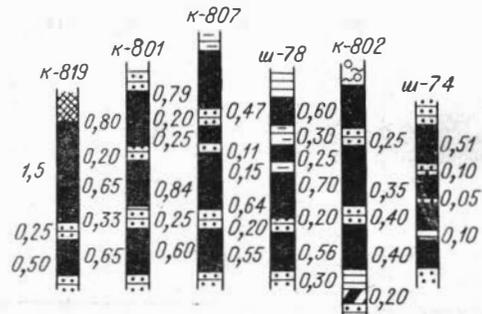


Рис. 39. Разрез толбузинской свиты и строение угольных пластов (по Н. А. Брумелю).

1 — уголь, 2 — порфириды, 3 — алевролиты, 4 — мелкозернистый песчаник, 5 — среднезернистый песчаник, 6 — глина, 7 — конгломерат, 8 — сажа угля, 9 — глинистая сажа, 10 — аргиллит, 11 — песчаник крупнозернистый, 12 — углестый аргиллит, 13 — алевролитовый песчаник, 14 — горные выработки (к — канавы, ш — шурфы).

и тонкозернистой частями ритмов второго порядка колеблется в пределах 1 : 2 — 1 : 50. Выдержанность ритмов на площади не выяснена ввиду недостатка материалов.

В разрезах толбузинской и верхнетолбузинской свит установлены отложения пролювиально-аллювиального, озерно-болотного, пойменно-болотного и озерного комплексов фаций (см. рис. 38). В разрезах Перемыкинского кривуна и р. Ольги преобладают отложения пролювиально-аллювиального комплекса фаций. Здесь угленосность практически отсутствует. В районе пос. Толбузино преобладают отложения озерно-болотного и пойменно-болотного комплексов фаций, с которыми связана максимальная угленосность.

Ритмичность первого и второго порядков в угленосной толще наблюдается, но в связи с плохой изученностью угленосной толщи невозможно дать ее характеристику. Отметим только, что разрез толбузинской свиты можно считать единым макроритмом, в котором устанавливаются 4 ритма второго порядка. Максимальная угленосность связана с верхней частью макроритма.

УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

По данным В. В. Панова (1965), в результате дифференцированных тектонических движений земной коры, начавшихся в начале раннеюрской эпохи, раннемезозойский морской бассейн Верхнеамурского прогиба в позднеюрскую эпоху был расчленен серией островов на ряд заливов и лагун. Последние неоднократно изолировались, опреснялись и представляли собой реликтовые озера. В первую половину келловей-оксфордского времени в лагунах и заливах накапливались преимущественно песчаные осадки с остатками морской фауны. Во вторую половину накопилась ритмично построенная песчано-глинистая толща с остатками пресноводной фауны, обогащенная растительными остатками.

В келловей-оксфордское время, по мнению В. В. Панова, продолжается, но более интенсивно, формирование Гонжинского, Туранского, Мамыно-Амурского и других поднятий, которые зародились в раннеюрскую эпоху. О возникновении этих структур свидетельствуют укрупнение терригенного материала по направлению к поднятиям и выклинивание нижних горизонтов поздней юры.

На литолого-палеографической схеме В. В. Панова в пределах Зeya-Буреинской впадины имеются морские осадки. Буровыми работами нефтяной экспедиции треста «Востсибнефтегеология» это не подтверждается. На территории Зeya-Буреинской впадины установлены только континентальные терригенные осадки волжского века (екатеринославская свита). Исходя из этого считаем, что Мамыно-Амурский и Туранский массивы и разделяющая их Зeya-Буреинская впадина в первую половину позднеюрской эпохи представляли собой единый массив, на котором мезозойская морская седиментация не проявилась. Морские и прибрежно-морские отложения накапливались в Верхнеамурском прогибе, который располагался северо-западнее и севернее Мамыно-Амурского массива.

Анализируя литологический и фациальный состав ниже- и среднеюрских отложений Верхнеамурского прогиба, можно видеть, что накопление осадков (вначале) происходило в морских условиях, в средней юре наряду с морскими отложениями накапливались и прибрежно-морские. В нижней части первой половины позднеюрского разреза коли-

чество прибрежно-морских осадков увеличивается, хотя господствующее значение имеют морские отложения. В верхней части разреза поздней юры (осежинская свита) преобладают континентальные и прибрежно-морские отложения.

Начиная с раннеюрской эпохи, на юге Дальнего Востока начинается постепенная смена тектонических положительных движений отрицательными, причем в начальный период инверсии вздымающиеся участки земной коры имели незначительную площадь. В среднеюрскую эпоху площади последних расширяются, а в конце первой половины позднеюрской эпохи достигают максимума. В предволжское время территория верхнего течения Амура на непродолжительное время выходит из стадии осадконакопления и подвергается разрушению и сносу. Свидетельством этого может служить наличие базальных конгломератов в отложениях волжского века и залегание последних с размывом на нижележащих породах.

Ранее было отмечено, что в конгломератах депской свиты встречается хорошо окатанная галька угля из отложений аякской свиты. Нами этот факт расценивается как интересный и важный. Галька и гравий угля в базальных конгломератах депской свиты хорошо окатаны. Если бы размывались торфяники, то куски торфа вряд ли могли превратиться в уголь с полосчатой текстурой и имели бы хорошую окатанность. Очевидно, размывались не торфяники, а угли, т. е. торфяники, прошедшие стадию диагенеза. В пользу этого положения могут свидетельствовать следующие факты.

Растительные остатки, встречающиеся в конгломератах совместно с галькой угля, минерализованы, в то время как окатыши торфяника углефицированы. Если бы размывался торфяник, не прошедший стадию диагенеза, то окатыши торфяника и растительные остатки в конгломератах были бы углефицированы. Первые в конгломератах углефицированы, а вторые — минерализованы. Отсюда можно сделать вывод о том, что размывались торфяники, прошедшие диагенез. Для превращения торфа в уголь необходимо время и значительная глубина погружения торфяника. Возможно, в предволжское время сформировалась более мощная толща прибрежно-морских отложений с углями, нежели та, которая установлена в настоящее время. По мере накопления терригенные осадки погружались в более глубокие горизонты, что способствовало превращению торфа в уголь. В предволжское время произошло поднятие земной коры и ранее отложившиеся осадки, прошедшие стадию диагенеза, подверглись размыву.

Вздымание земной коры сопровождалось оживлением движений по ранее заложеным разломам и способствовало возникновению новых разломов. Все это приводило к тому, что в Амуро-Зейском бассейне возникла серия блоков. В опущенных блоках в волжское время начали накапливаться терригенные континентальные осадки.

По данным геофизических исследований, в среднем течении р. Зеи установлено три максимума мощности верхнемезозойских отложений. Первый находится в среднем течении р. Тыгды около ст. Ушумун (Ушумунская котловина), второй — в устье р. Тыгды (Усть-Тыгдынский прогиб), третий — в верхнем течении р. Пикан (Пиканский прогиб), Исходя из различной мощности верхнеюрских континентальных отложений, считаем, что поверхность территории среднего течения р. Зеи в начале накопления угленосных осадков была неровной. Здесь имелись небольшие впадины и возвышенности. Амплитуда превышения между ними, по-видимому, была небольшой. В начале волжского времени в этих впадинах начали накапливаться терригенные континентальные отложе-

ния. На изученной площади нет обнажений и скважин, вскрывающих эту часть разреза депской свиты.

В результате начавшегося опускания земной коры разрозненные впадины соединились и образовали единую область седиментации. По нашему мнению, с этого времени (первая половина волжского века) на юго-восточной полосе Амуро-Зейского бассейна начал формироваться крупный прогиб, названный нами Ушумуно-Депским (см. рис. 30). Последний имел северо-восточное простирание. Контуры его прослеживаются по распространению отложений депской свиты. Более уверенно установлена юго-восточная граница прогиба. Она проводится по седиментационному контакту пород депской свиты с подстилающими палеозойскими гранитоидами и юрскими морскими и прибрежно-морскими образованиями. Северо-восточная граница прогиба в настоящее время проходит по разлому, отграничивающему Тукурингро-Джагдинский выступ от верхнемезозойского поля Депского района. В пределах Тукурингро-Джагдинского выступа, от верхнего течения р. Деп на востоке до нижнего течения р. Гилюй на западе, установлены верхнемезозойские континентальные отложения, синхронные таковым Депского района. Указанный факт позволяет предполагать, что Ушумуно-Депский прогиб простирается до этой площади. Здесь он соединялся с широтным верхнемезозойским Удским прогибом.

В подтверждение высказанной точки зрения можно привести следующий фактический материал. Если бы Ушумуно-Депский прогиб замыкался на северо-востоке возле Тукурингро-Джагдинского выступа, то в отложениях депской свиты наблюдалось бы погрубение терригенного материала, преобладали бы пролювиально-аллювиальные отложения и в составе пород содержались бы обломки из образований, слагающих этот выступ. В обнажениях р. Деп, у пос. Рычково, в отложениях депской свиты не наблюдалось погрубения терригенного материала по сравнению с отложениями свиты, развитыми в среднем и нижнем течении р. Деп. Наоборот, здесь размеры обломочных зерен в породах уменьшаются и преобладают болотно-пойменные и озерные отложения.

Северо-западная граница Ушумуно-Депского прогиба в связи с тем, что отложения депской свиты перекрыты рыхлыми неогеновыми отложениями, восстанавливается с некоторой долей условности. При ее проведении учитывались следующие данные. Отложения депской свиты в обнажениях р. Зея прослеживаются от пос. Аяк на юго-востоке до устья р. Умлекан на северо-западе. Далее на северо-запад вплоть до нижнего течения р. Уркан отложения депской свиты не обнаруживаются. Здесь имеются выходы пород подстилающих образований и покрывающей молчанской свиты. Последние, по-видимому, лежат на аякской свите, хотя непосредственно в обнажениях из-за плохой обнаженности их контакт не установлен. В нижнем течении р. Уркан на широте дер. Овсянки имеются выходы верхнеюрских пород. По петрографическому составу и генетическим признакам последние отличаются от пород депской свиты. Эти осадочные породы по составу обломочного материала довольно сходны с отложениями конгломератового горизонта Толбузинского района. На основании этого считаем, что северо-западнее р. Умлекан вплоть до устья р. Уркан в волжское время существовало небольшое поднятие, которое отделяло Ушумуно-Депский прогиб от западной территории аккумуляции. Геофизические данные не противоречат проведению здесь северо-западной границы Ушумуно-Депского прогиба. Юго-восточная граница прогиба устанавливается по данным геофизических исследований. Она восстанавливается довольно легко, поскольку осадочные породы контактируют с палеозойскими гранитоидами. В указанных

границах прогиб простирается на 220—250 км с юго-запада на северо-восток и имеет ширину 70—80 км.

Депская свита сложена отложениями пролювиально-аллювиального, озерно-болотного, пойменно-болотного и озерного комплексов фаций. На юго-восточной и северо-западной окраинах прогиба и в нижней части разреза свиты преобладают отложения пролювиально-аллювиального комплекса фаций. На остальной территории прогиба и в средней и верхней частях разреза депской свиты доминируют озерно-болотные, пойменно-болотные и озерный комплексы фаций.

В начальный период формирования Ушумуно-Депского прогиба на его территории возникла обширная предгорная равнина, на которую временные потоки выносили обломочный материал. В связи с сильным физическим выветриванием пород области сноса и быстрым захоронением терригенного материала происходит выравнивание прогиба, и в центральной его части возникает аллювиальная равнина. В прибортовых частях она переходила в предгорную равнину. На последней отлагались пролювиально-аллювиальные осадки и подчиненные им отложения озер, болот, пойм и торфяников. На этих площадях были неблагоприятные условия для торфонакопления. Временные потоки в период паводка приносили обломочный материал и заиливали торфяники, а в период максимального разлива размывали его. Вследствие этого в прибортовых частях прогиба в настоящее время наблюдаются сильно зольные и маломощные пласты угля.

На аллювиальной равнине отлагались в основном отложения русел рек, пойм, озер и болот, торфяников и водораздельных пространств. Условия накопления были благоприятные для формирования торфяников. Благодаря колебательным движениям земной коры в позднеюрское время на территории Ушумуно-Депского прогиба накопилось свыше 80 пластов и прослоев каменного угля. Угольные пласты аллювиальной равнины сложены более чистыми углями.

Грубозернистые породы предгорной равнины вытянуты с юго-запада на северо-восток в виде узкой полосы вдоль области сноса. В центральной части Ушумуно-Депского прогиба на рис. 30 показаны отложения аллювиальной равнины. Такая схема распространения континентальных отложений обусловлена следующими данными. В бассейне р. Деп от пос. Рычково на севере и до впадения ее в р. Зею имеются выходы пород депской свиты. Последние установлены и в береговых обнажениях р. Зеи вплоть до пос. Аяк. На протяжении почти 90 км (за исключением скрестностей пос. Рычково) разрез депской свиты сложен преимущественно пролювиально-аллювиальными отложениями предгорной равнины. Эти осадки, очевидно, простираются и дальше в юго-западном направлении вдоль области сноса.

Отложения аллювиальной равнины в центральной части прогиба изучены в обнажениях р. Зеи от пос. Аяк на юго-востоке до устья р. Умлекан на северо-западе. В этом промежутке р. Зея пересекает угленосные отложения вкрест простирания и здесь имеются прекрасные обнажения депской свиты. Отложения аллювиальной равнины установлены в окрестностях пос. Рычково, на крайнем северо-востоке прогиба. Таким образом, простирание отложений аллювиальной равнины от р. Зеи на северо-восток не вызывает сомнения. В юго-западной части Ушумуно-Депского прогиба отложения депской свиты перекрыты неогеновыми рыхлыми осадками, но геофизические исследования устанавливают здесь верхнемезозойские континентальные отложения. В пойме р. Тыгды, в 10 км от устья, аллювий содержит обломки угля и тонкозернистых пород. По-видимому, в береговых обнажениях р. Тыгды

паводки размывают породы угленосной толщи. Этот факт, геофизические данные и выявленные закономерности осадконакопления позволяют предположить распространение отложений аллювиальной равнины и в юго-западную часть Ушумуно-Депского прогиба.

В волжское время обломочный материал на территории Ушумуно-Депского прогиба поступал с возвышенностей, окружавших его с юго-востока и юго-запада. Преобладающим же направлением было юго-восточное, где располагалась низкогорная суша. Об этом свидетельствует уменьшение размеров обломков с юго-востока на северо-запад и нарастание в этом направлении количества озерно-болотных, пойменно-болотных и озерных фаций. Кроме того, тяжелая фракция пород депской свиты довольно богата рудными минералами. По-видимому, в областях сноса размывались породы, содержащие железорудные минералы. Такие породы известны в бассейне р. Гарь, которая протекает в пределах юго-восточного обрамления Ушумуно-Депского прогиба.

По данным Е. Л. Лебедева (1965) и М. М. Кошман, которая определила коллекцию флоры наших сборов, в отложениях депской свиты встречаются растительные остатки папоротников, цикадофитов, гинговых и хвойных.

По количеству и встречаемости видов на первом месте стоят папоротники, на втором — гинговые. По-видимому, эти две группы растений послужили исходным веществом угля.

Литологический и фациальный состав нижней части разреза угленосной толщи Толбузинского района отличается от синхронных отложений Депского района (см. рис. 30). Она сложена грубозернистыми породами пролювиально-аллювиального комплекса фаций и обволакивает Гонжинской выступ с юго-восточной стороны.

По нашему мнению, в волжское время в пределах верхнего течения р. Амур начал развиваться прогиб, контуры которого были в значительной мере унаследованы от Верхнеамурского нижнемезозойского прогиба. Юго-восточная граница прогиба проходила по разлому северо-восточного простирания, который протянулся от нижнего течения р. Уркан до р. Амур в районе дер. Черняево. Северо-восточная граница в настоящее время проходит по зоне широтного разлома, отграничивающего Тукурингро-Джагдинское поднятие от верхнемезозойского поля среднего течения р. Зеи. Исходя из того, что на территории Тукурингро-Джагдинского поднятия установлены верхнемезозойские континентальные отложения, синхронные таковым среднего течения р. Зеи, считаем, что Толбузинский прогиб простирался дальше на северо-восток и соединялся с Удским прогибом. Северо-западная граница прогиба проводится по юго-восточной окраине Гонжинского массива, юго-западная находится в пределах Китайской Народной Республики. В указанных контурах прогиб простирался в северо-восточном направлении на 200—250 км и имел ширину 50—90 км.

В начале осадконакопления на территории Толбузинского прогиба возникла предгорная равнина, на которой отлагались грубообломочные породы пролювиально-аллювиального комплекса фаций (конгломеративный горизонт). Петрографический состав обломков свидетельствует о широком распространении в областях разрушения магматических и метаморфических пород (гранитоидов и кварцитов). Ухудшение сортировки и увеличение размеров обломков от центра прогиба в северо-западном и юго-восточном направлениях позволяет считать, что области сноса в позднеюрское время (волжский век) располагались на северо-западном и юго-восточном обрамлениях Толбузинского прогиба. Облом-

жи кварцитов и кварцитоподобных песчаников в конгломератах имеют хорошую окатанность, и создается впечатление, что области сноса находились на значительном расстоянии от Толбузинского прогиба и имели среднегорный рельеф. Сравнивая окатанность гравия и гальки конгломератов с таблицей коэффициентов окатанности обломков кварцитов, приведенной в книге «Атлас текстур и структур осадочных горных пород» (1962), видим, что коэффициент окатанности их равен 0,5—0,7. Для того, чтобы кварцитовый обломок окатался до такой степени, ему надо испытать перенос на расстояние свыше 400 км. Такое расстояние между областями сноса и накопления вряд ли имело место в начальную стадию седиментации. Логичнее допустить, что валуны, галька и гравий кварцита переотложены.

В период накопления осадков конгломератового горизонта не было условий для образования торфяников. Сильное физическое выветривание пород в областях сноса и быстрый перенос терригенного материала в область седиментации не создавали благоприятных условий для торфонакопления. Поэтому в большей части разреза конгломератового горизонта нет угольных пластов рабочей мощности и хорошего качества. Благоприятные условия для торфонакопления возникают только в конечный этап накопления горизонта в средней части прогиба. Здесь, на переднем крае конуса выноса, где грунтовые воды выходили на поверхность, происходило заболачивание и накопление торфяников, давших угольные пласты.

После накопления пород конгломератового горизонта в обстановке предгорной равнины на территории Толбузинского прогиба началось накопление пород толбузинской свиты. Исходя из фациального состава пород свиты, можно допустить, что в толбузинское время на площади прогиба образовалась аллювиальная равнина. На последней протекали постоянно действующие реки. Обширные пойменные пространства занимали озера и болота, где шло активное торфонакопление. Петрографический состав обломочного материала не изменился. Единственным отличием может служить только его размерность, а это свидетельствует о том, что область сноса располагалась там же, где она была в период накопления пород конгломератового горизонта, но рельеф ее был низкорным.

Судя по пространственному расположению литологических и фациальных комплексов, наиболее благоприятной для торфонакопления была центральная часть Толбузинского прогиба.

Начавшееся погружение земной коры в конце позднеюрской эпохи продолжалось и в начале раннемеловой эпохи. Благодаря опусканию, а также процессам разрушения и сноса на месте Ушумуно-Депского и Толбузинского прогибов сформировался единый Амуро-Зейский прогиб, где в начале нижнемеловой эпохи продолжали накапливаться терригенные континентальные осадки молчанской свиты, верхнемолчанской и верхнетолбузинской свит в обстановке аллювиальной и предгорной равнины (см. рис. 31). Осадки предгорной равнины располагаются в виде неширокой полосы вдоль юго-западной окраины прогиба. Отложения аллювиальной равнины занимали всю остальную площадь.

Юго-восточная граница Амуро-Зейского прогиба проходила примерно там же, где она установлена и для верхнеюрского времени. Возможно, произошло небольшое перемещение ее на юго-восток в сторону Амуро-Мамынского поднятия. Северо-западная граница проводится по юго-восточной окраине Гонжинского поднятия. Северо-восточная на литолого-фациальной карте проведена по зоне разлома, ограничивающей мезозойское поле среднего течения р. Зеи от Тукурингро-Джар-

динского поднятия. На площади последнего установлены континентальные отложения позднеюрского и раннемелового времени, поэтому на северо-востоке Амуро-Зейский прогиб, по-видимому, соединялся с Удским широтным прогибом. Юго-западная граница установлена по седиментационному контакту нижнемеловых отложений с палеозойскими гранитоидами. От дер. Черняево она уходит в пределы КНР.

На территории северо-западной части Амуро-Зейского прогиба в раннемеловую эпоху накопились отложения верхнетолбузинской свиты, а в юго-восточной — молчанской и верхнемолчанской свит. В условиях накопления нижнемеловых отложений можно заметить следующую закономерность. Породы в основном накапливались на аллювиальной равнине. На северо-западном борту прогиба, примыкающем к Гонжинскому поднятию, отложились преимущественно песчано-гравийные осадки аллювиально-пролювиального комплекса фаций. В центральной части прогиба на месте верхнеюрского поднятия также накопились песчано-гравийные отложения пролювиально-аллювиального комплекса фаций. Последние наблюдаются и на юго-восточном борту Амуро-Зейского бассейна. На остальной площади отложились песчано-алевритовые осадки озерно-болотного, пойменно-болотного и озерного комплексов фаций, а также связанные с ними торфяники, давшие угольные пласты. В раннемеловое время на площади Амуро-Зейского бассейна на аллювиальной равнине были благоприятные условия для формирования торфяников. Благодаря колебательным движениям земной коры здесь сформировалось свыше 50 пластов и прослоев угля.

В раннем мелу (валанжин — готерив) Амуро-Зейский бассейн испытал складчатость, и эта территория на продолжительное время вышла из стадии осадконакопления и служила областью разрушения и сноса. Особенно сильному размыву континентальные терригенные породы подвергались в зонах антиклинальных поднятий.

В середине аптского века осадконакопление в Амуро-Зейском прогибе возобновилось. Породы перемыкинской свиты накапливались в обстановке предгорной равнины.

Активизация тектонических движений в позднемеловую эпоху послужила причиной эффузивной деятельности в северо-западной части Амуро-Зейского бассейна. Наибольшее количество эффузивных образований приурочено к Урканскому разлому. Возможно, излияние эффузивов происходило по этому разлому.

ПЛИКАТИВНЫЕ И ДИЗЪЮНКТИВНЫЕ НАРУШЕНИЯ УГЛЕНОСНОЙ ТОЛЩИ

Угленосная толща Амуро-Зейского бассейна постваланжинской складчатостью собрана в складки северо-восточного простирания. Отложения цагаянской свиты лежат горизонтально на размытой и дислоцированной угленосной толще, поэтому можно считать, что указанная фаза альпийской складчатости является основной. Она создала пликативные структуры, которые наблюдаются в угленосной толще в настоящее время.

На большей части территории Амуро-Зейского бассейна породы угленосной толщи перекрыты более молодыми рыхлыми образованиями, поэтому невозможно проследить пликативные структуры на площади. Пликативные структуры северо-западной части Амуро-Зейского бассейна относительно хорошо изучены по береговым обнажениям Амуре (см. рис. 34), юго-восточной — по береговым обнажениям р. Зеи (рис. 40).

Ранее геологический разрез по береговым обнажениям Амура описан довольно подробно. Здесь только укажем, что постваланджинской фазой альпийской складчатости породы угленосной толщи были собраны в складки северо-восточного простириания и разбиты разрывными нарушениями типа взбросов и сбросов. Наиболее сильно дислоцированы породы в районе Толбузинского месторождения. Здесь углы падения пород довольно крутые, много разрывных нарушений и даек изверженных пород. В северо-западном направлении углы падения слоев и количество разрывных нарушений уменьшаются.

На геологическом разрезе (рис. 40), составленном по береговым обнажениям р. Зеи, показаны структуры угленосной толщи юго-восточ-

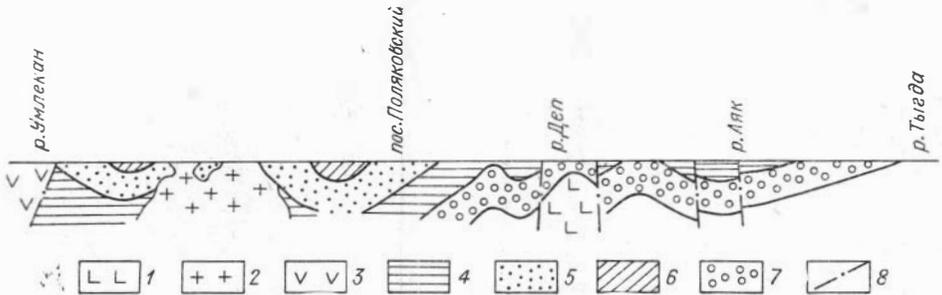


Рис. 40. Схематический геологический разрез по береговым обнажениям р. Зеи.
1 — серпентиниты и габбро, 2 — гранитоиды, 3 — эффузивы, 4 — депская свита, 5 — молчанская свита, 6 — верхнемолчанская свита, 7 — аякская свита, 8 — разрывные нарушения.

ной полосы Амуру-Зейского бассейна. Ниже приводится описание структур, за которыми сохранены названия, данные им. М. С. Нагибиной и Е. Е. Краснянской

Ниже устья р. Умлекан, левого притока р. Зеи, установлена Умлеканская брахисинклинальная складка. Северо-западное крыло ее сложено песчаниками и алевролитами депской свиты. Углы падения слоев 30—35°. В ядре складки лежат песчано-алевролитовые породы молчанской свиты. Юго-восточное крыло сопряжено с Ольгинской антиклиналью и осложнено дополнительной складкой, вследствие чего слои имеют более крутое падение. В пределах Умлеканской брахисинклинали устанавливаются разрывные нарушения северо-восточного простириания, по которым внедрялись дайки гранитоидов и порфириров. По данным М. С. Нагибиной и нашим наблюдениям, северо-западнее р. Умлекан породы депской свиты отсутствуют. Здесь проходит крупный разлом северо-восточного простириания. Продолжение Умлеканской брахисинклинали на северо-восток закартировано Л. М. Саяпиной, которая наблюдала эграницение складки зоной крупного широтного разлома, проходящего по южному обрамлению Тукурингро-Джагдинского поднятия. На юго-западе Умлеканская брахисинклинали скрыта под чехлом рыхлых неогеновых отложений.

Юго-восточнее Умлеканской брахисинклинали закартирована Ольгинская брахиантиклиналь, которая имеет асимметричное строение. Ширина ее 7—8 км. Падение слоев пород на крыльях складки 20—25°. К ядру складки приурочен крупный гранитоидный массив, прорывающий угленосную толщу. По данным Л. М. Саяпиной, Ольгинская брахиантиклиналь прослеживается на северо-востоке до долины р. Молчан, правого притока р. Дел, где периклинально замыкается. На юго-западе

брахиантиклиналь перекрыта неогеновыми и современными рыхлыми образованиями.

Юго-восточнее Ольгинской брахиантиклинали располагается крупная Инжанская синклинали складка, в ядре которой наиболее полно сохранены от размыва верхнемезозойские континентальные образования. Складка имеет симметричное строение с углами падения слоев 20—25°.

На северо-западном крыле складки в пределах молчанской свиты встречаются дайки гранитоидов северо-восточного простиранья.

В северо-восточном направлении Инжанская синклинали прослеживается до р. Деп, где ее продолжение закартировано под названием Депской синклинали. В бассейне р. Деп Депская синклинали сложена породами депской свиты. Далее на северо-восток происходит вздымание оси складки, вследствие чего здесь сохранены от размыва только нижние горизонты депской свиты. На Южнопокровском участке устанавливается почти полный разрез депской свиты (юго-восточное крыло Депской синклинали). Северо-западное крыло нарушено крупным надвигом. Падение слоев пород юго-восточного крыла синклинали северо-западное с азимутом 320—340° и углами падения от почти горизонтального в мульдовой части синклинали до 20—28°. В пределах Депской синклинали наблюдаются разрывные нарушения северо-восточного простиранья.

В юго-западном направлении Инжанская синклинали перекрыта осадками неогенового возраста.

Юго-восточнее описанной синклинали располагается Новоямпольская антиклиналь, имеющая асимметричное строение. Она сложена отложениями депской свиты. Северо-западное крыло имеет углы падения слоев 15°, а на юго-восточном крыле, срезанном разломом, углы падения слоев достигают 60°.

Юго-восточнее описанной синклинали располагается Новоямпольская синклинали складка. Она выявлена в бассейне р. Богоно по породам депской и молчанской свит. По данным поисково-разведочных работ Е. Е. Краснянской, синклинали разбиты многочисленными сбросами и надвигами, вблизи которых угленосная толща сложена мелкой складчатостью и флексурными перегибами.

В устье р. Деп, левого притока р. Зеи, установлена Зейская горст-антиклиналь. Ширина ее 8—10 км. В ядре антиклинали выходят кристаллические породы палеозойского фундамента (габбро и серпентиниты).

Юго-западнее Зейской горст-антиклинали закартирована Сахалинская синклинали. Углы падения слоев на крыльях складки 10—20°. Сахалинская синклинали на северо-западе и юго-востоке ограничена крупным разломом северо-восточного простиранья. В ядре складки залегают породы депской свиты.

Юго-восточнее Сахалинской синклинали в береговых обнажениях р. Зеи обнаружено моноклинальное пологое залегание нижнемезозойских прибрежно-морских образований.

ПОСТУГЛЕННЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА УГЛЕНОСНУЮ ТОЛЩУ

На территории Амуро-Зейского бассейна широко распространены интрузивные и жильные образования, которые прорывают угленосную толщу и активно воздействуют на нее.

Интрузивные породы представлены гранитами, гранит-порфирами и гранодиорит-порфирами, которые объединены в одну группу гранитоидов, так как они представляют собой фациальные изменения одного интрузивного тела. Наиболее крупные интрузии гранитоидов известны в бассейне нижнего течения р. Умлекан, в бассейнах рек Аяк, Дуте, среднего течения р. Магдагачи, в верхнем течении рек Ульдигичи, Бургали, Алмы и других местах.

Гранитоиды прорывают угленосную толщу и сопровождаются зоной контактового изменения. Песчаники в зоне контакта окварцованы, а иногда представлены кварцитоподобными песчаниками с прожилками кварца. Алевролиты и аргиллиты ороговикованы и приобретают почти черную окраску.

Величина зоны контактового изменения зависит от размера интрузивного тела гранитоидов. Возле небольших интрузий гранитоидов зона контактово-термального изменения не превышает 1 м, а возле крупных она достигает 30—50 м. Величина зоны контактово-термального воздействия на угли гораздо больше. Так, на Толбузинском месторождении контактово-термальные воздействия на угли устанавливаются на расстоянии около 5 км.

Жильные породы широко распространены в Деспском районе и на Бутефском участке Толбузинского месторождения угля. Больше всего даек порфиритов, дайки гранитоидных пород, кварцевых порфиров и андезитов встречаются реже.

Порфириты прорывают угленосную толщу и граниты и в свою очередь прорываются андезитами. Во всех случаях контактовые изменения отчетливые.

Контактовые изменения в осадочных породах выражены в обжиге, что отражается на структуре породы. Породы в зонах контакта обычно окварцованы или ороговикованы и отличаются повышенной крепостью и темной окраской.

Дайки довольно часто встречаются непосредственно в угленосных пачках и часто ассимилируют угольные пласты. Иногда последние содержат тонкие прожилки порфиритов.

Контактовые изменения в породах возле даек наблюдаются на расстоянии 20—70 см. На угольные пласты контактовые воздействия распространяются на расстояние 8—10 м. В зоне контакта угли превращены в кокс.

БУРЕЙНСКИЙ БАССЕЙН

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О БАССЕЙНЕ

Буреинский каменноугольный бассейн расположен в верхнем течении р. Буреи (см. приложение I). Представляет собой обширное поле распространения мезозойских отложений среди более древних изверженных и метаморфических пород. В рельефе Буреинский бассейн выражен крупной котловиной, вытянутой в северо-восточном направлении, длиной около 300 км, шириной 60—80 км. С запада бассейн ограничен Туранской возвышенностью, с востока — Буреинским хребтом. На северо-востоке в настоящее время граница проводится по широте пос. Усть-Умальта, но в период накопления угленосных отложений граница, по-видимому, проходила северо-восточнее. Юго-западная граница, хотя и проводится северо-восточнее широты устья р. Тырма, не является его генетической границей, поскольку юго-западнее бассейна расположена

Тырминская впадина, выполненная угленосными отложениями, синхронными отложениям Буреинского бассейна. Длина Тырминской впадины 60 км, ширина 40 км.

Углиносные отложения Буреинского бассейна известны с 40-х годов прошлого столетия со времени маршрутных исследований А. Ф. Миддендорфа и Ф. Б. Шмидта, но первые специальные исследования на уголь были проведены только в 1930—1931 гг. Большой вклад в познание геологии Буреинского бассейна внесли А. К. Матвеев (1937, 1950, 1955), Н. П. Херасков (1939), Н. С. Воронец (1937), Т. Н. Давыдова, Ц. Л. Гольдштейн (1947, 1949), Ф. А. Бочковский (1936), С. Н. Наумова (1939), В. Д. Принада (1932, 1936), А. Н. Криштофович (1934), Т. Я. Крымголец (1939), С. Г. Саркисян (1956), А. И. Савченко (1961), геологи-дальневосточники С. М. Брагинский, С. С. Дарбинян, В. А. Дыренко, Ю. Г. Морозов, В. В. Онихимовский, Б. А. Сигов и многие другие. Результаты этих работ, а также данные наших исследований положены в основу этого раздела.

СТРАТИГРАФИЯ УГЛЕНОСНОЙ ТОЛЩИ

Согласно принятой в 1965 г. в г. Владивостоке стратиграфической схеме (см. табл. 12), фундаментом угленосной толщи служат породы чаганьской свиты, относимые к киммериджскому ярусу позднеюрской эпохи. Свита сложена темно-серыми аргиллитами и алевролитами с пачками кварцевых песчаников.

Углиносная толща, согласно той же схеме (табл. 12), подразделяется на свиты (снизу вверх): талынжанскую, ургальскую, чагдомынскую и иорекскую. В принятую стратиграфическую схему необходимо внести добавления, которые сделаны сотрудниками Верхнебуреинской экспедиции, а именно включить ниже-верхнемеловую кындалскую свиту, которая венчает разрез угленосной толщи.

Талынжанская свита. Породы свиты установлены на юго-восточной окраине бассейна, где они узкой полосой вытянуты в северо-восточном направлении. В разрезе свиты преобладают аркозовые песчаники светло-серого цвета с прослоями алевролитов, аргиллитов, туфов и каменных углей. В основании свиты лежат зеленовато-серые песчаники и темно-серые алевролиты, в средней части аркозовые песчаники, а в верхней преобладают алевролиты, аргиллиты, туфы и пласты угля. Мощность талынжанской свиты определяется в 200—300 м. Возраст пород свиты по наличию флоры датируется верхнеюрским (волжский ярус).

Ургальская свита. Породы свиты развиты в центральной и юго-восточной частях бассейна. Преобладают песчаники аркозового состава с высоким коэффициентом угленосности (0,1—0,12%).

Всего насчитывается 42 пласта, из которых 11—22 имеют рабочую мощность. Свита подразделяется на три горизонта. Нижний состоит из конгломератов, полимиктовых песчаников, гравелитов, алевролитов и аргиллитов. Изредка встречаются пепловые туфы. Мощность горизонта 70 м. Средний горизонт сложен крупнозернистыми песчаниками, пепловыми туфами, средне- и мелкозернистыми аркозовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, углями и углистыми породами. Мощность 150—200 м. Верхний горизонт сложен аркозовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, углями и углистыми породами. Среди тонкозернистых пород встречаются прослои бентонитовых глин. Мощность 160—400 м.

Мощность свиты 500—900 м. Флористические остатки, а также спорово-пыльцевые комплексы позволили Ю. Г. Морозову возраст пород

нижнего и среднего горизонта датировать позднеюрским, а верхнего — раннемеловым.

Чагдомынская свита. Породы свиты распространены в центральной части бассейна и представлены преимущественно песчаниками, алевролитами, аргиллитами и углями. Изредка встречаются прослои туфов. В свите содержится до 10 пластов угля рабочей мощности.

Свита подразделяется на 3 пачки (снизу вверх): конгломератов; аркозовых песчаников и алевролитов; полимиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов (угленосная пачка). Мощность свиты 150—350 м. Время накопления ее пород датируется по флоре и спорово-пыльцевым комплексам раннемеловым (готерив-барремское время).

Чемчукинская свита. Породы свиты развиты на междуречье Чагдомына и Дубликана и в районе ст. Ургал. Свита сложена полимиктовыми песчаниками зеленовато-серого цвета с подчиненным количеством алевролитов, аргиллитов и туфов. В нижней части свиты содержатся редкие и маломощные прослои угля и углистых пород. Мощность свиты 800 м. Время накопления пород датируется по флоре и спорово-пыльцевым комплексам раннемеловым (баррем-аптское время).

Иорекская свита. В разрезе выделяются две пачки: нижняя — конгломератовая и верхняя — полимиктовых песчаников с прослоями алевролитов и аргиллитов. Мощность свиты оценивается в 600 м. Время накопления пород датируется раннемеловым (апт-альбское время).

Кындальская свита установлена в долине р. Кындаль. Подразделяется на две пачки: нижнюю — конгломератов и верхнюю — полимиктовых песчаников с прослоями алевролитов, пепловых туфов и мергелей. Мощность свиты 800 м. В районе ст. Ургал в карбонатных конкрециях обнаружены *Unio* sp., *Viviparus Wolchonensis* Mart., *V. fisiforma* Ping., *Trigonoidea* cf. *plicatensis* Mart., *Cyrena* sp., *Physa* sp., *Planorbis* sp. В отложениях свиты найдены отпечатки двудольных растений.

На верхнемезозойских угленосных отложениях с резким угловым несогласием почти горизонтально лежат породы цагайской свиты, сложной галечниками с прослоями песчаников, аргиллитов и глин. Породы цагайской свиты перекрыты неогеновыми и современными рыхлыми образованиями.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД УГЛЕНОСНОЙ ТОЛЩИ

В угленосной толще Буреинского бассейна выделяются терригенные, глинистые и органогенные породы.

Терригенные породы

Талынжанская свита. Терригенные осадки представлены песчаниками, алевролитами, аргиллитами и терригенно-вулканомиктовыми породами.

Песчаники мелко-, средне- и крупнозернистые. Породообразующими компонентами являются кварц, полевые шпаты и обломки пород (эффузивы, глинистые сланцы и аргиллиты). В зависимости от соотношения обломков пород и минералов можно выделить аркозовые и полимиктовые песчаники, а также переходные разности. Для нижней части свиты характерны полимиктовые, а для верхней — аркозовые песчаники. Тяжелая

фракция в песчаниках состоит из циркона, апатита, турмалина и шпинели.

По своим генетическим признакам песчаники относятся к руслово-пойменному, русловому и озерному комплексам фаций.

Алевриты по петрографическому составу ничем не отличаются от песчаников. По генетическим признакам они относятся к отложениям озерно-болотного и пойменно-болотного комплексов фаций.

Терригенно-вулканомиктовые породы представлены псаммитовыми, алевритовыми и пелитовыми разностями. Пелитовые и алевритовые в большинстве своем тонкослоистые. Среди этой группы большое значение имеют микрослоистые разности с чередованием тончайших прослоек и линзочек, обломков туфов и органического вещества или обломков туфов различной окраски. Наблюдаются и неслоистые породы. Растительные остатки в них располагаются по плоскости наслоения. Тонкие корневидные остатки пронизывают породы в различных направлениях. Мощность вулканомиктовых пород колеблется от нескольких миллиметров до 1,8 м. Микроскопическое изучение неразложенных вулканомиктовых пород показывает, что они состоят из обломков туфов и кварцевых порфиров различного размера. Обломки туфов имеют разную степень раскristализации. Имеются все переходы от туфов с витрокластической структурой, содержащих лишь небольшие окремневшие раскristализованные участки, к туфам, представляющим тончайший агрегат низкополярных кристалликов кремнеземистого состава, среди которых сохранились участки с витрокластической структурой. Псаммитовые разности состоят из обломков пород кислых эффузивов, кварца и полевого шпата.

По генетическим признакам вулканомиктовые породы относятся к отложениям руслово-пойменного, пойменно-болотного, озерно-болотного и озерного комплексов фаций.

Ургальская свита. В нижней ее части преобладают конгломераты, лежащие с резкой границей на тонкозернистых породах талынжанской свиты. Мощность конгломератов 15—17 м.

В составе галек конгломератов преобладают кварцевые порфиры и граниты (70%), т. е. продукты разрушения гранитов и кислых эффузивов, которые распространены на южном, западном и северном обрамлении Буреинского бассейна.

Конгломераты плохо отсортированы. Преобладают гальки размером 3—5 см, но встречаются 1—20 см. Гальки полуокатаны. Цементом служит разнозернистый аркозовый песчаник.

По генетическим признакам конгломераты относятся к отложениям пролювиально-аллювиального комплекса фаций. В средней части разреза угленосной свиты преобладают песчаники мелко- и среднезернистые. По петрографическому составу они сходны с песчаниками талынжанской свиты, но по условиям накопления намечается различие. Здесь устанавливаются песчаники озерного, руслового и пойменного генезиса. В верхней части разреза свиты песчаники и алевриты сходны с аркозовыми песчаниками верхней части талынжанской свиты.

Чагдомынская свита. В основании ее залегают конгломераты, состоящие из галек гранитоидов, эффузивов и метаморфических пород. Соотношение галек разного состава меняется на площади. Песчаники и алевриты средней и верхней частей разреза в основном полимиктовые с подчиненными прослоями аркозовых. Породообразующими компонентами являются обломки кварца, полевых шпатов, осадочных пород, эффузивов и метаморфических пород. Встречаются хлорит и биотит.

По генетическим признакам конгломераты, песчаники и алевролиты относятся к отложениям пролювиально-аллювиального, руслового пойменного и озерно-болотного комплексов фаций.

Чемчукинская свита. Для песчаников и алевролитов свиты характерен пестрый полимиктовый состав обломочного материала: обломки кварца, полевых шпатов, темноцветных минералов, порфиритов, бурых эффузивов с хлоритом, кремнисто-глинистых и песчано-глинистых метаморфических пород. Встречаются в меньшем количестве обломки кварцево-сланцев, яшм и порфиритов. Значительна примесь свежих хлоритов и биотитов. Состав аксессуарных минералов отличается от состава всех нижележащих свит. Значение группы минералов циркон-апатит-турмалин падает. Особенно резко уменьшается количество циркона. Эпидот, не встречающийся в нижележащих свитах, становится преобладающим минералом.

Цемент в песчаниках и алевролитах представлен гидрослюдистым материалом, каолином и халцедоном.

В нижней части свиты преобладают крупнозернистые полимиктовые песчаники. В базальных слоях лежат маломощные линзы конгломератов, состоящие из галек метаморфизованных и изверженных пород и алевролитов. По своим генетическим признакам песчаники и алевролиты относятся к отложениям озер и дельт.

Иорекская свита. Терригенные породы свиты сходны с таковыми чемчукинской. Отличием может быть большая рыхлость пород, мощные конгломераты в основании свиты и отсутствие углей.

Глинистые породы

В талынжанской свите к глинистым породам относятся ныртиты и аргиллиты. Они хорошо отсортированы, серого, темно-серого и черного цвета с коричневым оттенком и легко отличаются от таковых вышележащих свит. В глинистых породах встречаются горизонтальная и линзовидная слоистость, обусловленная наличием тончайших линзочек алевролита. По генетическим признакам глинистые породы талынжанской свиты относятся к отложениям озерного комплекса фаций.

В ургальской, чагдамынской и чемчукинской свитах к этому типу пород относятся аргиллиты, образующие гамму переходов от чистых аргиллитов к зольным углям, и белые с зеленоватым оттенком восковатые глины с творожистой или пластичной структурой. Специальное изучение глинистых пород не проводилось.

По генетическим признакам аргиллиты относятся к отложениям озерно-болотного и пойменно-болотного комплексов фаций.

Органогенные породы

К органогенным породам в Буреинском бассейне относятся угли, углистые алевролиты и аргиллиты. Угленосность значительной части территории бассейна не изучена. Более полно она освещена на Ургальском месторождении и прилегающих площадях. Здесь в угленосной толще содержится около 100 пластов и прослоев угля, из которых 45—50 имеют рабочую характеристику. Наиболее угленосна ургальская свита, меньше — чагдамынская, талынжанская и чемчукинская. Коэффициент

угленосности талынжанской свиты 0,12, чагдомынской 0,06 и чемчукинской 0,017.

Почти все пласты угля в Буреинском бассейне имеют сложное строение, прослои угля чередуются с прослоями углистых аргиллитов и алевролитов и реже песчаников и глин. Количество прослоев достигает 3—17 и сильно меняется на площади. Мощность прослоев также непостоянна и колеблется от 0,05 до 3,0 м. Мощность пластов достигает 24 м, но средняя мощность основных рабочих пластов измеряется в 2—5 м.

Наиболее угленосна восточная часть бассейна. По направлению к его центру угленосность всех свит падает, а в западной части снова возрастает.

Петрографией углей в Буреинском бассейне, преимущественно Ургальского месторождения, занимались С. М. Наумова, Н. А. Иванчин-Писарева, Л. С. Каминская, Л. М. Маркова, М. И. Ковальская, О. А. Дзенс-Литовская. Описание углей бассейна приводится по данным О. А. Дзенс-Литовской, которая дала подробную характеристику углей Ургальского месторождения.

По растительным остаткам А. Н. Криштофовичем (1934) и В. Д. Принадой (1932, 1936, 1940) установлено, что исходным материалом для образования углей послужили стеблевые и древесные остатки, листья саговых, гинкговых и хвойных деревьев с травянистым покровом, представленным папоротниками, хвощами и плауновыми. Н. А. Иванчин-Писарева (1939), изучавшая споры и пыльцу из углей бассейна, установила, что в период накопления материнского вещества углей существовала более или менее однотипная растительность.

З. И. Вербицкая, просмотревшая небольшое количество образцов из различных частей разреза (коллекция О. А. Дзенс-Литовской), отмечает резкое различие спорово-пыльцевых спектров свит и объясняет это различной палеогеографической обстановкой в период формирования осадков.

Условия накопления и разложения исходного материала были не везде одинаковыми и определялись составом растворов, циркулировавших в торфянике, и степенью его обводненности. В зависимости от степени окисления или остудневания растительных остатков, а также характера исходного материала в Буреинском бассейне образовались различные микрокомпоненты угля. О. А. Дзенс-Литовской (1968) выделяются следующие микрокомпоненты угля: гелифицированные, фюзенизированные и липоидные.

Гелифицированные микрокомпоненты, наиболее распространенные в ургальских углях, по характеру исходного материала могут быть разделены на паренхимные и древесные, которые в проходящем свете (шлифе) несколько отличаются по цвету: древесные — красные, паренхимные — красновато-оранжевые.

Паренхимные гелифицированные компоненты представлены продуктами превращения листовой паренхимы (ткани) различной степени сохранности. Имеют комковатое строение и оконтурены кутикулой.

Наиболее часто в изученных углях встречаются паренхимные ксиловитрены, имеющие отчетливое рыхло-комковатое строение, гораздо реже — однородные или скрытоструктурные паренхимные витрены, структурные паренхимные витрены и паренхо-аттрит, т. е. мелкие комочки гелифицированных паренхимных тканей с резкими контурами, не сливающиеся между собой и соседними гелифицированными микрокомпонентами.

В изученных углях встречается кsilовитреновая комковатая основная масса (паренхо-десмит), представляющая собой продукт предельного остудневания листовых тканей.

Древесные гелифицированные компоненты — это продукты предельного разложения тканей и неопределенного остудневания древесины и других стеблевых тканей. В первом случае это витрены (витрениты), во втором — ксилены (ксилениты).

Витрены (витрениты) — красные, красновато-бурые, в проходящем свете (шлифе) продукты предельного остудневания стеблевых тканей, встречающиеся в виде линз, полос, обрывков. В ургальских углях одинаково распространены витрены как структурные, так и со скрытой структурой, обнаруживаемой только в проходящем свете при скрещенных николях. Реже встречаются витрены, совершенно лишенные признаков какой бы то ни было структуры.

Однородная бесструктурная основная масса (витренодесмит) встречается довольно часто, но реже кsilовитреновой. Представляет собой продукт предельного остудневания древесинных тканей. Обычно играет роль цемента, заполняя промежутки между компонентами.

Ксилены (ксилениты) — красные, красновато-бурые в проходящем свете продукты неопределенного остудневания древесины и других стеблевых тканей растений, имеющие более или менее выраженные следы клеточного строения (комковатую или кsilовитреновую структуру).

Наиболее часто встречается в виде различной величины фрагментов кsilовитрен и гораздо реже — ксилен, полости клеток в которых иногда заполнены глинистым веществом. Ксилео-аттриты и ксилео-десмиты встречаются совместно с ксиленитами.

Фюзенизированные микрокомпоненты по степени фюзенизации делятся на две группы: слабофюзенизированные и фюзенизированные.

Слабофюзенизированные (семифюзениты) — коричневые растительные ткани в проходящем свете (шлифе) — продукты предварительного остудневания и последующего слабого окисления или фюзенизации преимущественно стеблевых тканей. В ургальских углях их довольно мало. Это преимущественно коричневые кsilовитрены. Коричневые ксилены очень редки. Полупрозрачная основная масса, состоящая из наиболее мелких обломков (семифюзено-аттрит), встречается редко.

Фюзенизированные микрокомпоненты (фюзениты) — черные в проходящем свете (шлифе) стеблевые ткани, прошедшие предварительное остудневание с последующей фюзенизацией. В ургальских углях фюзенизированных компонентов немного, типичный фюзен можно встретить редко, но кsilовитренофюзениты и витренофюзениты встречаются чаще. Форма их обычно неправильная или линзовидная, размеры от 0,1 до 3,0 мм. Фюзен крупноклеточный и мелкоклеточный, содержится в виде линз, обрывков, а также фюзенового аттрита, часто состоящего из одной или нескольких клеток или обломков их стенок.

Липоидные микрокомпоненты или желтые тела. В эту группу входят оболочки спор и пыльцы (экзинит), кутикула (кутинит), остатки суберинизированной коровой ткани и смоляные тела (резинит).

Оболочки микроспор и пыльцы (экзинит) в ургальских углях встречаются в виде тоненьких волнистых штрихов желтого и желтовато-оранжевого цвета в шлифе.

Кутикула (кутинит) в основном тонкая (нитевидная), окаймляет листовые ткани (паренхимы) и имеет на внутренней стороне зубчики. В ургальских углях она играет незначительную роль.

Коровых тканей (суберинита) в изученных углях мало. Они имеют вид полосовидных образований с неясно выраженной структурой буровато-желтого или оранжевого цвета, оконтуривающих древесинную ткань. Отчетливое строение коровой ткани встречается редко.

Смола (резинит) содержится в виде включений овальной, удлиненной и неправильной формы желтого и оранжевого цвета размером от 0,01 до 0,1 мм. Кроме того, смола может находиться непосредственно в древесине и в листьях, заполняя полости клеток и смоляные ходы.

Округло-угловатые тела невыясненной природы или сколероции грибков (склеротинит). Фюзенизированные округло-угловатые тела (нигро-склеротинит) в простом проходящем свете черные (непрозрачные) размером от 0,2 до 0,8 мм как однородные, так и с крупными и мелкими порами, трещинами.

Минеральных примесей в углях Ургальского месторождения много. Результат этого — повышенная зольность угольного вещества. Минеральные включения содержатся либо в виде линзочек и прослоев, либо в виде вкрапленности.

В буренских углях обнаружены следующие минеральные примеси: гидрослюда, каолинит, кварц, ортоклаз и микроклин, альбит и олигоклаз, кальцит, халцедон, гипс и ангидрит, мусковит, биотит и хлорит, сидерит, пирит и марказит, вулканическое стекло, роговая обманка, ильменит и лейкоксен, магнетит, гидроокислы и окислы железа, анатаз и брукит, циркон, корунд, эпидот, турмалин, сфен, гроссуляр, ортит, цоизит и клиноцоизит, рутил, шпинель, ставролит и монацит.

Среди перечисленных минералов выделяются обломочные, диагенетические и эпигенетические. Обломочные отлагались в торфяных болотах совместно с растительными остатками, диагенетические сформировались в исходном веществе углей в связи с разложением растительных остатков и разрушением рассеянного среди них обломочного минерального материала. Эпигенетические минералы образовались в торфянике после покрытия его кровлей из растворов, циркулировавших в нем по трещинам.

Количественно преобладают минералы обломочного и диагенетического происхождения во всех типах углей, кроме однородноблестящих, в которых они отсутствуют.

Основную массу их составляют тонкодисперсные глинистые минералы преимущественно гидрослюдистого состава с примесью каолинита и обломочные зерна кварца и полевых шпатов мелко- и реже средне-алевритовой разности. В целом минеральные примеси углей различных пластов Бурейнского бассейна характеризуются сходством своего основного качественного состава. Эпигенетических минералообразований сравнительно немного в углях бассейна.

Диагенетические минеральные примеси парагенетически связаны с различными петрогенетическими типами угля. Так, сидерит наиболее характерен для полуматовых полосчатых и особенно полуматовых штриховатых углей, менее для полублестящих полосчатых и совсем не встречается в полублестящих неяснополосчатых углях. Пирит наиболее характерен для полублестящих неяснополосчатых и полублестящих полосчатых, меньше — для полуматовых полосчатых углей. Аутигенные анатаз и брукит чаще встречаются в наиболее зольных углях — полуматовых штриховатых и полуматовых полосчатых, а также в углях с повышенным содержанием фюзена.

Между минералогическим составом эпигенетических минеральных примесей и различными петрогенетическими типами угля генетической зависимости не наблюдается.

Автор вслед за Л. С. Алексеевым не согласен с мнением о значительной роли вулканической деятельности, обусловившей большое количество пирокластического материала среди минеральных примесей бурейских углей. Он считает, что зольность углей обусловлена исключительно минералами обломочного и диагенетического происхождения.

По внешнему виду (степени блеска, наличию или отсутствию полосчатости) угли Ургальского месторождения О. А. Дзенс-Литовская (1968) разделяет на группы, в которых отражается не только состав исходного материала углей, но и физико-географические условия их накопления и разложения.

По степени блеска угли месторождения подразделяются на четыре группы: блестящие, полублестящие, полуматовые и матовые.

Следует отметить, что любой из углей перечисленных групп может перейти в матовый при увеличении количества минеральных примесей. Поэтому степень блеска больше зависит от количества минеральных примесей, чем от состава микрокомпонентов органического происхождения, что подтверждается микроскопическим изучением.

В каждой группе может быть выделено несколько структурных разновидностей, которые обусловлены количеством содержащихся в них витреновых полос и штрихов, их размерами и взаимным расположением (однородные, полосчатые, штриховые).

Однородная структура присуща блестящим углям. Полосчатая встречается у полублестящих и полуматовых углей, состоящих из основной массы и полос витрена.

В зависимости от ширины полос витрена структура может быть полосчатая (5—10 мм) и тонкополосчатая (до 5 мм). Всегда в основной массе между полосами витрена содержатся тонкие штрихи витрена, и поэтому структура становится штриховато-полосчатой.

Для ургальских углей характерна штриховато-полосчатая структура.

Больше всего распространены в изученных пластах полублестящие полосчатые и штриховатые угли.

По комплексу признаков, и главным образом по вещественному составу, ургальские угли относятся к группе гумолитов и разделяются О. А. Дзенс-Литовской на два класса: гелитолиты и фюзенолиты, из которых наиболее распространены микстогумолиты. Классы в свою очередь она делит на подклассы, отличающиеся характером преобладающего вещества: для класса гелитолитов — гелифицированных микрокомпонентов, а для класса фюзенолитов — фюзенизированных. В каждом подклассе по количественному соотношению микрокомпонентов ею выделены типы и подтипы, причем основные углеобразующие микрокомпоненты стоят в конце названия, а второстепенные впереди.

Группа блестящих углей характеризуется ярко-черным цветом, сильным жирным блеском, глазковой отдельностью (глазки в диаметре до 1 см, с налетом кальцита). Блестящий уголь самостоятельного значения не имеет и в пластах залегает в виде линз и линзовидных полос различной величины (мощностью от 1 до 15 см и длиной 3—5 м). Микроструктура отвечает бесструктурному гелифицированному веществу (гомогелиту), структурному гелифицированному веществу (телогелиту) и смешанному гелифицированному веществу (микстогелиту), иногда с небольшим количеством липонидных (кутикулы, микроспор или смолы). Минеральных включений мало. Блестящие угли хорошо спекаются и обладают высокой калорийностью.

Полублестящие угли имеют несколько пониженный блеск, неровный или угловатый излом, призматическую отдельность и значительную хрупкость. По структуре подразделяются на неяснополосчатые,

штриховато-полосчатые и полосчатые и состоят из сближенных полос или штрихов блестящего угля (витрена) с незначительным количеством полуматовой или матовой основы (если в самой основной массе много мелких блестящих штрихов, она становится полублестящей) между ними или из чередующихся полос витрена с основной массы. По микроструктуре это преимущественно кларены с небольшим количеством фюзенизированных компонентов или липоидных с несколько повышенной зольностью.

Полуматовые угли характеризуются тусклым блеском, темно-серым цветом, значительной плотностью и вязкостью и неровным изломом. В этих углях полосы витрена уже, блестящих штрихов меньше, чем в полублестящих. Зольность повышенная. Полуматовые угли подразделяются на штриховатые и штриховато-полосчатые. По микроструктуре это кларены (смешанные и липоидные), дюрено-кларены смешанные, насыщенные минеральными примесями.

Группа матовых углей почти лишена блеска, имеет неровный или раковичный излом, большой удельный вес и плотное сложение. Цвет черный, с серым оттенком. Среди матовых углей встречаются штриховато-тонкополосчатые, штриховатые и редкоштриховатые.

Матовые угли под микроскопом представлены различными кларенами (смешанными с липоидными), дюрено-клареном смешанным и кларено-дюреном фюзеновым с различным, большей частью повышенным, содержанием минеральных примесей. В основном это очень зольные матовые угли, близкие к углистой породе.

В результате петрографического изучения ургальских углей О. А. Дзенс-Литовской были выделены их типы. В основу были положены следующие признаки: вещественный состав (преобладание тех или иных микрокомпонентов), структура и текстура.

По предложенной ленинградскими углепетрографами на Втором угольном геологическом совещании схеме вещественно-петрографической классификации все угли бассейна, по данным О. А. Дзенс-Литовской, принадлежат к группе гумолитов (так как образовались из остатков высших растений), большую часть которых в основном можно отнести к классу гелитолитов, тогда как угли класса фюзенолитов занимают подчиненное положение. Классы в свою очередь делятся на подклассы, отличающиеся характером преобладающего вещества: степенью разложения для класса гелитолитов или степенью окисления для класса фюзенолитов. В каждом подклассе по количественному соотношению преобладающих и второстепенных углеобразующих компонентов можно выделить типы. Типы углей слагают слои, пачки и целые пласты.

I класс — гелитолиты. Угли этого класса характеризуются преобладанием гелифицированных углеобразующих компонентов. По внешнему виду они могут быть блестящими, полублестящими, полуматовыми и матовыми углями черного, иногда с серым оттенком или серого цвета за счет минеральных примесей (полуматовые и матовые). Гелитолиты входят в состав всех изученных пластов, слагая слои, пачки и целые пласты. По составу угли этого класса клареновые и дюрено-клареновые чистые либо с минеральными примесями.

В зависимости от того, в какой стадии разложения находятся основные углеобразующие компоненты (в данном случае гелифицированные), в классе гелитолитов О. А. Дзенс-Литовской выделены три подкласса: гомогелиты (угли с преобладанием бесструктурных гелифицированных компонентов), телогелиты (угли с преобладанием структурных гелифицированных компонентов) и микстогелиты (угли с преобладани-

ем смешанных гелифицированных компонентов). Наиболее распространены в изученных углях телогелиты и микстогелиты.

Подкласс гомогелитов объединяет различные кларены и дюрено-кларены, в которых преобладает гелифицированное вещество: ультракларены (гомогелиты), кларены фюзеновые (фюзеногомелиты), кларены споровые и кутикуловые (липоидогомелиты), дюрено-кларены споровые (липоидогомелиты), дюрено-кларены фюзеновые (фюзеногомелиты). Угли этого подкласса насыщены в той или иной мере минеральными примесями.

Все перечисленные угли образовались из значительно остудневших продуктов и листовых тканей, представленных однородной гелифицированной массой. Иногда строение тканей сохраняется и можно проследить переходы от фрагментов к основной массе.

Второстепенные компоненты — фюзен, споры, кутикула, смола и коровые ткани. Угли этого подкласса встречаются во всех изученных пластах.

Подкласс телогелитов объединяет различные кларены и дюрено-кларены со структурным гелифицированным веществом (оно преобладает): кларены ксиловитреновые (телогелиты), кларены кутикуловые (липоидотелогелиты), кларены смешанные (липоидофюзеногелиты), дюрено-кларены смешанные (фюзенолипоидотелогелиты) и липоидофюзеногелиты).

Все перечисленные кларены и дюрено-кларены насыщены минеральными примесями. В углях этого подкласса в основном преобладают структурные гелифицированные компоненты паренхимные и древесные (до 45%), т. е. это листовые и стеблевые кларены, состоящие чаще всего из ксиловитреновой основной массы и фрагментов растительных тканей с ксиловитреновой структурой.

Второстепенными компонентами являются кутикула (очень часто окаймляющая листья), споры, смоляные тела, фюзен и коровая ткань. В зависимости от характера второстепенных компонентов могут быть выделены все перечисленные выше типы. Угли этого подкласса наиболее распространены в пластах Ургальского месторождения.

Подкласс микстогелитов объединяет различные кларены и дюрено-кларены со смешанным гелифицированным веществом как структурным, так и бесструктурным из различных стеблевых и листовых частей растений: кларены (микстогелиты), кларены липоидные (липоидомикстогелиты), кларены фюзеновые (фюзеномикстогелиты), кларены смешанные (фюзенолипоидомикстогелиты), дюрено-кларены смешанные (фюзенолипоидомикстогелиты и липоидофюзеномикстогелиты), насыщенные в той или иной мере минеральными примесями.

Второстепенными компонентами являются фюзен, кутикула, споры, смоляные тела и коровые ткани.

Угли этого подкласса пользуются широким распространением в пластах Ургальского месторождения.

По данным О. А. Дзенс-Литовской, в углях этого класса наименьший выход летучих на горючую массу у телогелитов (32,05%) и в единичном случае у микстогелитов (32,38%), а у всех остальных гелитов выход летучих изменится от 34,75 до 44,11%. Содержание влаги незначительно — 0,31—4,41%. Содержание золы в гелитолитах изменяется от 5,77 до 49,87%, в гомогелитах ее 16,67%, в телогелитах 5,77—27,40% и в микстогелитах 10,13—36,25%. Теплотворная способность на рабочее топливо, как известно, зависит от зольности угля. Наибольшая калорийность (8416 кал) у липоидогомелита, наименьшая — у микстогелита (7577 кал). Угли обладают способностью спекаться.

II класс — фюзенолиты. Угли этого класса характеризуются значительным развитием фюзенизированных углеобразующих компонентов с подчиненным количеством второстепенных остатков гелифицированных растительных тканей, по типу превращения таких же, как в гелитолитах.

Этот подкласс представлен полуматовыми и матовыми углями серовато-черного цвета.

Угли класса фюзенолитов на Ургальском месторождении отмечены только в пластах Эльга (шх. 3) и Чаланык (шх. 2). Микроструктура углей кларено-дюреновая с фюзеновым материалом. По характеру фюзенизированного вещества, т. е. по степени фюзенизации, в этом классе можно выделить подклассы: фюзениты (угли с преобладанием фюзенизированного вещества) и микстофюзениты (угли с преобладанием смешанного фюзенизированного вещества).

Так же как и в классе гелитолитов, О. А. Дзенс-Литовская выделяет подклассы.

Подкласс фюзенолитов в ургальских углях представлен кларено-дюреном фюзеновым (гелитофюзенитом) с большим содержанием минеральных примесей. Углеобразующими компонентами являются сильно фюзенизированные фрагменты тканей. Второстепенные компоненты представлены гелифицированным веществом, кутикулой, спорами, смолой и коровой тканью. Фюзениты в ургальских углях очень редки и отмечены только в пласте Эльга (шх. 3).

Подкласс микстофюзенитов представлен кларено-дюреном смешанным (гелитолипоидомикстофюзенитом). Углеобразующие компоненты микстофюзенитов — фюзенизированные и слабофюзенизированные ткани, второстепенные компоненты — гелифицированное вещество, коровая ткань, смола, кутикула, споры и минеральные примеси. Уголь этого подкласса установлен в пласте Чалынак (шх. 2).

Описание угольных пластов приводится по данным О. А. Дзенс-Литовской (снизу вверх).

Пласт Чаланык вскрыт шх. 2. Мощность пласта 1,95—4,25 м. Пласт в изученных разрезах в общем сохраняет свое строение и состоит из двух частей — нижней и верхней, разделенных прослоем алевролита мощностью 0,10—0,20 м.

Нижняя часть пласта (мощность 0,70—1,35 м) во всех разрезах в основании сложена блестящим или полублестящим углем, который по своему вещественно-петрографическому составу отвечает углям класса гелитолитов: кларенам (микстогелитам), кларенам с липоидными (липоидомикстогелитам и липоидогомелитам). Выше уголь матовый, переходный к углистой породе. По вещественно-петрографическому составу это очень зольные ультракларены (гомогелиты), кларены ксиловитреновые (телогелиты), кларены липоидные (липоидомикстогелиты).

Верхняя часть пласта (мощность 1,05—2,70 м) представлена полублестящим углем, за исключением разреза пласта в лаве 16, в котором верхняя часть нацело состоит из матового угля, переходного к углистой породе. По вещественно-петрографическому составу это очень зольные дюрено-кларены споровые (липоидогомелиты).

Почва пласта — слабоуглистый аргиллит, кровля — алевролит.

Пласт Сивак, шх. 2. Мощность пласта 1,05—1,43 м, сложен полублестящим углем — ультраклареном (гомогелитом), клареном ксиловитреновым (телогелитом), клареном (микстогелитом), клареном липоидным (липоидогелитом и липоидомикстогелитом).

Почва и кровля пласта — алевролит.

Пласт Янкан вскрыт шх. 3. Мощность пласта изменяется от 1,82 до 5,72 м. В двух разрезах (в лавах 14 и 15) пласт имеет сложное строение и состоит из чередования пачек полублестящего угля с прослоями алевролита. Мощность пачек изменяется от 0,5 до 0,34 м, прослоев — от 0,02 до 0,10 м.

Вещественно-петрографический состав полублестящего угля однообразен — в основном преобладают различные гелитолиты, представленные клареном ксиловитреновым (телогелитом), клареном (микстогелитом), клареном липоидным (липоидотелогелитом и липоидомикстогелитом). Исключение представляет разрез пласта в забое вентиляционного просека, где мощность пласта 5,72 м и легко выделяются три части: нижняя, средняя и верхняя, разделенные мощными прослоями алевролита (0,20, 0,41 и 0,75 м). Нижняя часть пласта (мощность 1,42 м) в основном сложена полублестящим углем, по вещественно-петрографическому составу клареном ксиловитреновым (телогелитом), но большая часть нижней и вся средняя часть пласта сложены матовым углем, переходным к углистой породе, который по вещественно-петрографическому составу является клареном липоидным (липоидогомогелитом и липоидомикстогелитом), насыщенным минеральными примесями.

Верхняя часть пласта (мощность 1,63 м) нацело сложена блестящим углем (с пятью прослоями алевролита мощностью по 0,02 м), по микроструктуре отвечающим ультракларену (гомогелиту), кларену (микстогелиту) и кларену липоидному (липоидотелогелиту).

Почва пласта — алевролит, кровля — аргиллит.

Пласт Эльга прослежен по шх. 3, где он имеет почти одинаковую мощность 2,85—2,97 м (за исключением разреза в лаве 16, где мощность его 2,37 м) и везде нижняя его часть в основном сложена матовым углем, переходным к углистой породе, по микроструктуре ультраклареном (гомогелитом), клареном липоидным (липоидогомогелитом и липоидотелогелитом), клареном фюзеновым (фюзеномикстогелитом и фюзенотелогелитом), клареном смешанным (липоидофюзеномикстогелитом), дюрено-клареном смешанным (липоидофюзеномикстогелитом), и дюрено-клареном фюзеновым (фюзеногомелитом).

В главном откаточном штреке слой матового полосчатого угля (мощностью 0,25 м) представлен кларено-дюреном смешанным (гелито-липоидомикстофюзенитом).

Верхняя часть пласта во всех разрезах представлена полублестящим углем, по вещественно-петрографическому составу клареном липоидным (липоидотелогелитом) и клареном фюзеновым (фюзенотелогелитом и фюзеномикстогелитом). Исключение представляет самая верхняя часть пласта (лава 17, поэтажный штрек) у кровли, где уголь блестящий, по микроструктуре ультракларен (гомогелит).

Пласт Ургал изучен О. А. Дзенс-Литовской в шх. 4, где он имеет мощность 1,75—2,50 м.

В нижней нише лавы 3 в почве остается первая пачка (мощность 1,7—2,0 м), далее идет прослой туфа мощностью от 0,30 до 0,50 м. Пласт почти нацело сложен полублестящим углем, матовый уголь, переходный к углистой породе, представлен двумя слоями мощностью 0,15 и 0,10 м.

Полублестящий уголь по микроструктуре отвечает кларену фюзеновому (фюзеномикстогелиту) и дюрено-кларену смешанному (липоидофюзеномикстогелиту), а матовый — кларену фюзеновому (фюзенотелогелиту и фюзеномикстогелиту).

В пласте имеется выдержанный прослой (мощность 0,10 м) алевролита.

В разрезе главного откаточного штрека большая часть пласта сложена матовым углем, переходным к углистой породе, по микроструктуре клареном фузеновым (фузеногомелитом), клареном липоидным (липоидотелогелитом) или липоидомикстотелогелитом), насыщенным минеральными примесями, за исключением самой верхней части пласта (мощностью 0,60 м), которая сложена полублестящим углем, по микроструктуре дюрено-клареном смешанным (липоидофузеномикстотелогелитом). Почти у основания пласта залегает слой 0,30 м блестящего угля, по микроструктуре отвечающего кларену ксиловитреновому (телогелиту).

Заканчивается разрез прослоем алевролита. В середине пласта имеется выдержанный прослой туфа мощностью 0,45—0,50 м. Почва пласта не вскрыта, кровля — углистый алевролит.

Пласт Сложный, шх. «Угольная». Описан О. А. Дзенс-Литовской в забое вентиляционного штрека северного, где пласт мощностью 2,77 м сложен пятью пачками угля, разделенными четырьмя породными прослоями, из которых три (снизу вверх) представлены аргиллитом и один — перемятой глиной. Уголь пласта в основном перемятой, за исключением двух самых нижних пачек (у почвы пласта) и одной самой верхней (у кровли пласта).

Нижняя пачка (мощность 0,30 м) сложена блестящим углем, по вещественно-петрографическому составу клареном ксиловитреновым (телогелитом). Непосредственно у почвы пласта в этой пачке имеется слой 0,08 м матового угля, переходного к углистой породе, по вещественно-петрографическому составу это кларен фузеновый (фузенотелогелит), насыщенный минеральными примесями.

Следующая пачка (мощностью 0,30 м) сложена полублестящим углем, по вещественно-петрографическому составу клареном (микстотелогелитом).

Далее идут две пачки (мощностью 0,60 и 0,80 м) перемятого угля полублестящего и блестящего, по вещественно-петрографическому составу ультракларена (гомогелита).

Заканчивается разрез пачкой 0,30 м полуматового угля, по вещественно-петрографическому составу кларена липоидного (липоидотелогелита) с минеральными примесями.

Почва пласта — песчаник тонкозернистый (алевролит), кровля — углистый аргиллит.

Угли Буреинского бассейна по степени углефикации длиннопламенные. По данным химических анализов, содержание влаги в лабораторных пробах угля 0,27—4,34%, чаще 1,5—2,5%. Зольность изменяется от 12 до 50%, преобладающая — 23—30%. Содержание серы общей в сухом топливе 0,15—0,57%, фосфора от 0,0014 до 0,0142%. Выход летучих на горючую массу 32,5—48,6%, чаще 39—43%.

Теплотворная способность горючей массы высокая — 7500—8221 кал.

Зола углей тугоплавкая (температура плавления ее выше 1340°С). Химический состав золы следующий: SiO₂ — 62,00—73,46%, CaO — 0,45—4,47, MgO — 1,25—2,35, F₂O₃ — 0,74—2,25, Al₂O₃ — 24,66—33,16, SO₃ — 0,02—1,67, P₂O₅ — 0,04—0,05, Na₂O — K₂O — 0,94—1,96%.

В составе золы преобладают кремнезем (62—73%) и глинозем (24—33%), остальные химические соединения содержатся в небольшом количестве.

Увеличение или уменьшение зольности не подчинено какой-либо закономерности и зависит от строения пласта (количества прослоек или линзочек пустых пород и их мощности), а также от степени насыщенности самого вещества угля минеральными примесями. В некоторых случаях зольность связана с вторичными изменениями углей по трещинам.

Резюмируя изложенное выше, можно сказать, что угли Буреинского бассейна средне- и высокозольные, малосернистые, с небольшим содержанием фосфора. Горючая масса углей обладает высокой теплотворной способностью. Угли труднообогатимые, но способны давать металлургический кокс.

Угольные пласты в стратиграфическом разрезе Буреинского бассейна неодинаковы. Для каждой свиты характерны определенные особенности строения, петрографического состава пластов, которые отмечались многими исследователями, но более или менее определенно изложены лишь в работе Т. Н. Давыдовой и Ц. Л. Гольдштейн (1949).

В талынжанской свите угольные пласты имеют сложное строение и чаще всего представлены чередованием углей, туффов, ныртитов и аргиллитов. Количественное их соотношение различно. Имеются пласты с резким преобладанием углей и пласты с резким преобладанием пород. Мощность угольных пластов обычно 2—3 м. Угли сложных пластов талынжанской свиты полосчатые, со штриховой полублестящей основой. Характерны также линзочки и примазки фюзена, количество которых возрастает обычно по направлению к прослоям туфов. Наиболее отличительным признаком угольных пластов талынжанской свиты является широкое распространение совместно с углями слоев ныртитов.

Для угольных пластов нижней части разреза ургальской свиты характерно относительно простое строение, сравнительно большая (до 9 м) и выдержанная мощность, постоянное преобладание породных прослоев и относительно выдержанный петрографический состав. В угольных пластах преобладают полублестящие полосчатые угли с характерной полосчатой текстурой. По сравнению с талынжанской свитой в угольных пластах нижней части разреза ургальской свиты значение туфов резко уменьшается.

Пласты угля верхней части разреза ургальской свиты имеют сложное строение и сильно изменчивы. Для них характерно непостоянное, но в общем значительное количество породных прослоев, колебание мощностей пластов и угольных пачек и разнообразие петрографического состава. Широко развиты полуматовые штриховатые угли, которым свойственна линзовидная текстура. Большое значение имеют также пачки полуматовых полосчатых углей с характерной для них полосовидной текстурой.

Немногочисленные пласты углей чагдамынской свиты характеризуются сравнительно простым и постоянным строением, значительным преобладанием углей над прослоями пород. Пласты слагаются главным образом полублестящими полосчатыми углями с однородной основой, в которой повышено содержание содержание линз фюзена. Имеются крупные линзы и полосы однородноблестящего угля с глазковой отдельностью. Подчиненное значение имеют полуматовые штриховатые угли.

УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ ПОРОД УГЛЕННОЙ ТОЛЩИ

Т. Н. Давыдова, Ц. Л. Гольдштейн (1949) считают, что угленосные отложения постепенно сменяются прибрежно-морскими и морскими образованиями поздней юры. По их мнению, юрское море постепенно сократилось, и на его месте остался небольшой залив, который затем превратился в озеро. Последнее в начале угленакопления было занесено аллювиальными отложениями. Новые данные, полученные в последние годы, позволяют сделать иной вывод.

В скв. 4, пройденной нефтяной экспедицией ВСГУ на Северном Ургале (правый берег р. Ургал против пионерского лагеря вскрыт следующий разрез:

451,0—362,6 м — монотонная толща, состоящая из мелкозернистых серых песчаников с наклонно прослоями алевролитов мощностью 0,5—0,8 м. В алевролитах расположены по слоению мелкие углефицированные обрывки растений. В песчаниках по всей толще ясно видна мелкая косая разнонаправленная и косоволнистая слоистость, обусловленная намывом тонких прослоев глинистого материала и растительного детрита. По текстурным признакам, общему облику пород, характеру перехода между слоями и пр. эта толща незначительно отличается от нижележащей чаганыйской морской свиты и резко — от вышележащей континентальной талынжанской свиты. По-видимому, накопление осадков происходило в крупном бассейне с преобладанием направленного водного потока, который часто нарушался волновыми движениями основной массы воды.

На этой толще с размывом лежат породы талынжанской свиты.

362,6—355,3 м — мелкогалечный конгломерат серого цвета с полуокатанной и слабоокатанной галькой эффузивных пород, гранита и осадочных пород. Цементом служит неравномернозернистый песчаник. Размер гальки от 2 до 6 см в поперечнике. Сортировка конгломерата слабая. В нем встречаются расположенные в беспорядке крупные углефицированные обрывки стволов деревьев. Конгломераты по своим генетическим признакам относятся к временным потокам. Контакт резкий.

355,3—350,3 м — чередование мелкозернистого песчаника серого цвета с алевролитом темно-серого, почти черного цвета. Мощность песчаных прослоев 0,8—1,0 м, алевролитовых — 0,4—0,6 м. Песчаники полимиктовые, слабосортированные, с мелкой косой однонаправленной слоистостью за счет намыва тонких прослоев растительного детрита. В алевролитах, особенно в верхней части пачки, много растительных остатков средней сохранности. Переходы между породами четкие, резкие. Песчаники, по-видимому, отложены паводками, а алевролиты — отложения небольших озер, оставшихся от паводка. Алевролиты, залегающие в кровле пачки, постепенно переходят в вышележащий пласт.

350,3—349,2 м — угольный пласт сложного строения.

Как видим, угленосная толща лежит с размывом на переходной толще, венчающей разрез чаганыйской свиты.

Залегание пород талынжанской свиты на гранитных зафиксировано в скв. 89, пройденной на левом берегу р. Буреи в устье р. Малый Иорек (снизу вверх):

257,5—255,0 м — серый крупнозернистый гранит, слабовеветрелый.

255,0—254,0 м — полимиктовый неравномернозернистый (преобладают мелкие зерна) песчаник серого цвета с линзами темно-серого алевролита. В песчанике наблюдается мелкая косая однонаправленная слоистость, обусловленная намывом тонких прослоев растительного детрита. В верхней части слоя количество растительных остатков увеличивается и песчаник переходит постепенно в вышележащий пласт.

254,0—253,9 м — углистый алевролит с крупными углефицированными обрывками стволов и веток растений, с линзами и штрихами блестящего угля. Контакт резкий.

253,9—253,8 м — светло-серый вулканомиктовый песчаник, сильно разложенный, мелкозернистый. Контакт резкий.

253,8—253,75 м — алевролит черного цвета с неясно выраженной горизонтальной слоистостью и плитчатой отдельностью, с растительным детритом по слоению. Контакт резкий.

253,75—253,70 м — светло-серый, сильно разложенный вулканомиктовый алевролит. Контакт резкий.

253,7—252,0 м — алевролит темно-серый с неясно выраженной плитчатой отдельностью, текстурами взмучивания и крупными углефицированными обрывками растений по слоению.

В. С. Щербаков, изучавший геологическое строение Буреинского бассейна, в автореферате (1967 г.) отмечает: «Разрез континентальных отложений осадочного чехла Верхнебуреинской впадины начинается породами талынжанской свиты, залегающими с размывом на образованиях морской юры, а также породах фундамента. Разрыв между морскими и континентальными отложениями установлен автором в разрезе по р. Бурее, ниже устья р. Умалты. Фиксируемая мощность размытых отложений составляет 400 м.»

Данные В. С. Щербакова, наличие базальных конгломератов в нижней части разреза талынжанской свиты в скважинах 4 и 669, а также

залегание талынжанской свиты на различных горизонтах чаганыйской (Северный Ургал, скв. 4) и эльгинской свит (скв. 687, Большой Иорек) позволяют сделать вывод о том, что перед началом континентального осадконакопления в Буреинском бассейне был перерыв и ранее отложившиеся морские образования подверглись размыву. Согласуется ли этот вывод с историей геологического развития Дальнего Востока?

Первая половина позднеюрской эпохи характеризуется интенсивным опусканием Сихотэ-Алинской геосинклинали. Отрицательные движения затронули и окраинные блоки Дурбейской платформы. В результате опускания море заняло максимальную площадь геосинклинали и проникло на Сучано-Даубихинский, Усури-Ханкайский, Буреинский, Толбузинский и Ушумуно-Делский блоки Дунбейской платформы (Шарудо, 1968). На последней в Верхнеамурском и Буреинском прогибах накапливались преимущественно песчаные осадки с остатками морской фауны, которые в верхней части разреза сменяются толщей ритмичного чередования песчаных и алевроито-пелитовых пачек с остатками морской и пресноводной фауны, обогащенных растительным материалом. Заканчивается разрез накоплением прибрежно-морских, частично слабоугленосных отложений (осежинская и аякская свиты и верхние горизонты чаганыйской).

В конце позднеюрской эпохи (в предволжское время) произошло интенсивное поднятие восточной окраины Дунбейской платформы. Восходящие движения захватили также Сихотэ-Алинскую геосинклинали. Морская седиментация в последней сохранилась только на северо-восточной более прогнутой ее части. На платформе осадконакопление прекратилось и начался размыв ранее накопившихся образований. Доказательства этого размыва приведены в работе И. И. Шарудо и В. И. Москвина (1968, стр. 57—58) по Амуро-Зейской площади.

Вздымание Дунбейской платформы сопровождалось оживлением движений по разломам, что, по-видимому, привело к излиянию и накоплению вулканических толщ. В пользу этого свидетельствует большое количество обломков кварцевых порфиров в песчаниках и конгломератах талынжанской свиты на северо-западной полосе бассейна, а также вулканомиктовых пород в нижней части разреза угленосной толщи (талынжанская и низы ургальской свиты). В настоящее время эффузивные породы на северо-западном обрамлении Буреинского бассейна не наблюдаются. На широкое распространение крупных покровов на северо-западном обрамлении Буреинского бассейна указывал Н. П. Херасков (1939, стр. 21), но возраст их он определял как верхнепалеозойский. Если исходить из современных воззрений на геологию этого региона, возраст кварцевых порфиров не может быть верхнепалеозойским.

В начале волжского века на восточной окраине Дунбейской платформы начались резко дифференцированные тектонические движения. Платформа вступает в новую фазу своего развития. С этого времени зарождается Буреинский прогиб грабенового типа, в котором начали формироваться континентальные угленосные отложения. Контуры бассейна контролировались крупными разломами северо-восточного простирания. Юго-восточный разлом проходит по западной окраине Буреинского хребта, северо-западный отделяет Туранский хребет от Буреинского бассейна. Юго-западная граница бассейна в настоящее время устанавливается по широте нижнего течения р. Ягдынья. Южнее располагается Тырминская впадина, выполненная угленосными позднемезозойскими отложениями, следовательно, генетическая граница бассейна проходила, по-видимому, южнее впадины. Северо-восточная граница также устанавливается условно. По современному контуру распространения угленос-

ных отложений она проходит по широте пос. Усть-Умальта. Северо-восточнее, в бассейне р. Огоджа установлены угленосные отложения, синхронные Буреинскому бассейну. По характеру угленосности, количеству угольных пластов и пр. Огоджинское месторождение идентично Северному Ургалу. По-видимому, это месторождение является останцем более широкого поля развития угленосных отложений. Можно думать, что Буреинский бассейн продолжался на северо-востоке и соединялся с Удским широтным прогибом.

Осадко- и угленакопление в Буреинском бассейне, по нашему мнению, проходило следующим образом.

Талынжанское время (волжский век). В раннеталынжанское время в Буреинском грабене начали накапливаться континентальные отложения талынжанской свиты. В настоящее время породы этой свиты установлены на юго-восточном и северо-западном бортах прогиба. В центральной части прогиба (Кындальский грабен) отложения талынжанской свиты опущены на глубину около 2000 м, и только в нижнем течении р. Большой Иорек они вскрыты скважинами 683 и 685. По литологическому составу, характеру угленосности и изученности талынжанской свиты в современных контурах Буреинского бассейна выделяется три полосы: юго-восточная, центральная и северо-западная.

В юго-восточной полосе разрез талынжанской свиты изучен: на правом берегу р. Буреи, ниже впадения р. Умальты; в разрезе 9 разведочной линии; скважины 4 и 643 на Северном Ургале и в береговых обнажениях рек Чагдомын, Чемчуко и Солони. Верхняя часть талынжанской свиты вскрыта скв. 9, пройденной нефтяной партией на территории пос. Ургал. Литологический и фациальный состав талынжанской свиты в изученных разрезах разнообразен. Нижняя и средняя части разреза на правом берегу р. Буреи сложены преимущественно разнозернистыми песчаниками от мелкозернистых до гравелитов, в которых заключены прослои алевролитов и аргиллитов, а также линзообразные залежи угля и углистых алевролитов. Породы по своим генетическим признакам относятся к отложениям русел, паводков (на пойме), пойменных и старичных озер и болот.

Канавами разведочной линии 9 в нижней части свиты вскрыты разнозернистые песчаники, алевролиты, аргиллиты, угли и углистые алевролиты. Судя по генетическим признакам и характеру ритмичности, накопление пород, очевидно, происходило в руслах небольших рек, поймах и болотах. Верхняя часть свиты сложена преимущественно озерными алевролитами и мелкозернистыми песчаниками. Базальные слои свиты канавами не вскрыты.

В береговых обнажениях рек Чагдомын, Чемчуко, Солони и в скв. 9 наблюдаются выходы талынжанской свиты (дубликанская свита). За исключением разреза р. Солони и Чемчуко, где преобладают русловые конгломераты, гравелиты и песчаники, талынжанская свита сложена русловыми и пойменными песчаниками, озерными песчаниками, болотными алевролитами, аргиллитами и углями.

Литологический и фациальный состав талынжанской свиты в центральной полосе Буреинского бассейна не изучен. В скважинах 683 и 685 базальные слои разреза представлены мелкогалечными конгломератами мощностью до 15 м. Остальная часть разреза сложена русловыми и пойменными разнозернистыми песчаниками, озерными песчаниками и алевролитами и болотными алевролитами, ритмично чередующимися с углями и углистыми породами.

В северо-западной полосе разрез талынжанской свиты изучен лучше (рис. 41). Здесь имеются обнажения по берегам р. Буреи и несколько

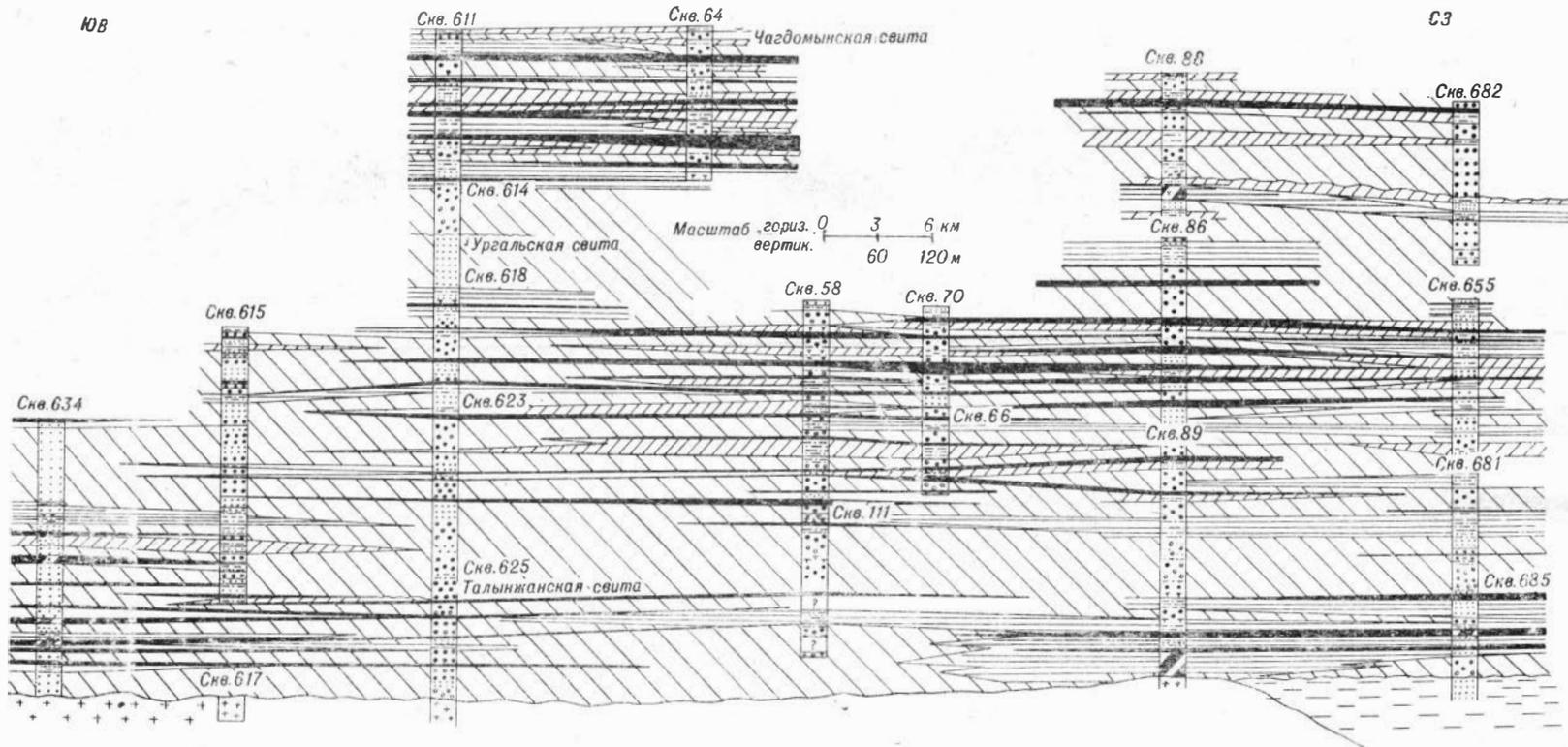


Рис. 41. Литолого-фациальный разрез угленосной толщи Буренинского бассейна (северо-западный борт, продольный профиль). Условные обозначения см. рис. 42.

скважин колонкового бурения. Породы талынжанской свиты лежат на размытой поверхности верхнепалеозойских гранитоидов. В базальных слоях свиты почти повсеместно залегают или грубозернистые песчаники, или гравелиты, или конгломераты. По литологическому и фациальному составу породы очень близки к породам юго-восточной полосы. Отличительной особенностью являются: повышенное содержание в терригенном материале обломков туфов и кварцевых порфиров, увеличенное количество прослоев вулканомиктовых пород и большое количество грубозернистых осадков в разрезе свиты.

Палеогеография территории Буреинского бассейна в талынжанское время представляется в следующем виде. В начальный момент осадконакопления амплитуда превышения между областью сноса и областью накопления была незначительной, поэтому в базальных слоях талынжанской свиты грубозернистые породы имеют небольшую мощность. Областью сноса для северо-западной полосы Буреинского бассейна служило Туранское поднятие, на котором, по-видимому, были покровы кислых эффузивов и их туфов. Для юго-восточной полосы областью сноса являлись возвышенности Буреинского хребта. В центральной полосе, в пределах Кындальского грабена, по-видимому, происходило смешение обломочного материала.

Из областей сноса обломочный материал временными потоками сносился в область седиментации. Последняя представляла собой межгорную равнину, на которой располагались небольшие озера с заболоченными берегами. Речная сеть в начале седиментации еще не была сформирована, но контуры ее уже намечались. Направление временных потоков было с юго-востока на северо-запад и с северо-запада на юго-восток. Крупные озера в начале талынжанского времени располагались на северо-востоке в районе пос. Усть-Умалыта и в нижнем течении рек Ниман и Нимакан. Юго-западные контуры этих озер устанавливаются по обнажениям правого берега р. Буреи и по скважинам 83, 85 и 635. Северо-восточный берег озер фактически материалом не обоснован. В озерах накапливались песчано-глинистые осадки с горизонтальной и косовольнистой слоистостью с текстурами взмучивания, оползновыми явлениями и с фауной *Limnocyrena*. Более или менее стабилизированные русла рек в начальный период осадконакопления наметились на северо-западном борту области седиментации. Реки стекали с Туранского поднятия в окрестностях пос. Чекунда, в бассейнах верхнего течения рек Нырты и Семича и в бассейне нижнего течения р. Нимакан. На юго-восточном борту русла рек зафиксированы в среднем течении рек Солони, Дубликан и Чемчуко.

Остается неясным вопрос палеогеографии центральной полосы бассейна (Кындальский грабен). Можно допустить два варианта. Во-первых, в Кындальском грабене могла течь река меридионального простирания, а в нее впадать притоки с Буреинского и Туранского поднятий. В связи с тем, что в северо-восточной части бассейна продолжение этой реки не установлено (разведочная линия 9, скважины 683 и 685), этот вариант, видимо, неприемлем. Во-вторых, в Кындальском грабене могло сформироваться небольшое озеро, в которое впадали реки широтного простирания. Этот вариант нам кажется более вероятным, поскольку в нижней части разреза талынжанской свиты, вскрытом разведочной линией 9, мощность озерных отложений увеличивается. Этот разрез располагается в непосредственной близости от центральной части Буреинского бассейна.

Остальная территория прогиба представляла собой межгорную равнину, на которую временные потоки выносили гравийно-песчано-глинистый материал. В межливневое время на равнине в небольших озерах и на

заболоченных землях накапливались тонкозернистые осадки и формировались торфяники. Речная сеть не была выработана, поэтому в период обильного выпадения осадков паводковые воды растекались по равнине и прерывали торфонакопление, а на некоторых участках полностью размывали торфяники. После спада полых вод торфонакопление снова возобновлялось. Вследствие этого в нижней части разреза талынжанской свиты угольные пласты имеют крайне сложное строение, типа слоеного пирога, и не выдержаны на площади.

Обломочный материал в Буреинский прогиб поступал с юго-востока и северо-запада, поэтому петрографический состав пород талынжанской свиты непостоянен. На Туранской возвышенности, очевидно, разрушались покровы кварцевых порфиров и их туфов. Климат в это время был теплый и влажный, способствовавший быстрому разрушению пород. Поэтому в северо-западной полосе Буреинского бассейна талынжанская свита содержит много вулканомиктовых пород. Возможно, некоторая их часть не переотложена. В юго-восточной области сноса разрушались осадочные, магматические и метаморфические породы, об этом свидетельствует полимиктовый состав обломков в песчаниках талынжанской свиты. На юго-западе юго-восточной полосы бассейна в разрезе свиты преобладают обломки кварца, полевого шпата и слюд. По-видимому, здесь снос происходил из области разрушения, сложенной преимущественно гранитоидами. В районе пос. Усть-Умальта полимиктовый состав пород талынжанской свиты свидетельствует о том, что в области сноса разрушались осадочные, магматические и метаморфические породы.

В позднеталынжанское время палеогеографический план Буреинского бассейна заметно изменился. На юго-западе прогиба сформировалась речная сеть меридионального направления. В центральной части прогиба продолжалось развитие озера, контуры которого расширились за счет соединения его с озером, располагавшимся на северо-востоке, и затопления территории Северного Ургала.

В позднеталынжанское время площади угленакопления значительно сократились. В юго-восточной полосе торфонакопление происходило только в районе пос. Усть-Умальта и на юго-западе полосы. В северо-западной полосе торфяники накапливались на водоразделах рек Ургал — Нырта—Симичи и в бассейне нижнего течения рек Ниман и Нимакан. В связи с тем, что речная сеть была более или менее выработана, временные потоки только в максимум паводка прерывали торфонакопление. Поэтому в верхней половине талынжанской свиты угольные пласты более мощные, менее сложные и сравнительно лучше выдержаны на площади.

Области сноса в позднеталынжанское время располагались там же, где они были и в раннеталынжанское время, и представляли собой низкорные возвышенности.

Ургальское время (конец волжского века — валанжин). По литологическому и фациальному составу, угленосности и степени изученности ургальской свиты на территории Буреинского бассейна выделяется три полосы: юго-восточная, центральная и северо-западная.

В юго-восточной полосе ургальская свита наиболее изучена. Она вскрыта разведочной линией 9, большим количеством скважин колонкового бурения начиная от Северного Ургала и кончая бассейном р. Дубликан. Свита повсеместно сложена аллювиальными отложениями (конгломератами, гравелитами, разнозернистыми песчаниками и алевролитами), ритмично чередующимися с песчано-глинистыми озерными, пойменными и болотными отложениями. Угленосность в общих чертах сохраняется на всей площади, но выдержанность угольных пластов крайне

слабая. Для свиты характерно уменьшение количества грубозернистых пород вверх по разрезу, увеличение количества и мощности угольных пластов и прослоев в этом же направлении, а также их усложнение. В фациальном составе свиты также возрастает количество озерных и озерно-болотных отложений снизу вверх по разрезу. Изменения на площади следующие. В сторону Кындалского грабена нарастает количество русловых отложений в разрезе свиты, выклиниваются и расщепляются угольные пласты.

В центральной полосе бассейна (Кындалский грабен) отложения свиты залегают на глубине свыше тысячи метров, и только в бассейне р. Б. Иорек они вскрыты скважинами колонкового бурения. Здесь разрез ургальской свиты изучен по скважинам 671, 672, 673, 675 и представлен преимущественно средне- и мелкогалечными конгломератами, которые по генетическим признакам относятся к русловым отложениям.

В северо-западной полосе разрез ургальской свиты вскрыт десятком скважин колонкового бурения. По литологическому и фациальному составу ургальская свита здесь немного отличается от юго-восточной полосы. В разрезе много разнозернистых русловых песчаников. В нижней части залегают довольно часто прослои вулканомиктовых пород. Уменьшается количество угольных пластов, строение их становится менее сложным и они локализируются на определенных участках.

Палеогеография Буреинского прогиба в раннеургальское время представляется в следующем виде. Наличие конгломератов и грубозернистых песчаных пород в базальных слоях ургальской свиты свидетельствует о том, что в предургальское время произошло поднятие областей сноса. У предыдущих исследователей сложилось мнение о непрерывном плащевом залегании ургальских конгломератов на породах талынжанской свиты. Фактический материал не подтверждает этого мнения. Конгломераты в базальных слоях ургальской свиты установлены скважинами, пройденными на территории пос. Чекунда, на левобережье нижнего течения р. Ургал, в бассейне среднего течения р. Нырты, нижнего течения р. М. Иорек, в бассейне нижнего течения рек Ниман и Нимаган, в бассейне среднего течения р. Солони и разведочной линией 9. На других участках в базальных слоях ургальской свиты залегают или разнозернистые песчаники, или алевролиты. Создается впечатление, что в начале ургальского времени на территории Буреинского бассейна речная сеть полностью сформировалась. Основная водная артерия имела почти меридиональное направление. Хотя ургальская свита в Кындалском грабене не изучена, косвенные данные свидетельствуют о существовании крупной реки в центральной части прогиба.

По литолого-фациальному профилю (рис. 42) видно, что в сторону Кындалского грабена как в юго-восточной, так и северо-западной полосе увеличивается мощность руслового аллювия. Русловые отложения (конгломераты и гравелиты) вскрыты в ургальской свите канавами разведочной линии 9, которая пройдена в непосредственной близости от Кындалского грабена. В центральной части прогиба русловые конгломераты вскрыты в северо-восточной части Буреинского бассейна скважинами 671, 673 и др. Этот фактический материал подтверждает предположение о существовании в центральной части прогиба в ургальское время крупной реки. В нее впадали небольшие реки, стекавшие с Туранского и Буреинского поднятий. В начале ургальского времени с Туранского поднятия стекало больше рек, чем с Буреинского, поэтому снос терригенного материала шел активнее с запада. Вследствие этого в породах нижней части ургальской свиты преобладают обломки гранитов и наблюдаются прослои вулканомиктовых пород.

На остальной территории Буреинского бассейна в раннеургальское время располагались пойменные и водораздельные пространства, на которых накапливались торфяники. Особенно благоприятные условия для торфонакопления были в юго-восточной полосе. Здесь торф накапливался на приустьевой части поймы, где заторфовывались старичные и пойменные озера. Торфяники в связи с неустойчивым гидрологическим режимом реки часто подтапливались и заиливались, поэтому угольные пласты нижней половины ургальской свиты зольные и сложного строения. Выдержанность их крайне слабая. Они более или менее выдержаны только в направлении большой оси пойменного или старичного озера. По-видимому, на северо-восток от района современного распространения ургальской свиты режим угленакопления был более благоприятный, но здесь угленосные отложения в настоящее время размыты.

В северо-западной полосе Буреинского бассейна в раннеургальское время условия для угленакопления были хуже. Площади угленакопления были небольшие. Неустойчивый гидрологический режим меридиональной реки и ее притоков часто прерывал торфонакопление. Поэтому угленосность в разрезе нижней половины ургальской свиты слабая. Наблюдаются только линзообразные угольные залежи малой мощности.

В позднеургальское время палеогеографический план территории Буреинского бассейна немного изменился. Гидрографическая сеть осталась такой же, как и в раннеургальское время. Крупная река протекала в центральной части бассейна и, по-видимому, на северо-востоке бассейна впадала в озеро. Боковые притоки стекали с Туранского и Буреинского поднятий. В северо-западной полосе прогиба количество широтных притоков уменьшилось. Они устанавливаются только в окрестностях пос. Чекунда и в бассейне среднего течения р. Симичи. В юго-восточной полосе количество небольших широтных рек увеличилось. Они фиксируются на Северном Ургале и в среднем течении р. Солони. Очевидно, в позднеургальское время юго-восточная область сноса испытала небольшие восходящие движения и стала активнее питать область седиментации. В пользу этого свидетельствует изменение петрографического состава обломочного материала в породах верхней части ургальской свиты.

В результате перестройки палеогеографического плана в позднеургальское время условия северо-западной полосы Буреинского бассейна становятся благоприятными для торфонакопления. Площади болот расширились. Активное торфонакопление протекало на водораздельных пространствах Ургал — Нырта, Нырта — Симичи, Симичи — М. Иорек. Здесь в верхней половине разреза ургальской свиты накопилось до 10 пластов рабочей мощности, а поскольку режим торфонакопления был более устойчив, угольные пласты сформировались менее сложные и, по-видимому, имеют пониженную зольность. Это предположение основывается на том, что с Туранского поднятия в позднеургальское время обломочного материала поступало мало. Долины широтных притоков меридиональной реки были хорошо разработаны, поэтому паводковые воды имели направление для стока, и только в период максимума был плащевой снос.

На юго-восточной полосе в позднеургальское время торфонакопление протекало в близких к раннеургальскому времени условиях. Изученная часть юго-восточной полосы представляла собой приустьевую часть поймы, где располагались старичные и пойменные заболочивающиеся озера. Гидрологический режим озер в основном зависел от уровня воды меридиональной реки. Но на него оказывали влияние и реки, стекавшие с Буреинского поднятия. Вследствие неустойчивости гидрологиче-

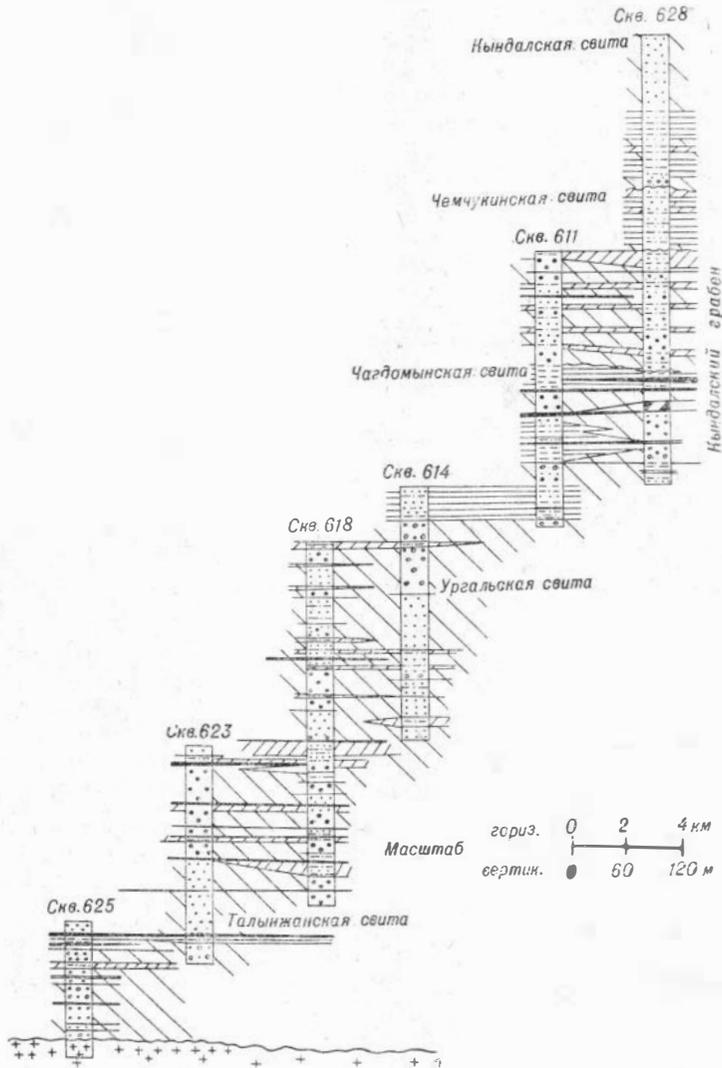
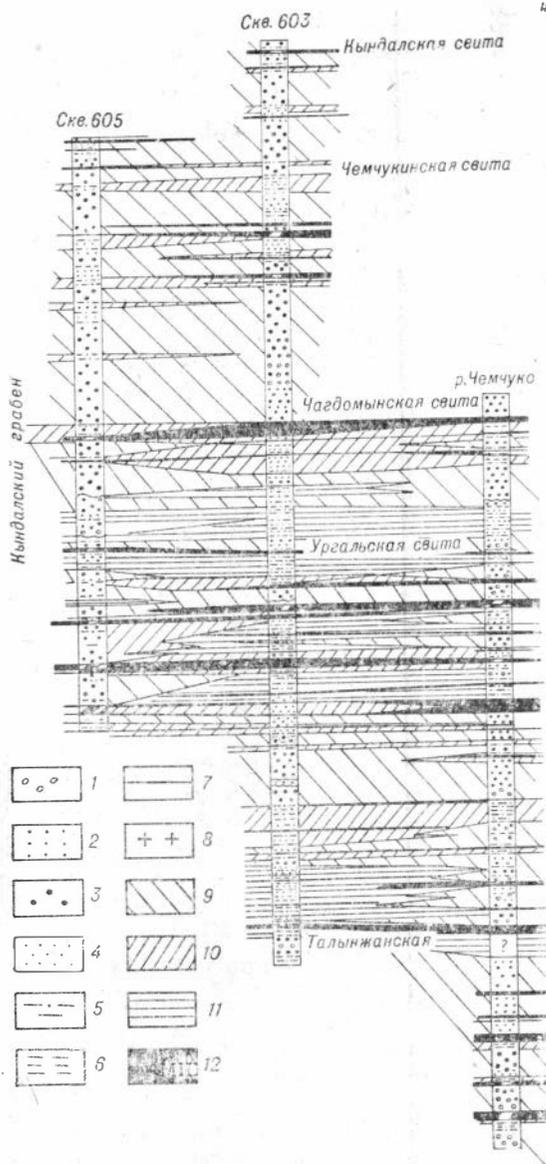


Рис. 42. Литолого-фациальный разрез угленосной толщи Буреин:
 1 — конгломераты, гравелиты. Песчаники: 2 — крупнозернистые, 3 — сред-
 гиллиты, 7 — угли, 8 — гранитонды. Фации:

ского режима торфонакопление часто прерывалось. Благодаря теплоте и влажному климату развивалась пышная растительность, которая при отмирании на месте служила исходным материалом торфа. Происходил также незначительный перенос растительности, что подтверждается атритивным характером угля. Поэтому, хотя торфонакопление часто прерывалось, оно снова возобновлялось при наступлении благоприятных палеогеографических условий. Более устойчивые условия для угленакопления, очевидно, были юго-восточнее современного контура распространения угленосных отложений, но осадки ургальской свиты там в настоящее время размыты.



ского бассейна (поперечный профиль).
 незернистые, 4 — мелкозернистые, 5 — алевролиты, 6 — ар-
 9 — русел, 10 — пойм, 11 — озер, 12 — болот.

аргиллитами, а в северо-западной — пойменными отложениями, представленными разнозернистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами и углями.

Верхняя часть свиты повсеместно сложена озерно-пойменными и болотно-пойменными разнозернистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами и углями.

Географический план территории Бурейнского прогиба в раннечагдомынское время был очень близок к позднеургальскому. Увеличение крупности обломочного материала в базальных слоях чагдомынской

Неустойчивый гидрологический режим торфяных залежей, частый принос в торфяники терригенного материала, заболачивание небольших по площади старичных и пойменных озер — все это привело к тому, что в верхней части ургальской свиты накопились сложные сильно золыные и не выдержанные на площади угольные пласты.

Чагдомынское время (готерив — баррем). Отложения свиты распространены преимущественно в центральной полосе бассейна. В юго-восточной и северо-западной полосах отложения свиты распространены меньше, и только на участках, примыкающих к центральной полосе.

В базальных слоях чагдомынской свиты в центральной полосе почти повсеместно залегают русловые конгломераты и гравелиты. В северо-западной и юго-восточной полосах базальные слои свиты содержат либо русловые конгломераты и гравелиты, либо пойменные мелко- и среднезернистые песчаники и алевролиты, либо озерные песчаники и алевролиты.

Средняя часть свиты в центральной полосе почти повсеместно сложена русловыми разнозернистыми песчаниками, в юго-восточной полосе — озерными песчаниками, алевролитами и

свиты свидетельствует о поднятиях, которые произошли в областях сноса. В обломках пород преобладают граниты. Видимо, основной снос шел с Туранского поднятия, где располагались низкогорные возвышенности.

В пределах Кындальского грабена в раннечагдомынное время протекала крупная река меридионального направления. Основные притоки впадали в нее с северо-запада, т. е. стекали с Туранского поднятия. Они установлены в окрестностях пос. Чекунды и в бассейнах нижнего течения рек Симичи и М. Иорек.

На крайнем северо-востоке в бассейне среднего течения р. Нимакан и в юго-восточной полосе в бассейне среднего течения р. Ургал располагались довольно крупные пойменные озера. На остальной территории Буреинского прогиба были пойменные пространства, где накапливались терригенные и биогенные породы.

В позднечагдомынное время географический план Буреинского прогиба немного изменился. Озеро, расположенное на северо-востоке прогиба, мигрировало на юго-запад и достигло бассейна нижнего течения р. Б. Иорек. В это озеро впадала меридиональная река. Озеро юго-восточной полосы сократилось и заторфовалось, а на его месте стала развиваться пойма. Пойменные пространства были и в северо-западной полосе. Климатические условия были благоприятными для развития растительности, произраставшей на пойменных пространствах и по берегам озер и при отмирании служившей исходным материалом для торфяников.

Области сноса, судя по петрографическому составу обломков и их размерам, располагались в пределах Туранского и Буреинского поднятий и имели низкогорный рельеф.

Чемчукинское время (готерив — баррем). Отложения чемчукинской свиты распространены в центральной полосе и на прилегающих к ней площадях юго-восточной и северо-западной полос. Базальные слои свиты и средняя их часть в центральной и юго-восточной полосах сложены преимущественно русловыми разнозернистыми песчаниками, гравелитами и конгломератами, в северо-западной полосе — озерно-пойменными отложениями, представленными песчаниками, алевролитами и углями. В верхней части свиты повсеместно преобладают песчаники, алевролиты, углистые породы и прослои углей озерно-болотного и болотно-пойменного генезиса.

Географический план Буреинского прогиба в чемчукинское время сильно изменился по сравнению с позднечагдомынским временем. Меридиональная река с Кындальского грабена мигрировала в юго-восточную полосу. Она впадала в озеро, которое сильно увеличилось и заняло почти всю северо-восточную часть прогиба. В северо-западной полосе (центральная ее часть) возникло озеро, в которое впадала небольшая река меридионального направления. Распределение фаций на площади прогиба свидетельствует о том, что в чемчукинское время на месте аллювиальной равнины развилась озерно-болотная равнина, по которой текли дряхлеющие реки. Поскольку климат начал меняться в сторону аридизации, что не способствовало развитию растительности, торфонакопление происходило только в прибрежной зоне озер. На таких участках формировались маломощные торфяные залежи, давшие нерабочие пласты углей.

Кындаальское время (альб — сеноман). Наличие мощных конгломератов в базальных слоях кындаальской свиты свидетельствует о сильных поднятиях, которые произошли в областях сноса. Галька в конгломератах представлена в основном метаморфическими зеленокаменными породами, которые широко распространены в пределах Буреинского

хребта. По-видимому, юго-восточная область сноса в начале кындадского времени поднялась и имела среднегорный рельеф. В начале кындадского времени накопление осадков в Буреинском прогибе происходило на предгорной равнине, куда обломочный материал сносился временными потоками.

Средняя и верхняя части разреза кындадской свиты сложены мелко- и среднезернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, большая часть которых относится к вулканомиктовым породам. По генетическим признакам эти породы относятся к отложениям речных русел, дельт, озер и лагун или заливов. Последние отложения устанавливаются по наличию известковых раковин пелеципод, геохимическому составу конкреций и сильной известковистости пород. В кындадской свите выявлено два морских горизонта (скв. 10). По-видимому, в Буреинский прогиб море заходило в альб-сеномане и в сеноне*. В это время на Сихотэ-Алине установлены максимальные трансгрессии.

Палеогеография территории Буреинского прогиба в кындадское время представляется в следующем виде. В начале кындадского времени в прогибе возникла предгорная равнина, на которой накапливались грубообломочные породы временных потоков. Затем на ее месте развивалась прибрежно-морская равнина, где шло накопление тонкоотмученных осадков в озерах, лагунах или заливах и прибрежных пространствах. По берегам залива на некоторых участках накапливались торфяники, давшие прослой углей. Климат в кындадское время был близок к аридному, и угленакопление проявилось слабо.

ПЛИКАТИВНЫЕ И ДИЗЬЮНКТИВНЫЕ НАРУШЕНИЯ УГЛЕНОСНОЙ ТОЛЩИ

По мнению исследователей, принимающих мезозойский возраст завершения геосинклинального режима в Монголо-Охотском поясе, Буреинский бассейн представляет собой геосинклинальный (Красный, 1960), субгеосинклинальный либо краевой прогиб (Кропоткин, 1953; Онихимовский, 1960; Богданов, 1961).

Геологи, считающие время завершения геосинклинального режима в Монголо-Охотском поясе палеозойским, относят Буреинский бассейн к межгорному или наложенному прогибу восточноазиатского типа (Нагибина, 1947, 1958а, б, 1960).

Верхнебуреинской экспедицией ДВГУ и сотрудниками Московского государственного университета (А. И. Гапонов, А. А. Марков и др.) в 1964—1966 гг. получены новые данные по геологическому строению Буреинского бассейна, особенно по пликативным и дизьюнктивным нарушениям.

По степени метаморфизма пород и их дислоцированности в Буреинском бассейне выделяются два структурных этажа (нижний и верхний).

Нижний структурный этаж (фундамент) слагают метаморфизованные протерозойские породы и интрузии гранитного состава.

В состав верхнего структурного этажа входит комплекс мезозойских осадочных отложений, выполняющих Буреинский бассейн.

По данным геологов Верхнебуреинской экспедиции ДВГУ, решающим фактором, обусловившим строение фундамента, конфигурацию

* Автор считает возрастной диапозон отложений кындадской свиты выше, чем он принят в настоящее время.

Буреинского бассейна, распределение мощностей и вещественный состав осадков, а также границы стратиграфических подразделений, являются крупные тектонические нарушения. Вертикальные перемещения по разломам определили блоковое строение бассейна и наложили свой отпечаток на характер складчатости.

Нарушения северо-восточного простирания обусловили характер тектонического строения большей части Буреинского бассейна. Разломы северо-западной и субширотной ориентировки играли большую роль только в формировании северной его части.

В целом Буреинский бассейн представляет собой асимметричный грабен, вытянутый в северо-восточном направлении, с крутым западным бортом и ступенчатым восточным. Западное обрамление бассейна почти полностью сложено палеозойскими гранитоидами. На восточном обрамлении преобладают породы метаморфического комплекса протерозоя и довольно крупные массивы палеозойских гранодиоритов.

В пределах Буреинского бассейна геологи Верхнебуреинской экспедиции выделяют пять тектонических зон: 1 — Центральную погруженную, 2 — Восточную моноклиналиную, 3 — Северо-западную синклиналиную, 4 — Северную синклиналиную и 5 — Западную прибортовую.

Основные разграничительные линии установленных зон контролируются крупными разломами в теле фундамента.

Наиболее глубокое залегание поверхности фундамента в Буреинском бассейне (около 4000 м) отмечается в районе Центральной погруженной зоны (в междуречье Дубликан—Большой Ерик). Севернее глубина залегания 2000—2500 м от поверхности. В южной части зоны, в районе Адниканского выступа, по разрывным нарушениям северо-восточного простирания фундамент резко поднимается и даже выходит на поверхность. Длина зоны около 100 км, ширина 25—30 км. Конфигурация зоны в теле фундамента четко фиксируется двумя крупными глубинными разломами северо-северо-восточного простирания, выявленными геофизическими исследованиями. Западный разлом отделяет Центральную часть от Западной прибортовой зоны и прослеживается от бассейна р. Адникан до нижнего течения р. Б. Ерик, примерно параллельно долине р. Буреи. В южном направлении наблюдается тенденция к повороту его на юго-запад. Наличие крупного разлома в фундаменте объясняет крутизну западного борта Буреинского бассейна.

Восточный разлом протягивается почти параллельно Западному от среднего течения р. Адникан до верхнего течения р. Б. Ерик и далее до р. Буреи в районе пос. Усть-Умальта, в направлении Умальтинского выступа фундамента. Этот разлом в совокупности с серией менее значительных субпараллельных нарушений определяет многоступенчатый характер восточного края Центральной зоны. В бассейне р. Ургал оба разлома осложнены пересекающим их крупным нарушением запад-северо-западного простирания. Северная граница Центральной погруженной зоны определяется положением Буреинского разлома, а южная — Адниканского выступа.

Восточная моноклиналиная зона отделена от Центральной погруженной зоны Восточным разломом, а на севере ограничена системой нарушений северо-восточного простирания, контролирующей Умальтинский выступ фундамента. С юга на север зона простирается вдоль восточного борта Буреинского прогиба на 160 км при наибольшей ширине 35 км. К северу и югу зона сужается. В пределах зоны (район Восточного разлома) фундамент погружается в западном направлении до глубины 3000 м, а в междуречье Нимакана и Умальты, бассейне р. Адникан и на левобережье Дубликана наблюдаются выходы его

на дневную поверхность (Умальтинский, Верхнеадниканский, Адниканский и Дубликанский выступы).

Западная прибортовая зона расположена на юго-западе Буреинского бассейна и протягивается в северо-восточном направлении на 120 км при наибольшей ширине 20 км. Северная и восточная границы зоны определяются соответственно положением Буреинского и Западного разломов, остальные границы совпадают с границами бассейна. В пределах зоны поверхность фундамента погружена в восточном направлении до глубины 2000—2500 м. В юго-западной части зоны глубина залегания фундамента 500—1100 м.

По степени дислоцированности и метаморфизму пород осадочный комплекс верхнего структурного этажа подразделяется на три подэтажа. Нижний образуют юрские отложения, смятые в складки субмеридионального простирания, осложненные разрывными нарушениями. Средний структурный подэтаж сложен меловыми породами (до кындальской свиты включительно). Резких отличий в облике и дислоцированности пород среднего и нижнего структурных подэтажей нет, хотя в первом намечается меньшее уплотнение пород. Между породами нижнего и среднего подэтажей фиксируется краевое несогласие, обусловленное выклиниванием юрских пород по направлению к западному борту бассейна. К верхнему структурному подэтажу отнесены локально распространенные в Буреинском бассейне осадки цагайской свиты и четвертичные отложения, в том числе базальтовые покровы. Для отложений этого комплекса характерны практически горизонтальное залегание, резкое угловое несогласие при налегании на более древние породы и слабая уплотненность.

Из изложенного выше вытекает следующее. Основная особенность Буреинского бассейна — отчетливо выраженное блоковое строение как фундамента, так и осадочного чехла. Основную роль в формировании впадины и расчленении ее на зоны играли разломы, длительное существование которых подчеркивается приуроченностью к ним молодых эффузивов и плато базальтов. Зона максимального погружения фундамента тяготеет к центральной части (с небольшим смещением к западному борту) и представляет собой грабен с крутым западным и более пологим восточным бортом. В профиле имеет ступенчатообразную форму. Вдоль восточного борта впадины также расположена область глубокого залегания поверхности фундамента, которая с запада ограничена поднятием валообразной формы. В осадочном чехле поднятию соответствует полоса развития более мелких складок, осложненных нарушениями. В зоне поднятия мощности всех осадочных отложений значительно сокращены.

Угленосные отложения лучше сохранились от размыва в западной полосе Буреинского бассейна, где отмечается максимальная мощность меловых отложений и трансгрессивное налегание их на породы фундамента.

ИСТОРИЯ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОГО УГЛЕНАКОПЛЕНИЯ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ УГОЛЬНЫХ БАССЕЙНОВ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Тектонике Дальнего Востока и сопредельных территорий посвящены многочисленные исследования. К работам, заложившим основы современного понимания тектоники Дальнего Востока, нужно отнести публикации В. А. Обручева, А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского, Д. В. Наливкина, Н. П. Хераскова, П. Н. Кропоткина, С. А. Музылева, Н. А. Беляевского, Л. И. Красного, В. В. Белоусова, Г. М. Власова, М. С. Нагибиной и др.

В последние годы были опубликованы тектонические карты и схемы с объяснительными записками к ним. К этому типу работ относятся краткий очерк по тектонике Амурской области и Хабаровского края Л. И. Красного (1960), статьи и тектонические схемы по Приморью И. И. Берсенева (1959) и Б. А. Иванова (1960, 1961), работа В. В. Онихимовского (1960) по тектоническому районированию южной части Хабаровского края, Амурской и Сахалинской областей, монография Л. И. Красного (1960), тектоническая карта Евразии под редакцией А. Л. Яншина (1966).

В большинстве работ на Дальнем Востоке выделяются Монголо-Охотская и Сихотэ-Алинская складчатые области и Буреинский массив (рис. 43). В. В. Онихимовский (1960) Буреинский массив и южную погруженную часть варисских складчатых сооружений Монголо-Охотской геосинклинали, перекрытых мезозойскими и неогеновыми образованиями, называет Амурской платформой, а А. С. Смирнов (1954, 1963) — Северо-Восточным выступом Китайской платформы. А. Л. Яншин (1966) Амурскую платформу включил в контуры Дунбейской платформы. В дальнейшем будем пользоваться этим названием.

Монголо-Охотская складчатая область. Северной границей ее признается глубинный Монголо-Охотский разлом (Горжевский, Лазько, 1961), сложная структура длительного развития, простирающаяся свыше 2000 км. Южная граница Монголо-Охотской области менее четка и стабильна. От Сихотэ-Алинской складчатой области Монголо-Охотская отделена Дунбейской платформой.

Л. И. Красный (1958) различает три эпохи интенсивного прогибания Монголо-Охотской складчатой области: синийско-кембрийскую, силурийско-нижнекарбовую и верхнетриасово-юрскую. Последняя эпоха характеризуется резким расчленением территории на поднятия и прогибы, а также отсутствием подводных вулканогенных и кремнистых

образований, свойственных эпохам палеозойского геосинклинального развития.

Монголо-Охотская складчатая область Л. И. Красным (1960) подразделяется на два звена. Восточное звено им названо Амуру-Охотским, а западное — Монголо-Забайкальским. Монголо-Забайкальское отличается от Амуру-Охотского более ранним завершением геосинклинального режима и меньшей активностью тектонических движений.

Временем завершения геосинклинальной стадии развития Монголо-Охотской области принимается средняя юра — ранний мел (с омоложением движений с запада на восток), когда начали формироваться наложенные прогибы и впадины, заполненные вулканогенно-терригенными толщами (Красный, 1960).

Сихотэ-Алинская складчатая область. Восточной ее границей служит побережье Японского моря. Южная и северная окраины области покрыты водами Японского и Охотского морей. От Дунбейской платформы она отделена крупными разломами.

В последние годы некоторые исследователи Дальнего Востока высказывают обоснованное предположение о том, что западные районы Сихотэ-Алинской геосинклинали, примыкающие к платформе, были охвачены позднепалеозойскими (варисскими) движениями и относятся к областям ранней стабилизации мезозой. К таким областям принадлежат Амгуньский массив, Южное Приморье и Усури-Ханкайский массив, а А. М. Смирнов включает сюда и Центральную-Сихотэ-Алинское поднятие.

А. Д. Архангельский и др. (Архангельский, 1937, 1941), А. Н. Мазарович (1938) и др. отмечали, что в ходе исторического развития геосинклиналь теряет свое главное свойство — подвижность, т. е. перестает быть геосинклиналью. Обычно в таком случае она наращивает соседнюю платформу.

По нашему мнению, западная граница Сихотэ-Алинской геосинклинали в предверхнемезозойское время проходила на юге по Центральному Сихотэ-Алинскому и Меридиональному разломам, а на севере — по восточной окраине Бурейского хребта. В указанных границах Сихотэ-Алинская геосинклиналь имела на суше длину около 1400 км, ширину 200—250 км.

До последнего времени предполагалось, что Сихотэ-Алинская геосинклиналь возникла в позднем палеозое на дислоцированном фун-

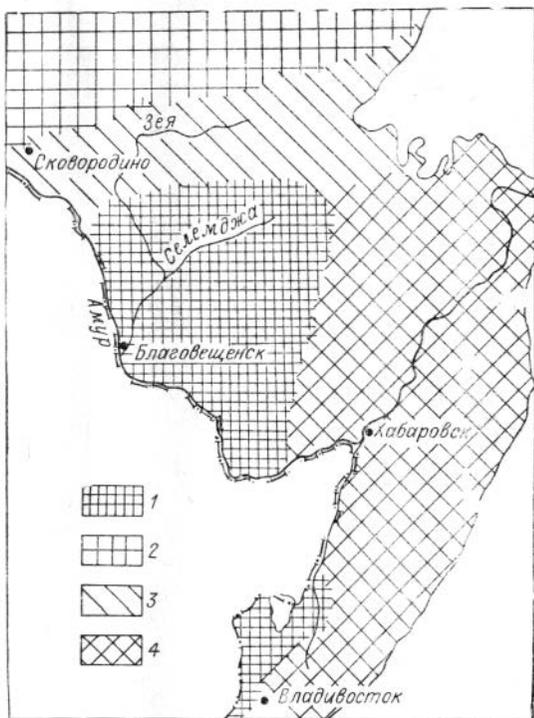


Рис. 43. Схема тектонического районирования Дальнего Востока.

1 — Дунбейская платформа. Складчатые области: 2 — Становая, 3 — Монголо-Охотская (Амуру-Охотское звено), 4 — Сихотэ-Алинская.

даменте, сложенном главным образом допалеозойскими породами. К последним относили зоны метаморфизованных пород по рекам Хор, Анюй и левобережью Урми. Многочисленные находки девонской фауны в западной части области позволяют допустить, что Сихотэ-Алинская геосинклиналь заложена в среднем палеозое. Широкое развитие мощных каменноугольных, пермских, триасовых, юрских и меловых отложений указывает на то, что наиболее важной эпохой геосинклинальной седиментации были поздний палеозой и мезозой.

Завершение главных тектонических движений в пределах Сихотэ-Алинской складчатой области приходится на поздний мел.

Дунбейская платформа располагается к западу от Сихотэ-Алинской и к югу от Монголо-Охотской складчатых областей. Платформа протягивается с севера на юг на 600 км, а затем уходит в пределы КНР. В широтном направлении она проходит вдоль Амура и уходит в Монголию. Угловатые очертания платформы свидетельствуют о дизъюнктивной природе ее ограничений. Отличительная черта Дунбейской платформы — резкое преобладание в ее фундаменте гранитных массивов различного возраста. Наиболее значительные площади заняты ранне- и позднепалеозойскими (или раннетриасовыми) интрузиями.

Территория платформы разбита глубинными разломами северо-восточного, меридионального и широтного простирания. Всеми исследователями Дальнего Востока признано существование Центрального Сихотэ-Алинского структурного шва (см. приложение I), выделенного Н. А. Беляевским (1951) и детально описанного Н. А. Беляевским и Ю. Я. Громовым (1955а, б). Структурный шов в позднем мезозое отделял на юге Дунбейскую платформу от Сихотэ-Алинской геосинклинали. Он представляет собой зону шириной в несколько километров, состоящую из серии разрывов, то простых, то сложных. Всегда в этой серии можно выделить главный разлом, прямолинейный на всем протяжении. Зона разлома прослежена от берега Японского моря до верховьев р. Хор. Она вытянута на 700 км. Н. А. Беляевский время ее заложения относит к триасу. Б. А. Иванов (1961) считает, что в до-меловых отложениях признаков существования Центрального Сихотэ-Алинского разлома не наблюдается. По его предположению, первые вестники будущих крупных разломов появились в конце послеваланжинской складчатости, хотя каких-либо веских доказательств этому нет, кроме наличия местами эффузивов как будто этого возраста, пространственно приуроченных к разломам. Фактический материал последних лет подтверждает точку зрения Н. А. Беляевского.

В последние годы Н. В. Силантьев (1963) установил крупную зону разлома почти меридионального направления, которая получила название «Меридионального разлома». Она хорошо прослежена от р. Фудзин, левого притока р. Улахе, до р. Иман на протяжении почти 200 км (см. приложение I). На юге Меридиональный разлом соединяется с Центральным Сихотэ-Алинским разломом. На севере он, по-видимому, проходит по восточной окраине Буреинского хребта, где, по В. В. Онихимовскому (1960), Сихотэ-Алинская геосинклинальная область сочленяется с Амурской платформой.

Время заложения Меридионального разлома достоверно не установлено. По своим морфологическим и генетическим признакам он довольно близок к Центральному Сихотэ-Алинскому разлому. Видимо, он заложен был также в раннем мезозое.

Следующий крупный разлом установлен на юге западного склона Сихотэ-Алиня. Он протягивается в северо-восточном направлении от Амурского залива до среднего течения р. Сандо-Вака, где соединяется

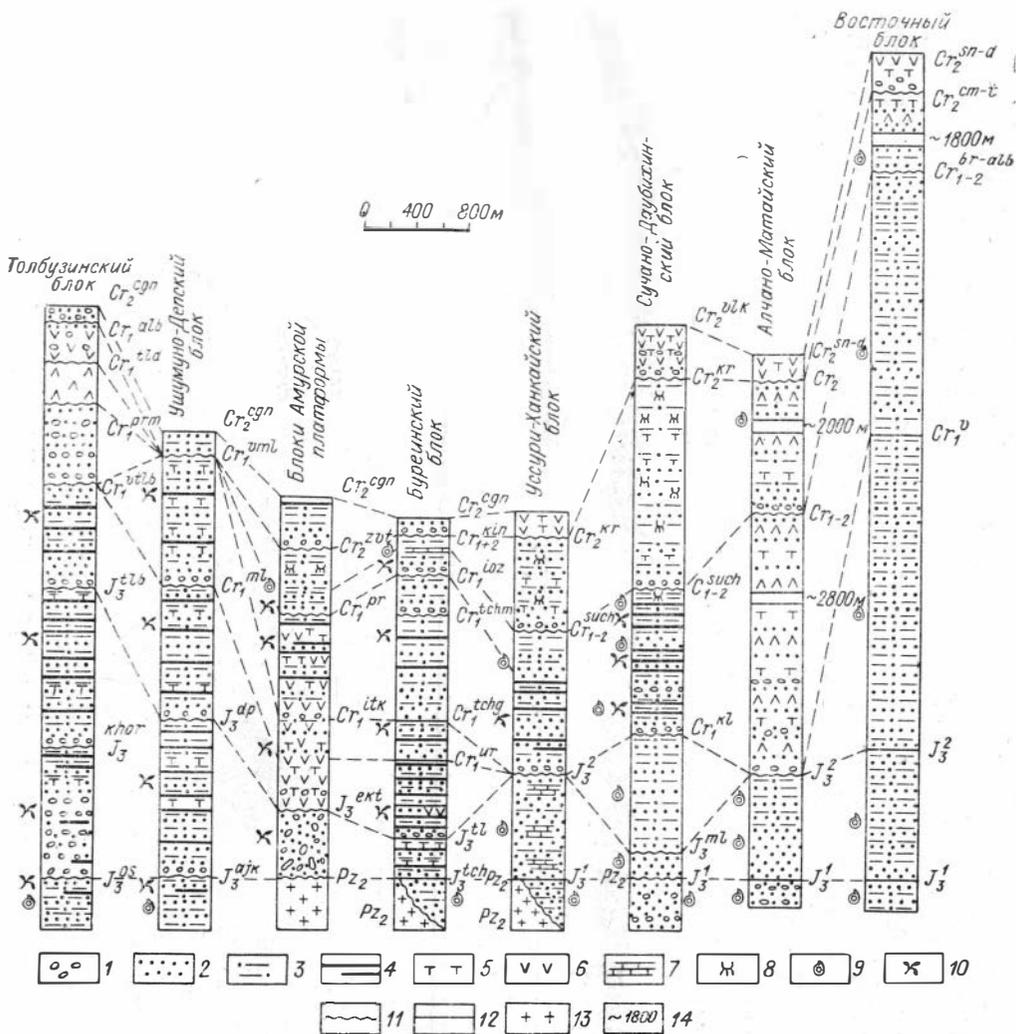


Рис. 44. Литологические разрезы верхнемезозойских отложений Дальнего Востока.

1 — конгломераты, 2 — песчаники, 3 — алевролиты, аргиллиты, 4 — угли, 5 — туфы и туффиты, 6 — порфириты, 7 — мергели, 8 — пепловый материал, 9 — фауна, 10 — флора, 11 — контакт размыва, 12 — контакт резкий, 13 — палеозойские гранитоиды, 14 — мощность отложений.

с Меридиональным разломом. На юге ему присвоено название «Муравьево-Амурского разлома». Здесь он описан в 1945 г. И. В. Бурием на восточной окраине Подгородненского месторождения Суйфунского бассейна и северо-восточнее в этом же году А. С. Зинченко на Суражевско-Райчихинском месторождении. Амплитуда и угол падения его не установлены. Разлом и его апофизы секут почти весь комплекс пород, начиная от верхнепермских и кончая меловыми. В среднем течении р. Даубихе продолжение Муравьево-Амурского разлома закартировано в 1955 г. Н. А. Белявским и Ю. Я. Громовым и в 1960 г. В. О. Соловьевым. Время заложения разлома достоверно не установлено. Известно только, что в раннемеловую эпоху по Муравьево-Амурскому разлому неоднократно происходили подвижки и разлом активно воздействовал на осадко- и угленакопление.

В пределах северо-западной части Дальнего Востока нефтяной экспедицией «Востсибнефтегеологии» с помощью геофизических исследований и колонкового бурения установлены Буреинский, Зей-Селемджинский, Тамбовский и Урканский разломы северо-восточного простирания (см. приложение I). Время заложения разломов достоверно не установлено. Известно только, что начиная с валанжинского века по этим разломам происходили подвижки и излияния эффузивов.

На территории Дальнего Востока, кроме разломов меридионального и северо-восточного простирания, имеются разломы широтного простирания. В настоящее время известно, что Южный Сихотэ-Алинский широтный разлом, выделенный И. И. Берсеновым, в позднем мезозое активно влиял на осадко- и угленакопление. Что касается других разломов, то их влияние на позднемезозойское осадконакопление пока не установлено.

Из изложенного выше видно, что территория Дальнего Востока в раннемезозойскую эпоху была разбита на блоки. Здесь выделяются: Сучано-Даубихинский, Усури-Ханкайский, Алчано-Матайский, Буреинский, Архаринский, Поярковско-Екатеринославский, Лермонтовско-Белогорский, Сычевский, Ушумуно-Депский и Толбузинский блоки, а также Сихотэ-Алинская геосинклиналь (см. приложение I).

Поярковско-Екатеринославский, Лермонтовско-Белогорский, Сычевский и Архаринский блоки занимают внутреннюю часть Дунбейской платформы. Усури-Ханкайский, Буреинский, Ушумуно-Депский и Толбузинский располагаются на внешней части платформы. Сучано-Даубихинский и Алчано-Матайский блоки находятся в зоне сочленения Дунбейской платформы и Сихотэ-Алинской геосинклинали.

Блоки располагались в зонах с различной степенью стабилизации земной коры и неодновременно вступали в стадию седиментации, поэтому в настоящее время разрезы позднемезозойских отложений Дальнего Востока трудно сопоставимы (рис. 44).

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Позднеюрская эпоха

На территории Дальнего Востока позднеюрская эпоха характеризуется довольно сложными палеотектоническими условиями формирования осадков, что связано с резким усилением разных по знаку тектонических движений. Причем первая половина позднеюрской эпохи значительно отличается от второй половины, соответственно этому и воспроизведем историю угленакопления на территории Дальнего Востока.

Отложения первой половины позднеюрской эпохи, за исключением внутренней части Дунбейской платформы, известны на Дальнем Востоке повсеместно. В пределах Амуро-Охотского звена Монголо-Охотской геосинклинальной области они представлены морскими и прибрежно-морскими (усмановская, осежинская, аякская, усколинская свиты), на территории Сихотэ-Алинской геосинклинали — терригенными морскими осадками.

В начале позднеюрской эпохи Дунбейская платформа и западная часть Амуро-Охотского звена Монголо-Охотской геосинклинали испытывали интенсивное поднятие. В то же время Сихотэ-Алинская геосин-

клиналь и восточная часть Амуро-Охотского звена Монголо-Охотской геосинклинали резко опускались. В результате восходящих тектонических движений на северо-западе Дальнего Востока в начале первой половины позднеюрской эпохи наметилась тенденция к закрытию геосинклинального режима в западной части Монголо-Охотского пояса.

В первую половину позднеюрской эпохи, по данным В. В. Панова (1965), на территории западной части Амуро-Охотского звена Монголо-Охотской геосинклинали продолжается более интенсивное формирование Гонжинского, Селемджинского и других поднятий (см. приложение II). Свидетельством этому могут служить укрупнение терригенного материала по направлению к этим структурам и выклинивание нижних горизонтов поздней юры. На участках земной коры, испытавших погружение, накапливались морские терригенные образования.

В результате дифференцированных тектонических движений обширный морской бассейн, который располагался на площади широтного Верхнеамурского прогиба, расчленяется серией островов на ряд заливов и крупных лагун, связь между которыми временно прекращалась, что вызывало их опреснение.

В начале келловей-оксфордского времени на территории Верхнеамурского прогиба почти повсеместно отлагались преимущественно песчаные осадки с остатками морской фауны, которые в конце сменяются толщей ритмично чередующихся песчаных и алевролито-глинистых пачек с остатками морской и пресноводной фауны, обогащенных растительным материалом. В конце келловей-киммериджского времени, а возможно, в начале волжского века накопились прибрежно-морские и континентальные, частично угленосные отложения (осежинская и аякская свиты). Угленосные отложения накапливались в зонах заливов на северо-западных бортах Гонжинского и Амуро-Мамынского массивов.

Гранулометрический состав пород и распределение литолого-фациальных комплексов в разрезе и на площади позволяют допустить, что рельеф областей сноса вначале был низогорным и расчлененным, а во вторую половину келловей-киммериджского времени суша была пенеппенизирована.

Отсутствие осадков келловей-киммериджского времени на внутренней территории советской части Дунбейской платформы свидетельствует о том, что на последней седиментация не проявилась. На зарубежной части территории платформы, в бассейнах рек Мулин и Сунгари, в прогибах и впадинах накапливались континентальные угленосные отложения (Хеганский и Шуаньшанский угольные бассейны).

В первой половине позднеюрской эпохи происходит резкое опускание территории Сихотэ-Алинской геосинклинали по Центральному Сихотэ-Алинскому разлому. Море заняло восточный склон Сихотэ-Алиния и, по-видимому, по Южному Сихотэ-Алинскому широтному разлому проникло на Сучано-Даубихинский и Уссури-Ханкайский блоки. Территория Алчано-Матайского и Буреинского блоков также была занята морем.

По данным Г. Т. Пчелинцевой и К. М. Худолея (1960), в пределах Сихотэ-Алинской геосинклинали и ее стабилизированных западных блоках располагался Центральный Сихотэ-Алинский полуостров с Ханкайским перешейком, который разделял Суйфунский и Бикинский заливы и Сихотэ-Алинский пролив (см. приложение II). Горные сооружения в это время занимали восточную часть Центрального Сихотэ-Алинского полуострова и располагались в пределах восточной окраины Дунбейской платформы.

В Бикинском заливе в первую половину позднеюрской эпохи накапливался грубый кластический материал — галечники, валуны и грубо-зернистые пески. На крайнем юго-западе залива в восточной и западной его частях отлагались незначительные по мощности континентальные осадки. На крайнем северо-востоке залива в пределах Буреинского блока формировались песчано-глинистые осадки в морских и прибрежно-морских условиях.

В Суйфунском заливе в это же время отлагались песчаные породы, сильно обогащенные известковым веществом органического происхождения, местами переходящим в слои ракушечника.

На площади Сихотэ-Алинского пролива накапливались разнообразные породы в морских условиях. Вблизи Сихотэ-Алинского полуострова отлагались крупнообломочные породы, преимущественно галечники. По мере удаления от береговой линии роль крупнообломочного материала уменьшалась и вместо него накапливались песчанистые, а местами глинистые и кремнистые породы. Далее на восток отлагались только песчано-глинистые осадки.

На территории Дальнего Востока отложения второй половины позднеюрской эпохи (волжский век) представлены морскими, прибрежно-морскими и континентальными образованиями (см. приложение III). В пределах внутренних блоков Дунбейской платформы, западной части Амуро-Охотского звена Монголо-Охотской геосинклинали и Буреинского блока волжские образования представлены сугубо континентальными отложениями (конгломератовый горизонт, толбузинская, депская, екатеринославская и талынжанская свиты).

На территории Сихотэ-Алинской геосинклинали отложения второй половины поздней юры известны только на севере и крайнем юге. Это морские терригенные осадки. На территории Сучано-Даубихинского, Уссури-Ханкайского и Алчано-Матайского блоков осадки волжского века не установлены.

В начале волжского века западная часть Амуро-Охотского звена Монголо-Охотской геосинклинали на непродолжительное время вышла из стадии седиментации и совместно с внутренними блоками Дунбейской платформы представляла собой возвышенную сушу, где осадконакопления не происходило, но разрушение, по-видимому, проявилось слабо. В подтверждение изложенному можно привести следующий факт. При описании литологического состава депской свиты Амуро-Зейского каменноугольного бассейна отмечалось, что базальные конгломераты содержат хорошо окатанную гальку угля из отложений аякской свиты. Если бы размывались прибрежно-морские торфяники аякской свиты; куски торфа вряд ли могли бы превратиться в уголь с полосчатой текстурой и иметь хорошую окатанность. Кроме того, растительные остатки, встречаемые в конгломератах совместно с галькой угля, минерализованы. В случае размыва торфяника, не прошедшего стадию диагенеза, окатыши торфяника и растительные остатки должны быть или углефицированы, или минерализованы. Отсюда можно сделать вывод о том, что размывались торфяники аякской свиты, прошедшие стадию диагенеза. Для превращения торфа в уголь необходимы время и значительная глубина погружения торфяника. Возможно, в предволжское время сформировалась более мощная толща прибрежно-морских отложений с углями, нежели та, которую наблюдаем в аякской свите в настоящее время. По мере накопления терригенных осадков совершалось их погружение, что способствовало превращению торфа в уголь. В преддепское время произошло поднятие земной коры и ранее отложившиеся осадки, прошедшие стадию диагенеза, подверглись размыву.

Воздымание платформы сопровождалось оживлением движений по ранее заложённым разломам и способствовало возникновению новых разломов. Все это привело к тому, что в пределах Дунбейской платформы возникла серия блоков, которые имели различную скорость и различные по знаку тектонические движения. В блоках, имевших нисходящие движения, начали накапливаться континентальные угленосные осадки. К таким блокам относятся Толбузинский, Ушумуно-Депский, Сычевский, Лермонтовско-Белогорский, Поярковско-Екатеринославский и Архаринский.

На территории Сихотэ-Алинской геосинклинали осадконакопление происходило в морских условиях, аналогичных первой половине позднерусской эпохи.

Буреинский блок, располагающийся на краю платформы, в начале волжского века также испытывал поднятие, и море покинуло его территорию. В волжском веке осадконакопление возобновилось и в контурах блока начали формироваться континентальные угленосные отложения (талынжанская свита).

Толбузинский блок. В пределах блока в волжском веке начал формироваться прогиб северо-восточного простирания, выполненный континентальными угленосными отложениями. Юго-восточная граница прогиба проходила по разлому северо-восточного простирания, которая прослеживалась от нижнего течения р. Уркан до пос. Черняево и далее уходила в пределы КНР. Северо-восточная граница в настоящее время проводится по зоне широтного разлома, отграничивающего Тукурингро-Джагдинское поднятие от позднемезозойского поля среднего течения р. Зеи. На территории Тукурингро-Джагдинского поднятия геологическими работами установлены позднемезозойские континентальные отложения, синхронные таковым среднего течения р. Зеи. Поэтому считаем, что Толбузинский прогиб простирался дальше на северо-восток и соединялся с Удским широтным прогибом. Северо-западная граница условно проводится по юго-восточной окраине Гонжинского массива. Юго-западная граница находится в КНР. В указанных контурах прогиб простирается в северо-восточном направлении на 200—250 км и имеет ширину 50—90 км.

В начале осадконакопления на территории Толбузинского прогиба возникла предгорная равнина, на которой отлагались грубообломочные породы пролювиально-аллювиального комплекса фаций — среднегалечные и валунные конгломераты. Петрографический состав обломков свидетельствует о широком распространении в областях сноса магматических и метаморфических пород (гранитоидов и кварцитов). Ухудшение сортировки и увеличение размеров обломков от центра прогиба в северо-западном и юго-восточном направлении позволяет допустить, что области сноса располагались на северо-западном и юго-восточном обрамлениях прогиба.

В период накопления конгломератового горизонта в Толбузинском прогибе не было условий для формирования торфяников ввиду сильного физического выветривания пород в областях сноса и быстрого переноса терригенного материала в области седиментации. Поэтому в нижней и средней частях разреза конгломератового горизонта нет угольных пластов рабочей мощности и хорошего качества. Благоприятные условия для торфонакопления появляются только в конечный этап накопления конгломератового горизонта в центральной части прогиба. Здесь на переднем крае конуса выноса, где грунтовые воды выходили на поверхность, происходило заболачивание и накопление торфяников, давших угольные пласты.

В результате нивелировки рельефа и стабилизации тектонических движений во вторую половину волжского века на площади прогиба возникает аллювиальная равнина, на которой накапливались угленосные отложения толбузинской свиты. На равнине протекали постоянно действующие реки. Обширные пойменные и водораздельные пространства занимали болота, где шло активное торфонакопление. Благодаря колебательным движениям в разрезе толбузинской свиты накопилось свыше 30 пластов и прослоев угля.

Петрографический состав обломочного материала в толбузинской свите не изменился. Единственным отличием могут служить только его размеры, а это свидетельствует о том, что области сноса располагались там же, где они были и в период накопления пород конгломератового горизонта, но рельеф их стал низкорослым.

Судя по пространственному расположению литолого-фациальных комплексов, наиболее благоприятной площадью для торфонакопления была центральная часть прогиба (Толбузинский и Бутефский районы).

Ушумуно-Депский блок. По геофизическим данным в блоке устанавливается три максимума мощности мезозойских отложений. Первый располагается в среднем течении р. Тыгды около ст. Ушумун, второй — в устье р. Тыгды и третий — в верхнем течении р. Пикан. Исходя из различной мощности отложений, можно допустить, что территория Ушумуно-Депского блока в начальный период накопления осадков была неровной. Здесь имелись небольшие впадины и возвышенности. Амплитуда превышения между ними, по-видимому, была небольшой.

В начале волжского века во впадинах накапливались терригенные континентальные отложения.

В результате опускания земной коры разрозненные впадины соединяются, и в волжском веке на территории Ушумуно-Депского блока начинается формироваться прогиб северо-восточного простирания. Контуры его прослеживаются по распространению угленосных отложений депской свиты. Поскольку отложения депской свиты на большей части площади перекрыты неогеновыми и современными рыхлыми породами, граница прогиба устанавливается с некоторой долей условности. Более уверенно можно установить юго-восточную границу. Она проводится по седиментационному контакту угленосных отложений с подстилающими палеозойскими гранитоидами и раннемезозойскими прибрежно-морскими и морскими осадками. Северо-восточная граница в настоящее время проходит по Тукурингро-Джагдинскому разлому. В пределах Тукурингро-Джагдинского выступа геологосъемочными работами установлены континентальные отложения, синхронные депской свите, поэтому считаем, что прогиб протягивался дальше на северо-восток от современной границы и соединялся с широтным Удским прогибом. В подтверждение можно привести следующий фактический материал. Если бы прогиб замыкался вблизи Тукурингро-Джагдинского выступа, в депской свите наблюдалось бы погрубение терригенного материала, преобладали бы отложения пролювиально-аллювиального комплекса фаций и в породах содержались бы обломки из образований выступа. В обнажениях р. Деп, у пос. Рычково, в отложениях депской свиты не наблюдается погрубения обломочного материала по сравнению с отложениями свиты в среднем течении р. Деп (ключи Угольный и Утесный), где уменьшаются размеры обломочных зерен в породах и преобладают отложения озерно-болотного и пойменно-болотного комплексов фаций.

Северо-западная граница прогиба в связи с плохой обнаженностью проводится с некоторой долей условности. Отложения депской свиты

В обнажениях р. Зеи прослеживаются от пос. Аяк на юго-востоке до устья р. Умлекан на северо-западе. Далее на северо-запад вплоть до нижнего течения р. Уркан отложения депской свиты не обнаруживаются. Здесь наблюдаются выходы пород фундамента молчанской свиты. Создается впечатление, что породы депской свиты отсутствуют, а породы молчанской свиты лежат непосредственно на фундаменте. В нижнем течении р. Уркан, на широте дер. Овсянки, имеются выходы пород угленосной толщи, но они по литологическому и петрографическому составу резко отличаются от пород депской свиты. Эти породы сходны с породами конгломератового горизонта Толбузинского прогиба.

На основании изложенного выше считаем, что северо-западнее устья р. Умлекан, вплоть до устья р. Уркан, в волжское время существовало небольшое поднятие, разделявшее прогибы Толбузинского и Ушумуно-Депского блока. По юго-восточной окраине его и проводим северо-западную границу прогиба.

Юго-восточная граница прогиба устанавливается по геофизическим данным. Она прослеживается довольно легко, поскольку осадочные породы контактируют с палеозойскими гранитоидами.

В указанных границах прогиб простирается с юго-запада на северо-восток на 220—250 км и имеет ширину 70—80 км (см. приложение III).

Депская свита сложена отложениями пролювиально-аллювиального, озерно-болотного, пойменно-болотного и озерного комплексов фаций. Пролувиально-аллювиальный комплекс фаций преобладает в нижней части разреза свиты и на юго-восточной и северо-восточной частях прогиба. На остальной площади прогиба, а также в верхней части разреза депской свиты преобладают отложения озерного, озерно-болотного и пойменно-болотного комплексов фаций. Указанное распределение фациальных комплексов в разрезе и на площади свидетельствует о том, что в начальный период формирования прогиба на его территории возникла предгорная равнина, на которую временные потоки выносили обломочные материалы.

В связи с сильным физическим выветриванием пород области сноса и быстрым захоронением терригенного материала поверхность прогиба выравнивается и в его центральной части возникает аллювиальная равнина. В прибортовых частях она переходила в предгорную равнину. На последней отлагались пролювиально-аллювиальные осадки и подчиненные им отложения озер, пойм и болот. На этих площадях были неблагоприятные условия для торфонакопления. Временные потоки приносили обломочный материал и затапливали торфяники, а в период максимального разлива размывали его. Поэтому в прибортовых частях прогибов встречаются сильно зольные и маломощные угольные пласты.

На аллювиальной равнине накапливались в основном отложения русел рек, пойм, озер, болот и торфяников. Условия накопления были более благоприятными для формирования торфяников. Благодаря колебательным движениям в пределах прогиба накопилось свыше 80 пластов и прослоев угля. Угольные пласты аллювиальной равнины простого строения, средней мощности и содержат меньшее количество минеральных примесей в угольной массе.

В волжском веке обломочный материал в прогиб поступал с возвышенностей, окружавших его с юго-востока и юго-запада. Преобладающим было юго-восточное направление, где располагалась низкогорная суша. В пользу этого свидетельствуют уменьшение размеров обломков и увеличение роли отложений озерного, озерно-болотного и пойменно-болотного комплексов фаций с юго-востока на северо-запад. Кроме того, в тяжелой фракции пород депской свиты довольно много рудных ми-

нералов. По-видимому, в областях сноса размывались породы, содержащие рудные минералы. Такие породы известны в бассейне р. Гарь, которая протекает на территории юго-восточного обрамления прогиба.

По данным Е. Л. Лебедева (1965) и М. М. Кошман, которая определяла коллекцию флоры наших сборов, в отложениях депской свиты встречаются растительные остатки папоротников, цикадофитов, гинкговых и хвойных. По количеству и встречаемости видов на первом месте стоят папоротники, на втором — гинкговые. По видимому, эти две группы растений и послужили исходным материалом угля.

Внутренние блоки Дунбейской платформы. На территории советской части платформы в волжском веке возникли Сычевская, Белогорская, Лермонтовская, Екатеринославская, Поярковская и Архаринская эрозионно-тектонические впадины (см. приложение III), в которых накапливались континентальные терригенные отложения екатеринославской свиты. По генетическим признакам породы нижней части свиты относятся к элювиально-делювиальным отложениям склонов, верхней части — к отложениям временных потоков с подчиненным количеством осадков озер и болот. Судя по петрографическому составу пород, обломочный материал во впадины поступал с окружающих поднятий. Преобладание в породах полевых шпатов над кварцем свидетельствует о сильном физическом выветривании и быстром захоронении обломочного материала.

Большое количество обуглившихся растительных остатков в породах екатеринославской свиты позволяет сделать вывод о том, что на территории платформы в волжское время произрастала пышная растительность. По данным Н. А. Замосниковой, основная роль принадлежала папоротникам, гинкговым и хвойным. Характер растительности указывает на теплый и влажный климат в период накопления позднеюрских отложений.

Небольшие размеры впадин, сильное физическое выветривание, круговой снос и быстрое захоронение терригенного материала препятствовали формированию торфяников, поэтому екатеринославская свита, хотя в ней и много растительного материала, угльных пластов не содержит.

Буреинский блок. В результате восходящих движений земной коры в конце первой половины позднеюрской эпохи морской бассейн на площади блока сокращается. В верхней части чаганыйской свиты встречается очень редкая фауна, причем наряду с пресноводными формами находятся и морские ауцеллы.

Предволжские восходящие движения на некоторое время выводят из стадии осадконакопления территорию Буреинского блока.

В начале волжского века территория блока снова испытала погружение, и здесь начал формироваться прогиб северо-восточного простирания. Контуры его, судя по контурам распространения раннемезозойских морских и угленосных отложений, в значительной мере унаследованы от раннемезозойского прогиба.

Прогиб устанавливается по распространению пород талынжанской и вышележащих свит (см. приложение III). Северо-западная граница прогиба проходит по Буреинскому разлому, который отграничивает область седиментации от Туранского поднятия. Юго-восточная граница также имеет тектонический контакт. На северо-востоке прогиб, по-видимому, соединялся с Удским широтным прогибом. Юго-западная граница проводится условно по южной окраине Тырминской впадины. В указанных границах прогиб имел длину 250—300 км и ширину 40—60 км.

Текстурные признаки песчаников нижней части разреза талынжанской свиты позволяют думать о накоплении их в обстановке водоема.

По-видимому, после отступления позднеюрского моря в наиболее опущенной части прогиба сохранился небольшой опресненный водоем, куда впадали реки, приносявшие терригенный материал. В прибрежных частях озера условия были благоприятными для формирования торфяников, давших угольные пласты.

Появление в породах верхней части разреза талынжанской свиты аркозовых крупнозернистых песчаников свидетельствует о начале поднятий в областях сноса, располагавшихся на территории Туранского массива.

Сихотэ-Алинская геосинклиналь. На ее территории в волжском веке накапливались терригенные отложения в морских и прибрежно-морских условиях, аналогичных таковым первой половины позднеюрской эпохи. В конце волжского века здесь начались восходящие движения, в результате чего большая часть территории вышла из стадии морской седиментации. Морской режим сохранился только в более погруженных ее участках, которые располагались на крайнем северо-востоке.

ВАЛАНЖИНСКИЙ ВЕК

В валанжинском веке продолжается опускание Ушумуно-Депского, Толбузинского и Буреинского блоков, внутренних блоков Дунбейской платформы, а также центральной и южной частей Сихотэ-Алинской геосинклинали. Море с северной части геосинклинали распространяется на всю площадь.

На территории Толбузинского блока валанжинские образования представлены континентальными угленосными отложениями верхнетолбузинской свиты, на Ушумуно-Депском блоке — породами молчанской угленосной свиты, на внутренних блоках платформы — континентальными терригенно-эффузивными породами итикутской свиты, на Буреинском блоке — породами угленосной ургальской свиты и на территории Сихотэ-Алинской геосинклинали — морскими и прибрежно-морскими терригенными образованиями, охарактеризованными фауной ауцелл, аммонитов, корбикул, экзогир и астарт.

Взаимоотношения отложений валанжина с подстилающими породами изучены не на всей площади Дальнего Востока. Более или менее достоверно они установлены на Толбузинском и Ушумуно-Депском блоках, внутренних блоках Дунбейской платформы, Буреинском и на севере Сихотэ-Алинской геосинклинали. На юге ее вследствие слабой обнаженности взаимоотношения валанжинских образований с позднеюрскими породами не выявлены.

Во всех установленных точках валанжинские образования лежат с незначительным размывом, но без углового несогласия на позднеюрских породах.

Толбузинский и Ушумуно-Депский блоки. Наметившееся в волжском веке погружение земной коры продолжало расти и в валанжине. В результате опускания перемычки, разделявшей прогибы Толбузинского и Ушумуно-Депского блоков, на площади последних в валанжинском веке продолжал развиваться единый Амуро-Зейский прогиб. Юго-восточная граница прогиба проходила там же, где она установлена и для Ушумуно-Депского прогиба в волжском веке. Возможно, произошло небольшое перемещение ее в юго-восточном направлении. Северо-западной границей, по-видимому, являлась юго-восточная окраина Гонжинского поднятия.

Северо-восточная граница Амуро-Зейского прогиба проходила там же, где она располагалась в позднеюрскую эпоху (см. приложение IV).

Юго-западная граница в связи с отсутствием обнажений проходит, по данным геофизики, по седиментационному контакту угленосных отложений с палеозойскими гранитоидами. От дер. Черняево она уходит в пределы КНР.

В контурах прогиба в валанжинском веке накапливались континентальные угленосные отложения верхнетолбузинской и молчанской свит. Условия накопления последних подчинялись следующей закономерности. Осадки формировались в основном на аллювиальной равнине. На северо-западном борту прогиба, примыкающем к Гонжинскому поднятию, накопились преимущественно песчано-гравийные осадки пролювиально-аллювиального комплекса фаций. В центральной части прогиба на месте поднятия, разделявшего в волжском веке прогибы Толбузинского и Ушумуно-Депского блоков, также накопились отложения пролювиально-аллювиального комплекса фаций. Последние преобладают и на юго-восточном борту прогиба, примыкавшем к Амуро-Мамынскому поднятию.

На остальной площади прогиба накапливались песчано-глинистые осадки озерного, сзерно-болотного и пойменно-болотного комплексов фаций, с которыми связано торфонакопление. Особенно благоприятны для торфонакопления были условия юго-восточной части прогиба. Здесь молчанская свита содержит свыше 40 пластов и прослоев угля. В северо-западной части торфонакопление было менее интенсивным. Разрез верхнетолбузинской свиты содержит 10 пластов и прослоев угля.

Исходя из площадного распространения фациальных комплексов и петрографического состава пород, можно считать, что области сноса располагались там же, где они были и в волжском веке, и имели низкорельеф.

В конце валанжинского века северо-западная часть Амуро-Зейского прогиба (Толбузинский блок) начинает испытывать поднятие, и на этой площади осадконакопление прекращается. Возможно, в это время начинаются складчатые процессы, которые собрали ранее отложившиеся породы в складки северо-восточного простирания. Тектоническая перестройка вызвала вулканическую эффузивную деятельность, особенно в северо-восточной части прогиба.

Внутренние блоки Дунбейской платформы. В результате погружения внутренних блоков платформы в валанжине продолжается развитие впадин, зародившихся в волжском веке.

Поярковская и Екатеринославская эрозивно-тектонические впадины соединились, образовав Поярковско-Екатеринославский прогиб. Соединились и Лермонтовская и Белогорская впадины и на их месте продолжал развиваться Лермонтовско-Белогорский прогиб. Архаринская и Сычевская впадины расширили свои контуры (см. приложение IV).

Интенсивные разнонаправленные тектонические движения в начале валанжина вызвали активную вулканическую деятельность, которая проявилась в зонах разломов. Эффузивные породы Поярковско-Екатеринославского прогиба приурочены к юго-восточному его борту, Архаринской впадины — к северо-западному ее борту. Между Поярковско-Екатеринославским прогибом и Архаринской впадиной в нижнем течении р. Буреи, проходит крупный Буреинский разлом, по которому произошло излияние эффузивов.

В Лермонтовско-Белогорском прогибе эффузивы приурочены к северо-западному и юго-восточному бортам. Прогиб на северо-западе ограничен крупным Зей-Селемджинским разломом, а на юго-востоке — Тамбовским разломом. По ним в валанжине изливались эффузивы.

В Сычевской впадине эффузивные породы приурочены к северо-западному борту. По-видимому, эта граница впадины имеет тектонический характер.

В валанжине в центральных частях прогибов и впадин накапливались терригенные пролювиально-аллювиальные отложения с большим количеством пирокластического материала. В прибортовых частях формировались эффузивы, которые переслаиваются с терригенными породами. Неоднократное чередование осадочных и эффузивных пород указывает на пульсационный характер эффузивной деятельности.

Во внутренних впадинах и прогибах Дунбейской платформы сильная вулканическая деятельность в валанжине препятствовала формированию торфяников.

Буреинский блок. Смена тонкоотмученных пород талынжанской свиты конгломератами ургальской свидетельствует о резком вздымании в валанжине области сноса. В западной части прогиба широко распространены грубообломочные плохо отсортированные породы, а в восточной встречаются более отсортированные песчаники, алевролиты и аргиллиты. Можно предположить, что поднятия произошли на западе в пределах Туранского массива.

В начале валанжина на западной окраине прогиба располагалась предгорная равнина, которая в восточном направлении переходила в аллювиальную. На последней формировались торфяники, давшие угольные пласты.

Контуры прогиба в валанжине совпадали с контурами прогиба волжского века. Возможно, произошло только перемещение юго-западной границы в сторону суши.

Во время накопления пород средней части ургальской свиты на территории прогиба сформировалась речная сеть. Основная река протекала в центральной части прогиба и имела меридиональное направление. Боковые притоки имели широтное направление. На пойме и плоских водоразделах формировались торфяники, давшие среднезольные угли. Относительная выдержанность пластов угля ургальской свиты и сохранение общего типа их строения указывают на значительное распространение болот и постоянство их режима.

Сихотэ-Алинская геосинклиналь. Отложения валанжинского века на площади Сихотэ-Алинской геосинклинали представлены морскими и прибрежно-морскими осадками. На юге распространены алевролиты, аргиллиты, разномерные песчаники, гравелиты и мелкогалечные конгломераты. На севере преобладают тонкозернистые разномерные породы, хотя в некоторых разрезах превалируют грубые осадки.

Крупнообломочные разности пород обычно характерны для нижних частей разреза, но иногда наблюдаются в верхней и средней. На юге геосинклинали разрезы валанжина бассейнов рек Пхусин, Фудзин и разрезы, расположенные в непосредственной близости от Центрального Сихотэ-Алинского разлома, содержат крупнозернистые породы. На севере ее в бассейне рек Хунгари и Эрткули в 1955 г. Б. Я. Абрамсон закартировал валанжинские крупнозернистые песчаники с прослоями алевролитов, аргиллитов и туфогенных песчаников.

Мощность валанжинских образований на площади геосинклинали колеблется от 500 до 3000 м. Максимальные мощности установлены на севере.

Палеогеография Сихотэ-Алинской геосинклинали представляется в следующем виде. В начале валанжинского века территория, расположенная восточнее Центрального Сихотэ-Алинского разлома, опускается, и море с севера постепенно перемещается на юго-запад и доходит почти

до широты г. Владивостока. Береговая линия на карте (см. приложение IV) нанесена по следующим данным. На юге Сихотэ-Алиня, за исключением восточной части Сучано-Даубихинского блока, западнее Центрального Сихотэ-Алинского разлома отложения валанжина нигде не встречены. К зоне разлома приурочены крупнозернистые разности пород и слои с растительными остатками, свидетельствующие о том, что западнее Центрального разлома располагалась низкогорная суша.

Наличие в Восточном Сихотэ-Алине среди тонкозернистых морских осадков грубозернистых пород со слоями, содержащими растительные остатки средней и хорошей сохранности, позволяет выделить в бассейнах рек Пхусин, Фудзин, Арму и Хунгари островную сушу. В разрезах валанжина бассейнов рек Хунгари, Малой и Большой Эрткули среди морских образований встречаются слои с пепловым материалом. По-видимому, на островной суше располагались действующие вулканы, которые дали пепловый материал.

На территории Сихотэ-Алинской геосинклинали в отложениях валанжинского века нигде не встречены угольные пласты. Бурное наступление моря на сушу в результате резкого опускания геосинклинали не способствовало формированию торфяников в прибрежных зонах.

Сучано-Даубихинский блок. Образования валанжинского века известны только на крайнем северо-востоке, в верхнем течении р. Сучан. Они представлены терригенными прибрежно-морскими и морскими отложениями, охарактеризованными фауной ауцелл. Мощность отложений оценивается в 800—900 м.

Относительно путей проникновения моря на территорию Сучано-Даубихинского блока нет единого мнения. Автор считает, что море проникло по ослабленной зоне Южного широтного Сихотэ-Алинского разлома.

В начале валанжинского века на площади Сучано-Даубихинского блока зародился прогиб северо-восточного простирания. Судя по площадному распространению пород, контуры его были невелики (см. приложение IV).

Е. М. Рудич (1962) считает, что валанжинский век ознаменовался в южных районах геосинклинали возникновением новой наложенной впадины—Сучанской: Этот обширный прогиб заложился вкрест простирания Центрального поднятия. Фактический материал опровергает вывод Е. М. Рудича о простирании Сучанского прогиба. Что касается времени его заложения, то оно определяется нами одинаково.

Алчано-Матайский блок. На площади блока отложения валанжина не изучены. Береговая линия на картах показана условно.

ГОТЕРИВСКИЙ ВЕК

На Дальнем Востоке среди раннемеловых отложений достоверно установленные осадки, охарактеризованные флорой готерива, известны только в Ушумуно-Депском блоке, Буреинском и внутренних блоках Дунбейской платформы. На площади Сихотэ-Алинской геосинклинали отложения готерива, охарактеризованные фауной или флорой, неизвестны. Взаимоотношения пород валанжина и вышележащих раннемеловых отложений не везде фиксируются. В установленных точках, расположенных на внутренних блоках платформы, Буреинском, Ушумуно-Депском блоках, породы готеривского века лежат без углового несогласия, но с небольшим размывом на отложениях валанжина. К отложениям готерива здесь относятся породы верхнемолчанской свиты, выделенной

Е. Е. Краснянской в 1955 г., верхней части итикутской и нижней части поярковской свит внутренних блоков Дунбейской платформы и чагдо-мынской свиты Буреинского блока.

Основываясь на отсутствии достоверно установленных отложений готерива на площади Сихотэ-Алинской геосинклинали, а также учитывая закартированное в 1938 г. В. Н. Верещагиным в верховьях р. Сучан и А. Л. Асиповым в 1958 г. на междуречье Фудзин — Селенча угловое несогласие между валанжинскими и баррем-альбскими отложениями, некоторые исследователи Сихотэ-Алиня (Б. А. Иванов, В. Н. Верещагин и др.) сделали вывод о том, что в готериве образовавшиеся ранее осадки были смяты в складки и подверглись глубокому размыву. Новые данные делают этот вывод сомнительным.

На севере Сихотэ-Алинской геосинклинали Е. Б. Бельтнев в 1955 г. в бассейне р. Утуни наблюдал согласное залегание баррем-альбских пород на валанжинских образованиях. Между ними фиксируется только незначительный размыв. На побережье р. Амур А. И. Фрейдин в 1955 г. установил согласное залегание пород валанжина и баррем-альба. Согласное залегание последних выявлено в 1949 г. В. А. Ярмолюком в бассейне верхнего течения р. Самаги.

В. Н. Верещагин (1962) считает возможным верхнюю часть разреза валанжина, охарактеризованную фауной ацелл, отнести к готериву. Б. М. Штемпель (1960) комплекс осадков с флорой р. Сибайгоу относит к валанжин-баррему. Основываясь на результатах изучения флоры из верхних слоев валанжина и нижней части разреза баррем-альба в верховьях р. Сучан, он отрицает наличие длительного перерыва в осадконакоплении и складчатости в готериве.

З. И. Вербицкая (1962), изучавшая спорово-пыльцевые комплексы из угленосных отложений Сучанского бассейна, нижнюю часть разреза сучанской серии (нижнесучанская свита) по времени накопления относит к нижнему баррему, а возможно, готериву.

Учитывая мнение В. Н. Верещагина, Б. М. Штемпеля и З. И. Вербицкой о согласном залегании отложений валанжина и вышележащих пород на внутренних блоках Дунбейской платформы, Буреинском блоке и на севере Сихотэ-Алинской геосинклинали, а также сопоставляя границы распространения валанжинских и баррем-альбских отложений (см. приложение IV—V), которые имеют очень близкие контуры, автор склонен считать, что вывод о готеривской складчатости и длительном перерыве в осадконакоплении на Дальнем Востоке не обоснован фактическим материалом.

Исходя из общих закономерностей палеотектонического и палеогеографического развития территории Дальнего Востока, считаем, что в послеваланжинское время происходит дальнейшее опускание Сихотэ-Алинской геосинклинали и некоторых блоков Дунбейской платформы, вследствие чего области седиментации расширяются. Это расширение идет постепенно. В валанжине опускается Сихотэ-Алинская геосинклиналь и частично Сучано-Даубихинский блок, в готериве последний опускается почти полностью, и, наконец, в барреме Уссури-Ханкайский блок опускается и вступает в стадию осадконакопления. В результате такого ступенчатого опускания на площади Сихотэ-Алинской геосинклинали разрез валанжина представлен полностью, на Сучано-Даубихинском блоке — средним и верхним отделами, а на Уссури-Ханкайском блоке отложения валанжина отсутствуют. История накопления осадков, по-видимому, была аналогичной и в готерив-барремское время. Слабая изученность флоры и фауны не позволяет выделить осадки готеривского века из состава раннемеловых образований.

Что касается углового несогласия между породами валанжина и готерив-альба, установленного в двух точках, то здесь, по-видимому, имеем дело с явлениями, не связанными со складчатостью, поскольку обе точки наблюдений находятся в зонах крупных разрывных структур.

Ушумуно-Депский блок. Вследствие выхода Толбузинского блока из стадии осадконакопления Амуро-Зейский прогиб в готериве был представлен только зейской его частью. Контуры прогиба были близки таковым волжского века. В прогибе продолжали накапливаться континентальные угленосные отложения верхнемолчанской свиты — конгломераты, гравелиты, разнородные песчаники, алевролиты и каменные угли. Генетические признаки пород свидетельствуют о накоплении осадков в обстановке предгорной равнины.

Петрографический состав пород по сравнению с нижележащими не изменился, а это свидетельствует о постоянстве области сноса, которая располагалась в пределах Амуро-Мамынского поднятия.

Начавшиеся в валанжине восходящие движения в конце готерива выводят территорию Ушумуно-Депского блока из стадии осадконакопления.

Внутренние блоки Амурской платформы. В готериве продолжается развитие Сычевской и Архаринской впадин и Лермонтовско-Белогорского и Поярковско-Екатеринославского прогибов. Контуры их по сравнению с контурами валанжинского века практически не изменились. Во впадинах и прогибах продолжали накапливаться эффузивно-терригенные породы в условиях, аналогичных валанжину, вследствие чего осадки готерива неугленосны.

Буреинский блок. В готериве на площади блока в прогибе продолжали накапливаться породы верхней части ургальской свиты. В этот период на территории Туранского массива снова происходит незначительное поднятие, и на западе прогиба возникает предгорная равнина, на которой накапливались пролювиально-аллювиальные отложения. Направление течения горных рек было с запада на восток.

В восточной части прогиба осадки отлагались в обстановке плоских долин. Условия были благоприятными для формирования торфяников. Дополнительный снос терригенного материала в прогиб происходил с восточного обрамления, где располагались низкогорные возвышенности.

В центральной части прогиба в обстановке долины крупной меридиональной реки накапливался аллювий.

Сихотэ-Алинская геосинклиналь. Осадки накапливались, очевидно, в условиях, аналогичных валанжинскому веку, поэтому их очень трудно отделить от валанжинских.

Сучано-Даубихинский блок. На площади блока, по-видимому, продолжал развиваться прогиб, в котором накапливались прибрежно-морские и континентальные отложения (нижняя часть нижнесучанской свиты).

БАРРЕМ-АЛЬБСКОЕ ВРЕМЯ

Несмотря на то, что осадки баррем-альбского времени на территории Дальнего Востока распространены довольно широко, определение их возраста не везде аргументировано органическими остатками. В угленосных толщах возраст пород определяется по спорово-пыльцевым комплексам и листовой флоре. На территории Сихотэ-Алинской геосинклинали в большинстве случаев возраст пород устанавливается по вза-

имоотношению с подстилающими и покрывающими образованиями. Покрывающими обычно являются морские отложения, содержащие фауну альб-сеноманского времени, а подстилающими — либо валанжинские морские породы, либо более древние осадочные и изверженные образования. Залегание описываемых пород между фаунистически охарактеризованными толщами валанжина и альб-сеномана позволяет определить время их накопления в интервале готерив — альб.

Наиболее детально баррем-альбские отложения изучены на внутренних блоках Дунбейской платформы (поярковская свита), Буреинском (чемчукинская, чагдамынская и иорекская свиты), Сучано-Даубихинском (нижнесучанская и старосучанская свиты) и Уссури-Ханкайском блоках (нижнесучанская и старосучанская свиты).

На площади Сихотэ-Алинской геосинклинали баррем-альбские отложения установлены А. Л. Асиповым в 1958 г. на междуречье Фудзин — Селенча под наименованием песчаниковой свиты; Ф. А. Пискуновым в 1957 г. в бассейнах рек Даданцы и Тарги под названием песчаниковой толщи; В. И. Надежкины в 1961 г. в среднем течении р. Бикин под названием алевролитопесчаниковой толщи; В. В. Плиевым в 1955 г. в бассейне р. Утуни; А. И. Фрейдиным в 1959 г. на побережье р. Амур, в районе сел Шелехово и Нижняя Тамбовка и других местах.

На площади Алчано-Матайского блока баррем-альбские отложения установлены К. М. Худолеем на междуречье Алчан — Подхоренок под названием туфогенной серии, Г. И. Степановым в 1960 г. в бассейне рек Непмту, Сидими и Си и в других районах.

По литологическому составу, условиям накопления, характеру чередования слоев, наличию угленосности и пр. на территории Дальнего Востока можно выделить шесть типов разреза баррем-альбских отложений (рис. 44).

Первый тип разреза установлен во внутренних прогибах и впадинах Дунбейской платформы. Он сложен песчаниками разномелкозернистыми, мелкогалечными конгломератами, гравелитами, алевролитами, туффитами, эффузивами и гумусовыми бурами, переходными к каменным углям. В нижней части разреза преобладают крупнообломочные породы, туфы, туффиты и эффузивы, в верхней — тонкозернистые с линзообразными залежами угля. Ритмы имеют большую мощность и плохо выдержаны на площади. Породы накапливались в континентальных условиях. Мощность разреза 500—800 м.

Второй тип разреза установлен в Буреинском блоке. Разрез сложен песчаниками, алевролитами, аргиллитами и гумусовыми каменными углями. Конгломераты и гравелиты имеют подчиненное значение. Ритмы имеют большую мощность, но выдержаны на площади. Накопление происходило в континентальных условиях. Мощность пород свыше 1000 м.

Третий тип разреза выявлен на площади Уссури-Ханкайского блока. По литологическому и фашиальному составу и ритмичности он довольно схож с разрезом второго типа. Единственным отличием может служить наличие липтобиолитовых и липтобиолито-гумусовых углей. Мощность разреза 300—700 м.

Четвертый тип разреза установлен на Сучано-Даубихинском блоке. По литологическому составу он близок к третьему типу, но по условиям накопления и ритмичности резко отличается от него. Осадки накапливались в прибрежно-морских и континентальных условиях. Угольные пласты сложены только гумусовыми углями. Ритмы имеют мощность от нескольких десятков до сотни метров. Выдержаны пласты угля вдоль полосы, окаймляющей область сноса, и быстро выклиниваются в направлении, перпендикулярном к ней. Мощность разреза 300—900 м.

На площади Сихотэ-Алинской геосинклинали установлены разрезы пятого типа. Литологический состав их довольно разнообразен. Есть разрезы, состоящие только из песчаников, или грубого чередования песчаников и алевролитов, или флишоидного типа. Разрезы последнего типа имеют более широкое площадное распространение. По генетическим признакам отложения баррем-альба Сихотэ-Алиня относятся к морским и прибрежно-морским. В некоторых разрезах среди морских и прибрежно-морских отложений встречаются слои континентального генезиса, содержащие отпечатки растений средней и хорошей сохранности. Обычно эти разрезы находятся в западной части геосинклинали или возле островной суши. Иногда вблизи последней наблюдаются постепенные переходы морских отложений в континентальные (Томсон, 1962). Мощность баррем-альбских отложений на юге геосинклинали не превышает 1000 м, а на севере достигает 2000 м.

В Алчано-Матайском блоке (бассейны рек Алчан, Матай и Немпту) выявлен шестой тип разреза, который резко отличается от всех описанных выше. Здесь преобладают грубообломочные породы, в которых повсеместно залегают порфириды и их туфы, туфопесчаники и туффиты. По генетическим признакам эти породы относятся к морским, прибрежно-морским и континентальным образованиям. Мощность разреза оценивается в 2000—3000 м.

Внутренние блоки Дунбейской платформы. В начале баррем-альбского времени в центральных частях Архаринской и Сычевской впадин и Лермонтовско-Белогорского и Поярковско-Екатеринославского прогибов в обстановке предгорных равнин продолжали накапливаться пролювиально-аллювиальные отложения с большим количеством вулканогенного материала. В прибортовых частях впадин и прогибов (в приразломных зонах) формировались эффузивы и грубообломочные породы (см. приложение V). Частое чередование терригенных пород и эффузивов свидетельствует о перерывах в вулканической деятельности.

Процессы разрушения и седиментации привели к тому, что в середине баррем-альбского времени во впадинах и прогибах возникли аллювиальные равнины, на которых накапливались континентальные угленосные отложения поярковской свиты. Усредненная мощность грубозернистых пород этой свиты увеличивается с юго-запада на северо-восток. В этом же направлении уменьшается процентное содержание глинистых пород. Мощность свиты в целом увеличивается также с юго-запада на северо-восток. Наряду с этим мощность песчаников поярковской свиты уменьшается от бортов впадин и прогибов к их центральным частям. Все изложенное выше позволяет думать, что замыкание впадин и прогибов происходило на северо-востоке, а на юго-западе они были открыты и замыкались в пределах КНР. Кроме того, перечисленные факты свидетельствуют о том, что скорость течения воды падала с северо-востока на юго-запад по мере выхода водотоков с более возвышенных участков на равнины. Отсюда следует, что направление течения основных рек было с северо-востока на юго-запад, однако этот вывод требует обоснования новым фактическим материалом. В то же время имелось множество водотоков с водораздельных пространств, окружавших прогибы и впадины.

В поярковской свите Поярковско-Екатеринославского и Лермонтовско-Белогорского прогибов преобладает обломочный материал гранитного состава, а это свидетельствует о том, что областями сноса служили Амуру-Мамыньское и Туранское поднятия, сложенные палеозойскими гранитоидами.

В Архаринской впадине в тяжелой фракции пород поярковской свиты преобладают амфиболы, ставролит, силлиманит и рутил. В породообразующей части отложений свиты обломков гранитов и их составляющих немного. Исходя из этого, считаем, что областью сноса для Архаринской впадины служила низкоргорная суша, располагавшаяся на территории Малого Хингана.

В середине и конце баррем-альбского времени в прогибах и впадинах на аллювиальных равнинах были благоприятные условия для формирования торфяников. Пышно развивающаяся растительность была представлена гинкговыми и хвойными лесами, произраставшими на водораздельных пространствах. Папоротниковые заросли занимали пониженные участки рельефа. По-видимому, эта растительность послужила исходным веществом угля.

Бурейнский блок. В баррем-альбское время на площади блока продолжал развиваться прогиб, в котором накапливались континентальные угленосные отложения. Типы пород чагдомынской свиты и условия их накопления сходны с таковыми ургальской свиты. В то же время на составе обломочного материала пород, характере и распределении фаций сказывается уменьшение влияния западной и рост влияния восточной области сноса. Вдоль западной окраины бассейна, где в валанжине и готериве накапливались осадки временных потоков (конуса выноса), в баррем-альбе отлагались руслово-пойменные и озерно-пойменные осадки. По-видимому, в чагдомынное время на территории прогиба продолжала развиваться аллювиальная равнина. Области сноса располагались на востоке и западе, причем снос был наиболее значительным из восточной области.

В условиях аллювиальной равнины происходило активное торфонакопление.

Условия накопления пород чемчукинской и иорекской свит практически не изучены. Некоторое сходство песчаников чемчукинской и талынжанской свит (волжский век) позволяет сделать предположение о накоплении пород свиты в условиях аллювиальной равнины, на которой располагалось крупное озеро (Давыдова, 1949).

В породах чемчукинской и иорекской свит преобладает обломочный материал из метаморфических пород Бурейского хребта (восточная область сноса).

Уссури-Ханкайский блок. В начале барремского века на площади блока начала формироваться впадина. В начальный период осадконакопления поверхность ее была неровной. Судя по мощности пород нижней части разреза (I—III ритмы) угленосной толщи, здесь имелись небольшие повышения и понижения рельефа. Амплитуда превышения между ними была не более 300 м.

В начале барремского века в блоке возникли три небольшие впадины (с юга на север): Нижнесуйфунская, Верхнесуйфунская, Приханкайская. Судя по литолого-фациальному профилю (рис. 18), породы I ритма имеют ограниченное распространение. Они занимают базальную часть разреза. Отложения II ритма в Нижнесуйфунской впадине занимают уже большую площадь, но в Верхнесуйфунской впадине их нет. Породы III ритма распространены в обеих впадинах. Отсутствие достоверного материала по Приханкайской впадине не позволяет уверенно определить время ее возникновения. Нижнесуйфунская впадина зародилась раньше Верхнесуйфунской, поэтому можно допустить, что Приханкайская зародилась позже — в период накопления IV ритма.

В барремском веке в центральных частях впадин располагались небольшие озера, а по окраинам — предгорные равнины. Временные пото-

ки выносили с горных областей на предгорную равнину обломочный материал. Крупные обломки накапливались в области предгорий, более мелкие уносились водотоками и отлагались в озерах. На северо-восточных бортах Нижнесуйфунской и Верхнесуйфунской впадин, примыкавших к областям сноса с низкогорным рельефом, неоднократно создавались благоприятные условия для образования озерно-болотной равнины, где формировались торфяники.

По петрографическому составу породы восточных и западных окраин впадин резко отличаются. На востоке породы не содержат обломков гранитов. Здесь преобладают обломки осадочных пород и основных эффузивов. Состав обломков и увеличение их размеров от центра впадин на восток свидетельствует о том, что на восточном обрамлении располагалась низкогорная суша, с которой шел снос терригенного материала.

В породах западных бортов впадин преобладают гранитные обломки. Учитывая размер обломочного материала и его состав, считаем, что на западе в пределах Дунбейской платформы располагалась среднегорная возвышенность, служившая областью сноса.

В аптском веке Нижнесуйфунская, Верхнесуйфунская и Приханкайская впадины соединились, образовав крупную Суйфунскую впадину. Контуры ее определяются по распространению угленосных отложений.

На западе граница впадины проходила по современной границе с КНР, где имеется крупный разлом северо-восточного простирания, на юге — по широте г. Владивостока, на востоке — по меридиану г. Владивостока. Северная граница не установлена. По-видимому, она проходит северо-восточнее оз. Ханка. В указанных контурах впадина имела ширину 60—100 км, длину 250—300 км. Простирание впадины северо-восточное, близкое к меридиональному (см. приложение V).

В апт-альбское время во впадине накапливались континентальные угленосные отложения в обстановке аллювиальной равнины. По петрографическому и литологическому составу породы подобны барремским, но количество грубообломочных пород в разрезе уменьшается. По генетическим признакам в апт-альбских отложениях выделяются озерно-болотный, болотный, пойменно-болотный и пролювиально-аллювиальный комплексы фаций. Климатические и гидрогеологические условия способствовали формированию торфяников. В разрезе апт-альбских отложений насчитывается свыше 30 пластов и прослоев липтобиолитового, липтобиолитово-гумусового и гумусового угля.

На западном борту впадины накопились липтобиолитовые и липтобиолитово-гумусовые угли, а на восточном борту — только гумусовые. Причины такого распределения подробно описаны при характеристике органогенных пород Суйфунского бассейна.

Сучано-Даубихинский блок. В баррем-альбское время на площади блока продолжал развиваться прогиб, возникший в валанжине. Поверхность прогиба в начале осадконакопления была неровной. Имелись небольшие возвышенности и впадины с амплитудой превышения не более 150 м.

Областями сноса для юго-западной части прогиба в барреме служили поднятия, располагавшиеся на побережье Японского моря, где встречаются выходы допалеозойских и палеозойских пород. Это подтверждается увеличением мощности осадков и крупности обломков, а также ухудшением сортировки с севера на юг.

Отсутствие фактического материала по северо-восточной окраине не позволяет охарактеризовать области сноса и накопления этой части прогиба. Возможно, в барреме здесь осадки не накапливались.

По данным литолого-фациального анализа, проведенного автором, в барремских отложениях прогиба выделяются пролювиально-аллювиальный, озерный, озерно-болотный, прибрежно-морской и морской комплексы фаций. На юго-западе, а возможно, и на северо-востоке прогиба располагалась предгорная равнина, переходящая к центру в аллювиальную, а еще дальше прибрежно-морскую низменность и морской залив. На аллювиальной равнине и прибрежно-морской низменности формировались торфяники, давшие угольные пласты нижнесучанской свиты.

В. Н. Верещагин (1958) высказал предположение, что море в Сучанский прогиб проникло с юга. Фактический материал не подтверждает этого вывода. Роль морских и прибрежно-морских фаций увеличивается с юго-запада на северо-восток и достигает максимума в Молчановском районе. В этом же направлении в разрезах баррем-альба увеличивается количество и диапазон распространения фауны. В верховьях р. Сучан (Ключевской участок) фауна встречена практически по всему разрезу баррем-альба.

На основании этого считаем, что море в Сучанский прогиб проникло по ослабленной зоне Южного Сихотэ-Алинского широтного шва еще в валанжинское время и по мере развития прогиба занимало все большую его площадь.

Условия накопления апт-альбских осадков континентальные, прибрежно-морские и морские. В результате дальнейшего опускания морской залив барремского века распространяется на юго-запад и северо-восток. Юго-западная и северо-восточная окраины прогиба представляли собой аллювиальную равнину, которая в направлении морского залива переходила в прибрежно-морскую равнину (см. приложение V). В описанных условиях накапливались разнозернистые песчаники, алевриты, аргиллиты и угли. В верхней части разреза апт-альба и в центре прогиба наблюдаются преимущественно тонкозернистые породы. Крупнозернистые разности характерны для базальных частей разреза и юго-восточной окраины прогиба.

Окатанность и сортировка обломков по сравнению с барремскими породами улучшаются. Причем окатанность и сортировка на юго-восточном борту прогиба хуже, чем в центре и на северо-западном борту. С юго-востока на северо-запад уменьшаются размер обломков и мощность разреза апт-альбских отложений. Исходя из изложенного, допускаем, что область сноса располагалась на территории Центрального Сихотэ-Алинского поднятия и имела среднегорный рельеф.

Сучанский прогиб имеет асимметричное строение (рис. 5). На юго-восточном борту прогиба мощная угленосной толщи наибольшая, в северо-западном направлении она сокращается в несколько раз. На юго-восточной окраине прогиба, за исключением центральной ее части, преобладают континентальные грубозернистые осадки, переходящие к северо-западу в прибрежно-морские и морские тонкозернистые образования. Причины асимметричности, по нашему мнению, следующие. Сучано-Даубихинский блок зажат между Сихотэ-Алинской геосинклиналью и Уссури-Ханкайским блоком и ограничен с двух сторон крупными региональными разломами. Плоскости смещения их (Центрального Сихотэ-Алинского и Муравьево-Амурского) направлены друг к другу под некоторым углом. В результате этого Сучано-Даубихинский блок имеет клиновидную форму с острым углом, направленным вниз. При региональном опускании земной коры скорость опускания блоков неодинакова. Сихотэ-Алинская геосинклиналь как наиболее подвижная опускается быстрее, чем Уссури-Ханкайский платформенный блок. Сучано-Даубихинский блок, зажатый между ними и имеющий клиновидную форму,

не может опускаться равномерно. Вследствие этого юго-восточная его часть, прилегающая к геосинклинали, опустилась сильнее, чем северо-западная, прилегающая к Дунбейской платформе. Поэтому на площади блока сформировался асимметричный прогиб.

Прогиб протягивался в северо-восточном направлении на 250—300 км и имел ширину 80—120 км. На востоке граница проходила по меридиану долины р. Сучан, на севере — по широте верховья р. Уссури, на западе — по линии, соединяющей Уссурийский залив с верховьем р. Уссури, на юге — по побережью Японского моря.

В прогибе в апт-альбское время на аллювиальной и прибрежно-морской равнинах формировались торфяники, давшие хорошие по качеству угли. Наиболее угленасыщенная часть разреза приурочена к юго-восточному борту прогиба.

Сихотэ-Алинская геосинклиналь. В баррем-альбское время вся территория ее была покрыта морем. Береговая линия моря на западе совпадает с направлением Центрального Сихотэ-Алинского разлома. При определении ее исходили из следующих соображений. Начиная от верхнего течения р. Улахе и кончая р. Катэн в полосе, прилегающей к Центральному разлому, наблюдаются баррем-альбские разрезы, в которых содержатся грубозернистый материал и слои явно континентального генезиса. Поэтому считаем, что в баррем-альбское время Центральный Сихотэ-Алинский антиклинорий представлял собой среднегорную сушу и питал геосинклиналь терригенным материалом. На крайнем северо-востоке геосинклинали поднятие переходило в цепь островов. Островная суша на территории Сихотэ-Алинской геосинклинали уверенно устанавливается также в бассейне р. Пхусин, в верхнем течении рек Фудзин, Арму, Хуту, Тумнин. Судя по имеющемуся материалу, цепь островов протягивалась параллельно Центральному Сихотэ-Алинскому поднятию. Области сноса для геосинклинали, кроме Центрального поднятия, служили острова.

На территории Сихотэ-Алинской геосинклинали в баррем-альбе не было условий для торфонакопления, поэтому на восточном склоне Сихотэ-Алиния угли не обнаружены.

Алчано-Матайский блок. На юго-западе блока в нижнем течении р. Бикин широко распространены грубообломочные породы (конгломераты, гравелиты, разнозернистые песчаники), по генетическим признакам относящиеся к отложениям временных потоков. По-видимому, здесь в баррем-альбское время располагалась предгорная равнина. Область сноса находилась на территории Дунбейской платформы и имела среднегорный рельеф. В период осадконакопления на площади блока имела место бурная вулканическая деятельность, поэтому для разрезов баррем-альба характерно чередование эффузивных и терригенных пород. На северо-востоке предгорная равнина, очевидно, переходила в прибрежно-морскую и морской залив. На крайнем северо-востоке блока условия накопления были морскими, аналогичными таковым Сихотэ-Алинской геосинклинали.

Алчано-Матайский блок расположен между Сихотэ-Алинской геосинклиналью и платформенным Уссури-Ханкайским блоком, поэтому мы вправе допустить, что на площади Алчано-Матайского блока в баррем-альбе сформировался прогиб, аналогичный прогибу Сучано-Даубихинского блока. По-видимому, прогиб был открыт на северо-востоке в сторону моря (см. приложение V). В нем накапливались терригенные, вулканогенно-терригенные и вулканогенные породы. Основываясь на значительной мощности баррем-альбских отложений (2000—3000 м), считаем, что Алчано-Матайский блок в баррем-альбе испытывал наибольшее по

сравнению с остальными блоками погружение. Наличие в баррем-альбских разрезах мощных толщ конгломератов, эффузивов и их туфов трудно объяснить чем-либо другим, кроме больших перемещений земной коры. По-видимому, перемещение происходило по Меридиональному разлому, поскольку на площади блока в полосе, примыкающей к разлому, встречаются наиболее мощные толщи грубообломочных пород. Вулканическая деятельность, очевидно, также связана с этими подвижками.

Неустойчивый тектонический режим, вулканическая деятельность, а также палеогеографические факторы были неблагоприятными для формирования торфяников в баррем-альбское время на территории Алчано-Матайского блока.

АЛЬБ-СЕНОМАНСКОЕ ВРЕМЯ

Осадки, относимые к этому возрасту, лежат согласно на баррем-альбских породах, вследствие этого нижняя граница их четко не опознается. Они распространены на внутренних блоках платформы (нижняя часть завитинской свиты), Буреинском (кындальская свита), Усури-Ханкайском (северосучанская свита), Сучано-Даубихинском (северосучанская свита) блоках. На последнем блоке альб-сеноманские отложения некоторыми исследователями выделяются под названием френцевской свиты, «Надвеликанового» горизонта или верхней угленосной свиты.

На территории Сихотэ-Алинской геосинклинали альб-сеноманские отложения закартированы в бассейнах рек Даданцы и Тарги Ф. А. Пискуновым и Ю. С. Липкиным в 1957 г. под названием песчаниковой толщи; В. А. Ярмолюком в 1949 г. в бассейне верхнего течения р. Самарги под названием свиты аркозовых и полимиктовых песчаников; В. В. Плиевым в 1954 г. в среднем течении р. Хунгари и других местах.

На площади Алчано-Матайского блока альб-сеноманские породы включаются в состав туфогенно-осадочной серии.

Несмотря на обилие фауны и флоры в породах, относимых к альб-сеноманскому времени, возраст их считается спорным. Геологи, изучавшие эти отложения, время накопления их определяют по-разному. Наиболее детально альб-сеноманский разрез изучен на Усури-Ханкайском и Сучано-Даубихинском блоках. Т. А. Александри-Садова (1960), анализируя комплекс фауны северосучанской свиты на площади Сучано-Даубихинского блока, пришла к выводу, что возраст слоев, содержащих фаунистические остатки, можно считать верхнемеловым, т. е. сеномантуронским. Л. В. Захарова (1960), изучавшая коллекцию фораминифер из отложений северосучанской свиты, определяет возраст ее в пределах от сеномана до низов коньяка. Н. И. Новожилов по филлоподам породы северосучанской свиты относит к переходным горизонтам между нижним и верхним мелом. Н. С. Кульжинская-Воронец (1937), определявшая фауну тригоний из верхней части сучанской серии, пришла к заключению об альб-сеноманском времени их накопления.

З. И. Вербицкая (1962) пишет: «Мы считаем себя вправе отнести нижние и средние горизонты северосучанской свиты к нижнему альбу. Этот вывод находится в полном соответствии с выводом В. Н. Верещагина (1957) и Б. М. Штемпель (1960). Он не противоречит также и точке зрения Н. И. Новожилова, ибо данный исследователь относит верхние горизонты северосучанской свиты (черные сланцы), из которых споры и пыльцу не удалось выделить, только к альб-сеноману. По мнению автора, эти горизонты, возможно, и могут быть отнесены к сеноману. Однако это положение требует дальнейшего подтверждения и развития».

Из изложенного видно, что возраст пород северосучанской свиты, а также других разрезов, синхронных ей, является спорным, но все же большинство исследователей склонно считать его альб-сеноманским.

Внутренние блоки Дунбейской платформы. Опускание земной коры и нивелировка рельефа привели к тому, что на территории центральной части Амурской платформы образовалась крупная впадина, контуры которой близки к контурам современной Зeya-Буреинской впадины (см. приложение VI). Здесь сформировалась озерно-болотная равнина, на которой накапливались породы нижней половины разреза завитинской свиты. Озерно-болотная равнина подтапливалась морскими водами, о чем свидетельствует находка солоноватоводной фауны. Морской горизонт на площади впадины колонковыми скважинами вскрыт повсеместно. По мнению Г. Г. Мартинсона, крупноресничатые раковины *Trigonoides* относятся к сеноману и обнаруживаются в отложениях Монголии, Китая, Средней Азии, Японии и Кореи. В последние годы на территории Буреинского бассейна в отложениях кындальской свиты обнаружен комплекс фауны, близкой к комплексу завитинской свиты. Поэтому вывод, сделанный в 1964 г. А. А. Тимофеевым и др., о наступлении моря с юга, т. е. со стороны КНР, является мало обоснованным. По нашему мнению, море в Зeya-Буреинскую впадину могло проникнуть с северо-востока или востока.

Области сноса в альб-сеноманское время располагались в пределах Амуро-Мамынского и Туранского поднятий.

В период накопления пород завитинской свиты климатические условия изменяются в сторону аридизации. Отсюда уменьшение количества полевого шпата в породах и сильное его изменение, а также отсутствие растительных остатков.

Поэтому, хотя в альб-сеномане литолого-фациальные условия были близки к таковым верхней части разреза поярково-свиты, отсутствие растительности свело на нет благоприятный фактор для торфонакопления. Вследствие этого разрез завитинской свиты углей не содержит.

Буреинский блок. Отложения альб-сеноманского времени на площади блока установлены только в последние годы. Вследствие слабой обнаженности они изучены слабо. Наличие в разрезе кындальской свиты мергелей и солоноватоводной фауны, а также генетические признаки пород позволяют высказать мысль о том, что альб-сеноманские отложения накапливались в обстановке прибрежно-морской равнины (см. приложение VI).

Областью сноса служили низкогорные возвышенности, располагавшиеся на западе в пределах Туранского массива. Область сноса, находившаяся в баррем-альбе на востоке, в альб-сеномане сократилась и представляла собой островную сушу.

Вследствие максимальной трансгрессии площадь континентальной седиментации значительно сократилась. Она находилась только на западном побережье островной суши и в районе городов Облучье и Биробиджан. На этих площадях в прибрежно-морских условиях накопились угленосные отложения. Более благоприятные условия для угленакопления существовали на площади Еврейской автономной области.

Уссури-Ханкайский блок. Продолжающееся в альб-сеномане погружение Сихотэ-Алинской геосинклинали и Дунбейской платформы привело к максимальному распространению моря. В альб-сеноманское время море из Сучано-Даубихинского блока по ослабленной зоне Южного широтного Сихотэ-Алинского разлома проникло в Уссури-Ханкайский блок. Осадконакопление в Суйфунской впадине происходило в континентальных и морских условиях. Морской генезис пород устанавливается

по генетическим признакам отложений и фауне (пеллециподы — находка М. М. Финкельштейна, аммониты — находка геологов нефтяной партии и фораминиферы — находка А. М. Мудрова).

По местонахождению фауны можно определить береговую линию в Уссури-Ханкайском блоке. На севере она проходила немного севернее г. Уссурийска, на западе — по меридиану нижнего течения р. Суйфун, на юге — по широте г. Артем. В контурах морского залива шло накопление преимущественно мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов. В юго-восточной полосе, заключенной между заливом моря и областью сноса, в условиях прибрежно-морской равнины отлагались терригенные осадки и формировались торфяники. Области сноса остаются там же, где они были в баррем-альбское время. Возможно, произошли небольшие восходящие движения в области сноса, поскольку на юге впадины (Подгородненское и Занадворовское месторождения) накопились конгломераты мощностью около 100 м.

Все породы альб-сеноманского времени в результате начавшейся вулканической деятельности содержат пепловый материал. Наибольшее его количество находится в центральной части впадины, где широко распространены туфогенные «узорчатые» песчаники. Жерла вулканов меловой эпохи выявлены в районе Липовецкого месторождения угля и в окрестности с. Красный Яр.

Угленакопление проявилось только на юго-восточной полосе, но практического значения оно не имеет.

Сучано-Даубихинский блок. Море в альб-сеномане заняло максимальную площадь. На севере береговая линия проходила по широте среднего течения р. Даубихе. Здесь в долине р. Камагоу, правого притока р. Даубихе, в породах северосучанской свиты автором обнаружены фораминиферы. На юге береговая линия располагалась по широте среднего течения р. Сучан.

В морском заливе накапливались тонкозернистые породы. В узкой полосе, заключенной между заливом и областью сноса, в обстановке прибрежно-морской равнины формировались континентальные угленосные отложения (см. приложение VI).

Области сноса находились на территории Центрального Сихотэ-Алинского поднятия и Уссури-Ханкайского массива и имели низгорный рельеф.

На площади блока вулканическая деятельность проявилась слабо. Пепловый материал встречается только в западной части блока, примыкающего к Уссури-Ханкайскому блоку.

Сихотэ-Алинская геосинклиналь. Территория ее повсеместно была покрыта морем, в котором накапливались терригенные осадки. Береговая линия на западе проходила по зоне Центрального Сихотэ-Алинского разлома, на юго-востоке немного продвинулась в сторону суши.

Островная суша, располагавшаяся на северо-восточном продолжении Центрального Сихотэ-Алинского поднятия, в альб-сеноманское время значительно сократилась. Здесь между островами образовались проливы, по которым море Сихотэ-Алинской геосинклинали соединилось с морским заливом Алчано-Матайского блока.

Алчано-Матайский блок. На площадь блока морской залив заходил с северо-востока. Максимальная трансгрессия на блоке проявилась в альб-сеномане.

На прибрежно-морской равнине, располагавшейся между морским заливом и областью сноса, в прибрежно-морских и континентальных условиях накапливались терригенные отложения и связанные с ними

торфяники (см. приложение VI). Угленакопление, по-видимому, связано с тем, что в альб-сеноманское время в Алчано-Матайском блоке вулканическая и эффузивная деятельность ослабла, стабилизировались тектонические движения, а это способствовало развитию растительности и формированию торфяников. Областью сноса служили низкотеррасные возвышенности Дунбейской платформы и Центрального Сихотэ-Алинского поднятия.

СЕНОМАН-ТУРОНСКОЕ ВРЕМЯ

На территории Дальнего Востока сеноман-туронские отложения занимают меньшие площади по сравнению с нижнемеловыми. Они известны в пределах внутренних блоков Дунбейской платформы (верхняя часть разреза завитинской свиты), Буреинского блока (конгломераты, песчаники и алевролиты), Сихотэ-Алинской геосинклинали (ларгасинская серия), Сучано-Даубихинского и Уссури-Ханкайского блоков (коркинская серия). Мощность сеноман-туронских отложений на внутренних блоках платформы и Буреинском блоке не превышает 300 м. На Сихотэ-Алинской геосинклинали, Сучано-Даубихинском и Уссури-Ханкайском блоках она достигает 2000 м.

Изучены отложения сеноман-турона слабо. Более или менее изучены породы завитинской свиты на внутренних блоках Дунбейской платформы и коркинской серии в Сучано-Даубихинском и Уссури-Ханкайском блоках.

В сеноман-туронское время Зeya-Буреинская впадина продолжала развиваться. Здесь накапливались терригенные континентальные отложения в обстановке озерно-болотной равнины (см. приложение VII). Верхняя часть разреза завитинской свиты приобретает пестроцветную окраску, не содержит растительных остатков, в породообразующей части кварц преобладает над полевым шпатом, причем последние сильно разложены. По-видимому, климат изменяется в сторону аридизации, что повлекло за собой сокращение растительности и, следовательно, прекращение торфообразования.

Территория Сихотэ-Алинской геосинклинали в предсеноман-туронское время испытала складчатость, в результате нижнемеловые отложения были собраны в складки северо-восточного простирания. Некоторое время эта территория находилась в стадии разрушения. Особенно размыты нижнемеловые отложения в антиклинальных структурах на юге и на севере геосинклинали. Здесь сеноман-туронские отложения лежат на различных горизонтах пород нижнего мела и более древних образований.

На блоках, расположенных на Дунбейской платформе, складчатость в предсеноман-туронское время не проявилась. На Буреинском, Алчано-Матайском, Уссури-Ханкайском и Сучано-Даубихинском блоках сеноман-туронские образования лежат согласно, но с размывом на породах альб-сеномана. По-видимому, платформа в предсеноман-туронское время испытала вертикальные перемещения земной коры.

В сеноман-туронское время территория Сихотэ-Алинской геосинклинали снова вступает в стадию осадконакопления. Площади седиментации здесь значительно сократились. На юге Сихотэ-Алинской геосинклинали возникли среднегорные возвышенности, которые отделили области накопления восточного и западного Сихотэ-Алия.

На площади Уссури-Ханкайского и Сучано-Даубихинского блоков в сеноман-туроне продолжала развиваться межгорная впадина, контуры

ее в значительной мере унаследованы от нижнемеловых структур (см. приложение VII). Во впадине накапливались терригенные пестроцветные осадки в континентальных условиях.

Наличие в породах коркинской серии большого количества пеплового материала указывает на усиление вулканической деятельности на обрамлениях впадин, а возможно, и в ее пределах. Климат в сеноман-туроне становится семиаридным, что фиксируется по разложению полевых шпатов, появлению пестроцветной окраски и незначительному содержанию растительных остатков в породах.

Усиливавшаяся вулканическая деятельность и изменение климата в сторону аридизации прекратили угленакопление на территории Сучано-Даубихинского и Уссури-Ханкайского блоков.

В сеноман-туронское время на площади Алчано-Матайского блока накапливались терригенные, вулканогенно-терригенные и вулканогенные образования в континентальных и прибрежно-морских условиях. Неустойчивый тектонический режим и сильная вулканическая деятельность, а также семиаридный климат препятствовали угленакоплению.

На территории Буреинского блока в сеноман-туроне, по-видимому, продолжала развиваться небольшая межгорная впадина, в которой на предгорной равнине накапливались алевролиты, песчаники, гравелиты и конгломераты.

В северной и центральной частях Сихотэ-Алинской геосинклинали в морских и прибрежно-морских условиях накапливались терригенные породы ларгасинской серии. На юге ее в обстановке предгорной и прибрежно-морской равнин формировались терригенные и вулканогенные образования, аналоги ларгасинской серии.

В конце сеноман-туронского времени на территории Сихотэ-Алинской геосинклинали начались восходящие движения, геосинклиналь испытала складчатость и внедрение интрузий.

СЕНОН-ДАТСКОЕ ВРЕМЯ

На Дальнем Востоке образования сенон-датского времени известны повсеместно. Они представлены сугубо континентальными терригенными и вулканогенными породами. Континентальные отложения Дунбейской платформы неугленосны. На территории Сихотэ-Алинской геосинклинали в разрезах сенон-датского времени на небольших участках встречаются терригенные континентальные отложения, содержащие угли.

Приведенный материал о палеотектонических и палеогеографических условиях формирования угленосных отложений Дальнего Востока позволяет сделать следующие выводы.

Главными тектоническими элементами земной коры в начале поздне-мезозойской эпохи на Дальнем Востоке были Дунбейская платформа и Сихотэ-Алинская и Монголо-Охотская (Амуро-Охотское звено) геосинклинали.

Территория платформы была разбита разрывными нарушениями на блоки — внутренние, более стабилизированные, и внешние, менее стабилизированные. В результате дифференцированных движений земной коры в первой половине позднего мезозоя на платформе сформировались внутренние и внешние впадины и прогибы, выполненные континентальными, большей частью угленосными отложениями. Впадины и прогибы имели незначительный период развития (I_3 — C_1). Они вытянуты с юго-запада на северо-восток на 250—300 км и имели ширину 60—120 км.

С одной или с двух сторон прогибы и впадины были ограничены разломами.

Первые угленакопление на территории Дальнего Востока проявилось в период завершения геосинклинального развития западной части Монголо-Охотской складчатой области. Но площади угленакопления были небольшими, и угленосность не имеет практического значения.

В первую половину позднемезозойской эпохи на территории Дальнего Востока возникли благоприятные для угленакопления тектонические и палеогеографические условия. На огромных низменных пространствах платформы росла пышная растительность. Климат был теплым и влажным. Во впадинах и прогибах Дунбейской платформы располагались обширные аллювиальные и озерно-болотные равнины, на которых шло активное торфонакопление. В связи с тем, что впадины и прогибы зарождались неодновременно, угленосность мигрирует как в разрезе, так и на площади. На северо-западной части платформы впадины зародились в волжском веке, закончили свое развитие в валанжин-барремское время. Поэтому здесь максимум угленосности падает на это время. На крайнем юго-востоке платформы впадины зародились в начале раннемеловой эпохи и закончили свое развитие в начале позднемеловой эпохи. Максимум угленосности падает здесь на баррем-альбское время.

В начале позднемеловой эпохи в связи с завершением развития впадин и прогибов Дунбейской платформы, а также изменением климата в сторону аридизации угленакопление на территории Дальнего Востока прекратилось.

В конце позднемеловой эпохи климат становится более влажным, и снова во внутренних впадинах платформы (Зея-Буреинская впадина) возобновляется угленакопление. На территории Сихотэ-Алинской складчатой области в конце позднего мела угленосность проявилась, но на небольших площадях, и поэтому она не имеет практического значения.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ БАССЕЙНОВ УГЛЯ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Общепризнано, что в основе классификации угольных бассейнов и месторождений должен лежать тектонический фактор, который определяет диагностические признаки угленосной толщи (генетические контуры бассейнов, мощность толщи и ее изменения, характер перехода от подстилающих пород к угленосным отложениям, устойчивость разреза, угленосность и размещение ее в разрезе и на площади, количество и качество углей, характер складчатости, современные контуры и пр.).

Существует довольно много классификаций угольных бассейнов и месторождений. Исходя из принципов, положенных в основу, их можно объединить в группы (Крашенинников, 1957):

1) по тектоническому признаку (С. Бубнов, 1943; Г. А. Иванов, 1937, 1959; М. К. Коровин, 1940; П. В. Васильев, 1937, 1949; А. П. Блудоров, 1950а, б; А. С. Хоментовский, 1948, 1951; Г. Ф. Крашенинников, 1952, 1957);

2) по генезису угольных пластов (Гюмбель, 1883);

3) по характеру строения разреза (Ю. А. Жемчужников, 1955а);

4) по генезису угленосной толщи (Науман, 1862);

5) по качеству углей (М. К. Матвеев, 1940);

6) по геологическому возрасту (М. М. Пригоровский, 1931, 1939, 1947);

7) по степени и характеру тектонической нарушенности и по структурной форме бассейнов (П. И. Степанов, 1937);

8) по тектоническому и палеогеографическому признакам (Е. О. Погребницкий, 1964; Н. В. Логвиненко, 1966).

Детальный анализ достоинств и недостатков имеющихся в литературе классификаций сделан Г. Ф. Крашенинниковым (1957). Очень интересные и важные замечания относительно классификации угленосных бассейнов сделал Е. О. Погребницкий (1964).

Автор разделяет точку зрения Г. А. Иванова, Г. Ф. Крашенинникова, Е. О. Погребницкого и др. о принципах классификации угленосных бассейнов и месторождений. Последние должны основываться на главном признаке — тектоническом. Что касается диагностических признаков, которые положены в основу выделения угленосных бассейнов (Г. А. Иванов, 1954), то они, по нашему мнению, довольно подробны. Безусловно, если бы было возможным в настоящее время положить эти признаки в основу классификации, это было бы шагом вперед. К сожалению, наши знания геологии угольных бассейнов еще недостаточны, поэтому диагностические признаки надо пересмотреть и ограничить.

В настоящей работе автор не ставит перед собой цель предложить новую классификацию угольных бассейнов и месторождений. Наша задача заключается в том, чтобы на основании установленных диагностических признаков угленосных бассейнов Дальнего Востока найти им место в существующих классификациях.

Главнейшими тектоническими элементами земной коры являются, как известно, платформы и геосинклинали.

Главная особенность геосинклинального режима — наибольшая по сравнению с другими участками земной коры подвижность. Этой подвижностью обусловлены все основные типичные признаки геосинклинали: большие колебания мощности накопившихся в ее пределах отложений, метаморфизм пород, сложная складчатость, многообразное проявление магматической деятельности, нередко геоморфологическое выражение в виде горных цепей.

На основе этих признаков Г. Ф. Крашенинников выделил три основные группы геосинклинальных формаций:

1. Формации, накопившиеся во внутренних частях геосинклинальных областей и в те отрезки геологической истории, где и когда еще сохранились типичные признаки геосинклинального режима в смысле его подвижности со всеми вытекающими отсюда последствиями.

2. Формации, накопившиеся в тех геосинклинальных областях, которые либо уже испытали известную консолидацию в более ранние эпохи складчатости, либо приурочены к краевым частям геосинклинальных областей. Все эти зоны характеризуются значительно меньшей подвижностью, что отразилось и на характере соответствующих угленосных отложений.

3. Угленосные формации, которые выполняют внутренние и краевые прогибы геосинклинальных областей. Эти структурные элементы возникают и особенно типично проявляются в период закрытия геосинклинали. Краевые прогибы в отличие от внутренних развиваются на опущенном краю прилегающей платформы.

Платформенными областями называются участки земной коры, которые обладают относительно малой подвижностью, небольшим размахом вертикальных движений по сравнению с геосинклинальными областями, но большим радиусом кривизны. Поэтому эти движения охватывают

обычно большие площади. Наиболее характерный признак платформ — наличие древнего складчатого основания (фундамента), располагающегося на относительно небольшой глубине.

Г. Ф. Крашенинников в группе платформенных формаций выделяет:

1. Формации молодых подвижных платформенных областей, которые обладают малой степенью консолидации фундамента, и поэтому в угленосных отложениях отчетливо запечатлены признаки, обусловленные подвижностью. Они отражены в мощности и изменчивости угленосных отложений, характере угольных пластов, структурных формах угленосной формации и степени ее нарушенности. В этой группе выделены формации областей: а) имеющих выходы платформенного фундамента на поверхность и б) не имеющих таких выходов.

2. Формации древних устойчивых платформенных областей. Одним из наиболее характерных структурных элементов устойчивых платформенных областей являются крупные синклиналильные прогибы (синеклизы). Характер угленосных формаций, выполняющих эти синеклизы, зависит от того, где располагаются синеклизы: во внутренних частях древней платформы или около ее окраины, у границы с более молодыми платформенными или геосинклиналильными зонами. В связи с этим Г. Ф. Крашенинниковым выделяются: а) внутренние синеклизы, б) краевые синеклизы.

В предыдущей главе отмечалось, что на территории Дальнего Востока в позднемезозойскую эпоху главнейшими тектоническими элементами земной коры были молодая Дунбейская платформа и Сихотэ-Алинская геосинклиналь.

Расположение позднемезозойских угольных бассейнов на территории Дальнего Востока показано в приложении I. Зей-Буреинский бассейн располагается на внутренних блоках платформы, Амура-Зейский, Буреинский и Суйфунский — на внешних. Сучанский бассейн занимает окраинную часть платформы на стыке ее с Сихотэ-Алинской геосинклиной.

Таким образом, угольные бассейны верхнемезозойской эпохи на Дальнем Востоке можно подразделить следующим образом:

1. Угольные бассейны, сформировавшиеся в пределах молодой подвижной платформенной области (Зей-Буреинский, Амура-Зейский, Суйфунский и Буреинский бассейны).

2. Угольные бассейны, сформировавшиеся в пригеосинклиналильных прогибах (Сучанский бассейн).

В первую группу попадают совершенно различные по мощности угленосной толщи, ее строению, угленосности, качеству углей и пр. бассейны, поэтому целесообразно эту группу подразделить на две подгруппы. Г. Ф. Крашенинников в этой группе выделяет подгруппы угленосных формаций: а) имеющих выходы платформенного фундамента на поверхность и б) не имеющих таких выходов.

Как было показано в первой части работы, Зей-Буреинский, Буреинский и Суйфунский бассейны имеют выходы фундамента на поверхность, но первый бассейн значительно отличается от двух последних. Вследствие этого подразделение угольных бассейнов молодых и подвижных платформ, предложенное Г. Ф. Крашенинниковым, в данном случае неприемлемо. По-видимому, необходимо найти другие критерии для их классификации.

Г. А. Иванов (1959) подразделяет группу молодых подвижных платформ на угольные бассейны, возникшие во внутренних прогибах, унаследованных прогибах и прогибах в солянокупольных структурах. Угольные бассейны Амурской платформы, как было показано в предыду-

шей главе, сформировались во внутренних (Зея-Буреинский) и внешних прогибах (Амуро-Зейский, Буреинский и Суйфунский). Если исходить из этого принципа, классификация Г. А. Иванова более приемлема для бассейнов Дальнего Востока. В то же время является сомнительным вывод Г. А. Иванова, относящего к унаследованным прогибам такие угольные бассейны, как Кузнецкий и Карагандинский. Диагностические признаки угольных отложений этих бассейнов резко отличаются от таковых Суйфунского, Буреинского и Амуро-Зейского бассейнов. Возможно, эти различия вызваны возрастным фактором, который в классификациях Г. Ф. Крашенинникова, Г. А. Иванова и других исследователей не учитывается. Возможно, перечисленные бассейны по ошибке попадают в эту подгруппу.

Позднемезозойские угольные бассейны Дальнего Востока, по нашему мнению, должны классифицироваться на:

1) сформировавшиеся в пригеосинклинальных прогибах (Сучанский бассейн);

2) сформировавшиеся на молодой подвижной Дунбейской платформе. Последние подразделяются на:

а) угольные бассейны внутренних прогибов платформы (Зея-Буреинский),

б) угольные бассейны внешних прогибов платформы (Амуро-Зейский, Буреинский и Суйфунский).

УГОЛЬНЫЕ БАССЕЙНЫ, СФОРМИРОВАВШИЕСЯ В ПРИГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ПРОГИБАХ

По своим диагностическим признакам угленосная толща Сучанского прогиба очень близка к угленосным толщам краевых прогибов. Под последними понимаются линейно вытянутые глубокие синклинальные структуры, располагавшиеся в зоне сочленения платформенных и складчатых областей, возникшие и развивавшиеся в эпоху замыкания и общего поднятия геосинклинальных систем. Сучанский прогиб формировался на краю платформы в непосредственной близости от развивавшейся Сихотэ-Алинской геосинклинали, поэтому его нельзя относить к категории краевых прогибов.

Основными признаками краевых прогибов, по данным Ю. М. Пущаровского (1959) и др., служат форма и состав отложений. Обычно это сильно вытянутые и сравнительно узкие синклинальные прогибы, простирающиеся в соответствии с прилегающими структурами складчатой области. Краевые прогибы являются асимметричными структурами. Их крыло, прилегающее к складчатой области, крутое и в плане узкое; другое крыло, примыкающее к платформе, пологое и значительно шире.

Краевые прогибы выполнены терригенными отложениями, иногда угленосными или соленосными. Породы обладают большой выдержанностью по простиранию и резко изменяются в поперечном направлении. В пределах внутренних крыльев краевых прогибов (т. е. примыкающих к складчатой зоне) и особенно в осевой части мощности исключительно велики, достигают нескольких километров. На внешних крыльях (приплатформенных) они быстро сокращаются. Общим для краевых прогибов являются также характер тектонических нарушений и определенные закономерности их распространения. Более сложные и резкие дислокации приурочены к внешней части краевых прогибов, которая примыкает к складчатой области. На краю, примыкающем к платформе, дислокации слабые и редкие, платформенного типа.

Рассмотрим, отвечают ли этим требованиям угленосные отложения Сучанского каменноугольного бассейна.

Угленосные отложения бассейна накопились в прогибе северо-восточного простирания. Длина прогиба 250—300 км, ширина 80—120 км. Прогиб зародился в валанжинском веке на краю стабилизированного Сучано-Даубихинского блока Дунбейской платформы, непосредственно примыкающего к Сихотэ-Алинской геосинклинали, которая находилась в последней стадии геосинклинального развития.

Мощность угленосных отложений 700—1450 м. На юго-восточной полосе прогиба, примыкающей к Сихотэ-Алинской геосинклинали, мощности наибольшие. В северо-западном направлении, в сторону платформы, они сокращаются. Соответственно изменяется и литологический состав отложений. На юго-восточной полосе прогиба преобладают грубозернистые гравелито-песчаные пролювиально-аллювиальные отложения. Центральная полоса выполнена преимущественно тонкозернистыми разностями (алевролиты и песчаники мелкозернистые) пород прибрежно-морского и морского генезиса. На северо-западной полосе прогиба происходит незначительное погрубение обломочного материала, хотя мощность разреза уменьшается. Здесь снова появляются пролювиально-аллювиальные отложения.

Ритмичность в угленосной толще выражена четко, особенно макроритмичность и ритмы второго порядка. Выдержанность ритмов на площади, параллельной области сноса, хорошая. В направлении, перпендикулярном области сноса, ритмы быстро выклиниваются. Мощность макроритмов несколько сот метров, ритмов второго порядка — от единиц до нескольких десятков метров.

Максимальная угленосность приурочена к юго-восточному борту прогиба, в 8—15 км от области сноса. В разрезе насчитывается свыше 40 пластов и прослоев угля, из которых около 15 спорадически имеют рабочую характеристику. Мощность прослоев угля от 0,1 до 12 м, чаще всего до 2 м. Пласты в нижней половине разреза преимущественно простого строения, т. е. состоят из одной или нескольких пачек угля. В верхней части разреза пласты весьма сложного строения, типа слоеного пирога.

Площадная выдержанность пластов угля незначительная. Наиболее выдержанные пласты располагаются в средней части разреза и прослеживаются по простиранию до 7 км. В направлении, перпендикулярном области сноса, пласты быстро выклиниваются и расщепляются. Угли размещены по разрезу более или менее равномерно, но максимум угленосности приурочен к средней части разреза угленосной толщи, где сосредоточены малозольные угли, и к верхним частям разреза свит. Угли гумусовые, преимущественно клареновые. Степень метаморфизма углей от газовой до полуантрацитов. Закономерного изменения метаморфизма углей не наблюдается. Региональный метаморфизм обусловил газовую стадию метаморфизма углей. Контактново-термальным метаморфизмом вызван метаморфизм углей до полуантрацитов. Непосредственно у контактов с магматическими телами угли превращаются в кокс и антрациты.

Породы, вмещающие угли, плотные, сильно литифицированы. В зоне контакта с магматическими телами литификация пород значительно возрастает. Областями сноса служили поднятия Центрального Сихотэ-Алинского антиклинория.

В угленосной толще проявления синхронного вулканизма не наблюдается. Постгенетическая вулканическая и магматическая деятельность проявилась довольно сильно. Эффузивные и интрузивные породы актив-

но воздействовали на угли, повысив степень метаморфизма, а в некоторых случаях полностью ассимилировав их.

Угленосные отложения вверх по разрезу переходят в пестроцветные континентальные породы.

Угленосные отложения собраны в крутые складки, преимущественно линейные, и сильно разбиты разрывными нарушениями типа взбросов и сбросов. Наиболее сильные пликативные и дизъюнктивные нарушения угленосной толщи наблюдаются на площадях, примыкающих к геосинклинальной области. В сторону платформы степень нарушенности угленосной толщи убывает.

Молодые блоковые вертикальные перемещения земной коры вывели угленосную толщу на поверхность, в результате чего она подверглась размыву. Сильный размыв угленосной толщи имел место в юго-западной части прогиба. Современные контуры толщи довольно близки к первичным. Юго-восточный контакт ее с подстилающими породами тектонический, на остальной территории — седиментационный.

Из приведенного краткого описания видно, что по характеру строения, распределению мощностей (асимметричность), изменению литологического и фациального состава, степени дислоцированности угленосной толщи и пр. Сучанский каменноугольный бассейн очень близок к угольным бассейнам краевых прогибов. В то же время он имеет и свои специфические особенности, на которых остановимся ниже.

На территории СССР к краевым прогибам относятся Печорский и Ленский бассейны. Это типичные представители краевых прогибов. Печорский имеет форму складчатой моноклинали, непосредственно примыкающей к Уральской складчатой системе. Угленосная толща пермского возраста отвечает эпохе замыкания этой геосинклинали. Ленский бассейн непосредственно примыкает к Верхоянской складчатой области, имея наиболее типичную для краевых прогибов форму полного асимметричного синклиория. Позднеюрская и раннемеловая угленосные толщи бассейна по возрасту также отвечают эпохе замыкания Верхоянской геосинклинали.

Геологическое строение и условия формирования угленосных отложений Печорского и Ленского бассейнов в литературе довольно хорошо освещены. Здесь только приведем некоторые диагностические признаки угленосной толщи.

Угленосная толща Печорского и Ленского бассейнов очень большая — от единиц до десятков километров и закономерно уменьшается в сторону платформы. Сложена она внизу прибрежно-морскими отложениями, сменяющимися вверх по разрезу прибрежно-бассейновыми (в основном лагунными) и континентальными. Угольных пластов много, от нескольких десятков до сотен. Они имеют простое и сложное строение, но преобладают последние. Мощность пластов небольшая. Отчетливо выражен региональный метаморфизм с вертикальной и горизонтальной зональностью. Угли по степени метаморфизма от длиннопламенных до антрацитов включительно. Породы сильно литифицированы. Характерны линейная складчатость и сильная разрывная тектоника. Как видим, по основным признакам угленосная толща Печорского и Ленского бассейнов очень близка к угленосной толще Сучанского бассейна и отличается от последней размерами, мощностью, количеством пластов угля и условиями накопления, а также сильным поступугленосным магматизмом. Основное же отличие в том, что Сучанский прогиб развивался не в период замыкания геосинклинали, а в то время, когда геосинклиналь развивалась. Если исходить из определения краевого прогиба, по Ю. М. Пу-

щаровскому, Сучанский прогиб не может быть отнесен к краевым. Он относится к типу прогибов, развивающихся при геосинклиналях.

УГОЛЬНЫЕ БАСЕЙНЫ, СФОРМИРОВАВШИЕСЯ НА МОЛОДОЙ ПОДВИЖНОЙ ДУНБЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЕ

Угольные бассейны внутренних прогибов

Этот подтип угольных бассейнов является аналогом подтипа бассейнов молодых и подвижных платформ с выходами пород фундамента, по классификации Г. Ф. Крашенинникова (1957).

Угольные месторождения или бассейны этого подтипа формируются в тектонических впадинах среди более древних пород, образованных в геосинклинальную стадию развития области. Породы фундамента резко отличаются от угленосных отложений степенью метаморфизма, сложной дислоцированностью и наличием интрузивных массивов.

Характер тектонических депрессий различен, но преимущественно они с одного или с двух бортов ограничены разломами (тип грабена). Депрессии вытянуты вдоль разломов. Угленосные отложения слабо дислоцированы. Обычная форма деформаций — брахискладки.

Во время накопления угленосной толщи проявляются дифференцированные движения фундамента, вследствие чего наблюдается резкое изменение ее мощности, расщепление и выклинивание пластов угля. Угли большей частью бурые, пласты сложного строения и зольные.

Угленосная толща континентального происхождения и не имеет маркирующих горизонтов.

Угленакопление на молодых подвижных платформах связано с тем, что последние переживают соответствующий тектонический режим в эпоху благоприятного для торфонакопления климата, вследствие чего угольные бассейны и месторождения внутренних прогибов встречаются группами.

Таковы основные признаки бассейнов внутренних прогибов молодых подвижных платформ.

Рассмотрим главные признаки угленосных отложений Зея-Буреинского бассейна, включаемого автором в эту подгруппу.

Зея-Буреинский бассейн (см. приложение I) объединяет группу впадин и прогибов, расположенных в пределах внутренней части Амурской платформы. Сюда входят Архаринская и Сычевская впадины и Поярковско-Екатеринославский и Лермонтовско-Белогорский прогибы, выполненные верхнемезозойскими терригенными и вулкано-терригенными, частично угленосными образованиями. Прогибы и впадины вытянуты с юго-запада на северо-восток на 200—250 км и имеют ширину 40—90 км. Поярковско-Екатеринославский и Лермонтовско-Белогорский прогибы ограничены с двух сторон крупными региональными разломами северо-восточного простирания (Зея-Селемджинский, Буреинский и Тамбовский разломы) и имеют грабенообразное строение. Архаринская и Сычевская впадины, по-видимому, также с двух сторон ограничены разломами, хотя это достоверно не установлено.

Угленосная толща во впадинах и прогибах имеет мощность 500—800 м. Наибольшая мощность приурочена к центральным частям впадин и прогибов. К их бортам она постепенно сокращается. Наблюдаются и местные изменения мощностей угленосной толщи, связанные с дифференцированными движениями фундамента. Характер перехода между под-

стилающими (верхнепалеозойские гранитоиды) и угленосными отложениями резкий. На площади угольные отложения в сторону бортов, ограниченных разломами, переходят в синхронные эффузивные и терригенно-эффузивные образования.

Угленосная толща сложена исключительно континентальными отложениями. Области сноса располагались по обрамлениям впадин и прогибов, т. е. происходил круговой снос.

Ритмичность в угленосной толще наблюдается, но, за исключением макроритмов, плохо выдерживается на площади. На расстоянии 50—200 м ритмы второго и более низких порядков практически несопоставимы. Устойчивость разреза очень слабая.

В угленосной толще насчитывается свыше 20 пластообразных и линзообразных залежей бурого, переходного к каменным угля, расположенных по всему разрезу. Угольные залежи сложного строения. Мощность их от нескольких сантиметров до 25 м, в основном 2—5 м. Угли гумусовые, преимущественно клареновые. Рядовой уголь содержит следующие микрокомпоненты: группы витринита — 59—73%, группы лейптинита — 2—7 и группы фюзенита — 1—4%. Угли сильно зольные, низкой степени метаморфизма. Породы литифицированы слабо.

Угленосная толща вверх по разрезу переходит в пестроцветные континентальные отложения.

Дислоцированность угленосной толщи слабая. Наблюдаются только брахискладки с пологими (до 25°) падениями крыльев. Дизъюнктивные нарушения довольно часты и представлены взбросами и сбросами.

В период накопления угленосной толщи происходили излияния эффузивов, вследствие чего в породах довольно много пеплового материала и эффузивы чередуются с терригенными породами.

Контуры угленосных отложений сохранились такими, какими они были в период накопления.

Перечисленные диагностические признаки угленосной толщи Зeya-Буреинского бассейна отвечают требованиям, предъявляемым к этому типу бассейнов.

На территории СССР к бассейнам угля, сформировавшимся во внутренних впадинах молодых и подвижных платформ (области, имеющие выходы фундамента на поверхность), относятся: месторождения восточного склона Урала (Челябинский, Булаш-Елкинский и др.), Северо-Восточного Казахстана (Михайловское, Бурлукское и др.), Северного Тянь-Шаня (Каратауский бассейн, месторождения Ферганской долины и др), Забайкалья (Букачачинское, Гусиноозерское и др.).

Забайкальские месторождения угля находятся в непосредственной близости от Зeya-Буреинского бассейна. Описание их геологического строения и истории угленакопления можно найти в монографии Н. Ф. Карпова, Е. П. Бутовой, В. И. Конивец и др. (1963). Здесь только приведем краткие сведения о строении и формировании впадин Забайкалья.

Единого мнения о структуре Забайкалья до сих пор не существует. М. С. Нагибина и И. В. Лучицкий впадины Забайкалья рассматривают как грабены, Н. А. Флоренсов (1937, 1941, 1956, 1960) — как складчатые формы. По мнению Н. Ф. Карпова (1963), при решении вопроса о механизме образования мезозойских впадин Забайкалья необходимо учитывать состав и физические свойства домезозойского фундамента. Территория Забайкалья на 90% сложена древними гранитами и докембрийскими породами. В процессе возникновения и развития тектонических напряжений этот жесткий субстрат должен раскалываться на глыбы, и поэтому решающая роль при образовании впадин принадлежит разло-

мам в бортовых частях впадин. Пластические деформации фундамента если и имеют какое-либо значение, то очень небольшое. Исходя из этих предпосылок, Н. Ф. Карпов выделяет на территории Забайкалья односторонние и двусторонние грабены. Примером односторонних грабенов могут служить Гусиноозерский угольный район со сложным тектоническим контактом по юго-восточному обрамлению и Тугунуйская депрессия, имеющая южный тектонический контакт. Двусторонние грабены — Харахужарское и Дабангорхонское месторождения.

Прогибы и впадины Зейя-Буреинского бассейна возникли на кристаллическом фундаменте, сложенном палеозойскими гранитоидами. Они представляют собой двусторонние и односторонние грабены. Механизм формирования их схож с механизмом формирования грабенов Забайкалья.

Угольные бассейны внешних прогибов

В эту группу входят Амуро-Зейский, Буреинский и Суйфунский угольные бассейны. Угленосные отложения накопились в прогибах, расположенных на внешних блоках Дунбейской платформы. По механизму образования они близки к прогибам и впадинам внутренним блокам платформы и представляют собой двусторонние и односторонние грабены. По мощности отложений, степени угленосности, метаморфизму угля и пород, а также степени дислоцированности Буреинский, Амуро-Зейский и Суйфунский бассейны резко отличаются от Зейя-Буреинского, месторождений Забайкалья и др., вследствие чего эти бассейны необходимо выделить в отдельную подгруппу.

Амуро-Зейский бассейн. Угленосные отложения накопились в прогибах грабенового типа — Толбузинском и Ушумуно-Депском. Оба они представляют собой односторонние грабены. В волжском веке прогибы развивались самостоятельно, а в начале раннемеловой эпохи соединились в единую площадь осадконакопления. Контуры Амуро-Зейского прогиба в значительной мере унаследованы от Верхнеамурского раннемезозойского прогиба. Толбузинский и Ушумуно-Депский прогибы вытянуты в северо-восточном направлении на 250—300 км и имеют ширину 80—120 км каждый.

Контакт угленосных отложений с подстилающими морскими и прибрежно-морскими породами и позднепалеозойскими гранитоидами резкий. Мощность угленосной толщи 1500—2500 м. Наибольшие мощности отложений приурочены к центральным частям прогибов, к бортам они сокращаются.

Угленосная толща сложена терригенными континентальными отложениями. Области сноса служили юго-восточное и северо-западное обрамления прогибов. Устойчивость разреза слабая. Характер разреза лучше сохраняется в направлении, параллельном области сноса, и значительно изменяется в направлении, перпендикулярном к ней.

Ритмичность ясно выражена. Наблюдаются макроритмы, ритмы второго, третьего и более низких порядков. Выдержанность макроритмов и ритмов второго порядка средняя. Мощность макроритмов несколько сот метров, ритмов второго порядка — несколько десятков метров. Ритмы третьего и более низких порядков не выдерживаются на площади.

В угленосной толще Амуро-Зейского бассейна насчитывается свыше 120 пластов и прослоев угля, из которых около 15 имеют рабочую мощность. Угленосные пласты распространены более или менее равномерно по всему разрезу, но максимум угленосности приурочен к средней и ниж-

ней частям разреза. Большинство пластов сложного строения, мощностью от нескольких сантиметров до 5 м, чаще всего 0,5—2 м, неустойчивы, быстро выклиниваются и расщепляются в сторону области сноса.

Угли гумусовые, клареновые, преимущественно средней степени метаморфизма — от длиннопламенных до жирных. В зоне контакта с изверженными породами степень метаморфизма возрастает до тощих включительно.

Степень литификации и дислоцированности пород средняя. Наряду с линейными складками наблюдаются брахискладки. Разрывные нарушения в угленосной толще встречаются часто, особенно в зонах крупных разломов, отграничивающих угльную толщу от верхнепалеозойских и более древних образований.

В период накопления угленосной толщи эффузивная деятельность в контурах прогибов проявилась слабо. Вулканические извержения были в соседних областях, откуда пепловый материал поступал в области накопления, поэтому угленосная толща содержит туфы и туффиты.

Амплитуда последующих поднятий была значительной в северо-западной части Амуро-Зейского бассейна. Здесь примерно на $\frac{2}{3}$ площади угленосные отложения размыты. Современные контуры угленосных отложений юго-восточной полосы бассейна довольно близки к первичным.

Буреинский бассейн. Угленосные отложения накопились в прогибе северо-восточного простирания, который представляет собой двусторонний грабен, т. е. северо-западная и юго-западная границы прогиба имеют тектонические контакты с подстилающими верхнепалеозойскими гранитоидами и допалеозойскими метаморфическими образованиями.

Контуры прогиба в значительной мере унаследованы от нижнемезозойского прогиба. Он вытянут в северо-восточном направлении на 250—300 км, имеет ширину 60—80 км.

Мощность угленосной толщи 1600—2500 м. Наибольшие мощности приурочены к центральной части прогиба, к окраинам они сокращаются. Контакт толщ с подстилающими нижнемезозойскими морскими и прибрежно-морскими отложениями и более древними изверженными и метаморфическими образованиями резкий. Толща сложена преимущественно терригенными континентальными отложениями. Прибрежно-морские отложения залегают только в верхней части разреза. Общий характер разреза более или менее устойчив. Ритмичность в угленосной толще ясно выражена. Наблюдаются макроритмы и ритмы второго и более низких порядков. Выдержанность макроритмов и ритмов второго порядка средняя. Они хорошо прослеживаются параллельно области сноса, а вкrest простирания выдержаны хуже. Ритмы более низких порядков прослеживаются только на небольших участках. Мощность макроритмов несколько сот метров, а ритмов второго порядка — несколько десятков метров.

В угленосной толще насчитывается свыше 100 пластов и прослоев угля, из которых около 40 спорадически имеют рабочую характеристику. Мощность пластов достигает 24 м, но средняя мощность основных рабочих пластов 2—5 м. Пласты сложного строения и представляют собой чередование прослоев угля с прослоями углистых аргиллитов и алевролитов и реже песчаников. Число прослоев в пластах угля сложного строения достигает 3—17 и сильно меняется на площади. Мощность прослоев также непостоянна и колеблется от 0,05 до 3 м.

Угольные пласты распространены по всему разрезу, но наибольшая угленосность приурочена к нижней половине разреза угленосной толщи (ургальская свита).

Максимальная угленосность приурочена к юго-восточной полосе бассейна. По направлению к его центру угленосность падает, а в западной его полосе снова возрастает.

Угли каменные, гумусовые, средней степени метаморфизма. Наиболее распространены угли кларенового типа. Литификация пород средняя.

Угленосная толща собрана в линейные складки и брахискладки и разбита разрывными нарушениями (взбросами и сбросами). Количество их значительно, особенно вблизи крупных разрывных структур.

В период формирования угленосной толщи на прилегающих территориях развивались вулканические процессы, и пепловый материал откуда поступал в угленосные отложения. Излияния эффузивов, синхронных угленосной толще, происходили только в юго-западной части бассейна.

Последующие восходящие тектонические движения вывели угленосную толщу на поверхность, где она подвергалась размыву. Особенно сильный размыв был в юго-восточной полосе бассейна, где угленосные отложения полностью размыты. Угленосная толща сохранилась от размыва только в центральной части, северо-западной полосе бассейна и на крайнем юге (Тырминская впадина).

С у й ф у н с к и й б а с с е й н. Угленосные отложения накопились во впадине типа двустороннего грабена, вытянутой в северо-восточном направлении на 250—300 км, шириной 60—100 км. Контуры впадины в значительной степени унаследованы от нижнемезозойского прогиба. Мощность угленосной толщи 300—1200 м. Мощность наибольшая в центре впадины и сокращается к ее бортам.

Угленосная толща на подстилающих верхнепалеозойских гранитоидах и морских терригенных юрских отложениях лежит с резким контактом. Сложена она в нижней и средней частях континентальными отложениями. Верхняя часть — континентальные и прибрежно-морские отложения. Макроритмичность и ритмичность второго порядка выражены хорошо и выдерживаются на больших площадях, особенно параллельно областям сноса. Ритмы более низких порядков не выдержаны на площади. Мощность ритмов второго порядка несколько десятков, а макроритмов — несколько сот метров. В целом устойчивость разреза средняя. Вверх по разрезу угленосные отложения переходят в пестроцветные породы.

В угленосной толще насчитывается свыше 30 пластов и прослоев угля, из которых 9 спорадически имеют рабочую характеристику. Мощность пластов от нескольких сантиметров до 17 м, чаще всего 2—3 м. Пласты сложного строения. Максимальная угленосность наблюдается в средней части разреза. На площади наибольшая угленосность приурочена к юго-восточному борту впадины.

Угли гумусовые и липтобиолито-гумусовые. В юго-восточной полосе встречаются только гумусовые, а в северо-западной — липтобиолито-гумусовые. Степень метаморфизма углей средняя (газовые), но в зонах контактов с изверженными породами возрастает до тощих и полуантрацитов. Литификация пород средняя.

В угленосной толще наряду с линейными складками встречаются брахискладки. Разрывная тектоника выражена сильно. Наблюдаются разрывы типа сбросов и взбросов.

Вулканизм в период накопления угленосной толщи проявился слабо. Наиболее интенсивная вулканическая деятельность совпадает с периодом накопления верхней части разреза угленосной толщи. Последующие восходящие движения сильно проявились на северо-восточной окраине бассейна. Здесь угленосные отложения сохранились от размыва только в наиболее глубоких частях впадин.

Как видим, диагностические признаки Амуро-Зейского, Бурейнского и Суйфунского бассейнов довольно близки. Единственное отличие — гораздо большая мощность угленосной толщи и количество пластов Амуро-Зейского и Бурейнского бассейнов по сравнению с Суйфунским, что объясняется более длительным формированием первых двух бассейнов.

Интересно сопоставить выделенные типы верхнемезозойских угольных бассейнов Дальнего Востока с генетическими типами наиболее распространенных классифицированных схем различных авторов (табл. 19).

Таблица 19

Классификация угольных бассейнов Дальнего Востока

И. И. Шарудо, 1967 г.	Угольные бассейны молодых, подвижных платформ		Пригеосинклинальных прогибов (Сучанский бассейн)
	Внутренних прогибов и впадин (Зей-Бурейнский бассейн)	Внешних прогибов и впадин (Амуро-Зейский, Бурейнский и Суйфунский бассейны)	
Г. Ф. Крашенинников, 1957 г.	Молодых и подвижных платформ с выходами платформенного фундамента на поверхность	Внутренних прогибов геосинклинальных областей	
Г. А. Иванов, 1959 г.	Внутренних прогибов молодых платформ	Промежуточный	Прогибов центральных зон геосинклиналей
Е. О. Погребницкий, 1964 г.	Платформенный тип. Подтип сбросовых депрессий		Парагеосинклинальный тип (внутриконтинентальная разновидность)
Ю. Б. Устиновский, 1965 г.	Грабеновые впадины внутренних частей жестких массивов	Грабенообразные впадины краевых частей жестких массивов (Суйфунский бассейн). Впадины краевых прогибов (Бурейнский бассейн)	Впадины позднекладчатой стадии геосинклинального развития
А. С. Хоментовский, 1959 г.	Платформенные грабеновые впадины	Унаследованные впадины краевых прогибов	

ПРОГНОЗ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ УГЛЕЙ НА ТЕРРИТОРИИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Позднемезозойские угли на территории Дальнего Востока установлены в Сучанском, Суйфунском, Бурейском, Зей-Бурейском, Амуро-Зейском бассейнах, а также в нижнем течении р. Бикин (Алчанская площадь) и на территории Еврейской автономной республики (Биро-

биджанская группа месторождений). Угленосные отложения накапливались в различных тектонических зонах, поэтому на территории Дальнего Востока позднемезозойские отложения содержат каменные и бурые, переходные к каменным угли. Изученность углей различная. Для того чтобы показать площадь распространения углей и степень их изученности, составлена карта прогноза углей на территории Дальнего Востока (см. приложение VIII). В основу карты положены принципы, разработанные А. К. Матвеевым для обзорной карты прогноза углей (Матвеев, 1956).

Согласно легенде, на карте прогноза показаны площади распространения бурых и каменных углей и степень достоверности их установления. По степени достоверности данных об угленосности площади распространения каждого типа углей разделены на две основные группы: площади с установленной угленосностью и с предполагаемой угленосностью. Первая группа в свою очередь разделяется по тому же принципу на площади, освоенные угольной промышленностью (разведанные и эксплуатируемые), и площади, на которых распространение угленосности установлено детальной или предварительной разведкой или же региональным крупномасштабным картированием и поисковыми работами (разведанные скважинами и горными выработками). Вторая группа включает площади двух родов: с угленосностью, предполагаемой по паличию на данной площади разрозненных выработок или обнажений, которыми вскрыты угленосные толщи, и с угленосностью, предполагаемой по общим геологическим и генетическим соображениям.

На карте показаны бесперспективные площади. Они подразделены на площади, на которых угленосные отложения не накапливались по генетическим признакам, т. е. области сноса, и площади, на которых угленосные отложения размыты.

Сучанский каменноугольный бассейн. Наиболее изученной является юго-восточная полоса бассейна, на которой сосредоточены все эксплуатационные шахты. Эта полоса шириной 2—3 км протягивается от кл. Кабаньего (правый приток р. Сучан) на юго-западе до пос. Молчановка (верхнее течение р. Сучан) на северо-востоке. К полосе на востоке примыкают площади, освещенные предварительной разведкой и детальной геологической съемкой (Малазовский район). На западе к детально разведанной и эксплуатируемой площади прилегают территории, на которых проведены поисково-разведочные работы, где угленосность установлена скважинами колонкового бурения (восточная часть Коркинского и Западносучанского районов). На остальной территории Сучанского бассейна угленосность устанавливается по единичным горным выработкам и обнажениям (Шетухинский, Нижнесучанский, Таудеминский и Варфоломеевский районы) и по общим геологическим и генетическим соображениям (Западносучанский, Даубихинский и Лабогинский районы).

Из карты прогноза углей (см. приложение VIII) видно, что Сучанский бассейн изучен крайне слабо. Кроме того, видим, что, хотя благодаря региональному метаморфизму здесь распространены угли средних степеней метаморфизма (газовые), большие площади заняты углями высоких марок (тощие и полуантрациты).

Основной задачей являются поиски в Сучанском бассейне малозольных или средnezольных углей средних степеней метаморфизма. Данные литолого-фациального и палеогеографического анализа, а также геологическое строение бассейна позволяют высказать обоснованное мнение по этому вопросу.

В областях, прилегающих к детально изученной и эксплуатируемой полосе, трудно ожидать обнаружения малозольных углей низкой степени метаморфизма. В Малазовском районе, хотя угленосные отложения и залегают на небольшой глубине, такие угли не могут быть обнаружены по генетическим причинам, поскольку торфяники формировались в непосредственной близости от области сноса. Режим торфонакопления был неустойчив. Временные потоки приносили большое количество обломочного материала, который заиливал торфяники, а в период разливов полностью их уничтожал. Поэтому в Малазовском районе угли сильно зольные.

Малазовский район расположен в непосредственной близости от крупного разлома, по которому в поздне меловую эпоху произошло внедрение гранитоидов. Кроме того, в районе сильно проявилась поздне-меловая эффузивная деятельность. Вследствие контактово-термального метаморфизма угли в Малазовском районе тощие.

К западу от разведанной и изученной полосы угленосные отложения быстро выклиниваются и замещаются прибрежно-морскими и морскими отложениями. Здесь можно ожидать обнаружения средnezольных и малозольных углей только в нижнесучанской свите и в нижней части разреза старосучанской свиты. Поскольку глубина залегания последних колеблется от 1500 до 2000 м от поверхности, вряд ли целесообразно в настоящее время считать эти площади перспективными.

В Нижнесучанском, Таудеминском, Шетухинском и Лабогинском районах, расположенных вблизи от областей сноса, по-видимому, малозольные угли отсутствуют. Учитывая также то обстоятельство, что в этих районах сильно проявилась магматическая деятельность, здесь угли низкой или средней степени метаморфизма вряд ли могут быть найдены. Если они и есть, то на небольших площадях.

В Западносучанском и Даубихинском районах, где угленосные отложения почти полностью замещены прибрежно-морскими и морскими терригенными образованиями, угленосность минимальная. Здесь угленосна практически только нижнесучанская свита. В Западносучанском районе глубина залегания ее превышает 2000 м. В Даубихинском районе на большей части площади угленосные отложения размыты. Следовательно, Даубихинский и Западносучанский районы нельзя в настоящее время считать перспективными.

В Варфоломеевском районе угли установлены на западной его окраине и Достоевском месторождении. Значительная насыщенность разреза угольными пластами позволяет высоко оценить перспективы района. Генетические факторы свидетельствуют о возможном обнаружении здесь углей со средним, а возможно, и малым содержанием золы. В районе нет крупных интрузивных тел, значит, здесь должны быть угли средних степеней метаморфизма. По нашему мнению, необходимо начать поисковые работы на уголь в Варфоломеевском районе на участках Большая Речка, Языгоу, Северный и Западный (см. рис. 14), начать исследование химического состава контактово-термального метаморфизма углей и пород, а также продолжить работы по выработке биостратиграфии угленосных и синхронных им морских и прибрежно-морских отложений.

Суйфунский бассейн. Наиболее изучены отложения по юго-восточной и северной окраинам бассейна, где располагались и располагаются эксплуатационные шахты (Подгородненское Суражевско-Райчихинское, Уссурийское, Липовецкое и Константиновское месторождения). На остальной территории, за исключением Приханкайского района, угленосность установлена по единичным горным выработкам

и обнажениям (западная и южная окраины и центральная часть бассейна). В Приханкайском районе угленосность на карте прогноза показана по общим геологическим и генетическим соображениям.

Угли западной части Суйфунского бассейна липтобиолитовые и липтобиолито-гумусовые, а в восточной части — гумусовые. По степени метаморфизма угли от длиннопламенных до тощих и полуантрацитов включительно. Липтобиолито-гумусовые и липтобиолитовые угли являются ценным технологическим сырьем. Гумусовые могут использоваться только как топливо.

Гумусовые угли восточной части бассейна средне- и высокзолные и по степени метаморфизма относятся к тощим и полуантрацитам. Изученность площадей их распространения средняя. Площадей, где можно было бы ожидать обнаружения малозольных и среднеметаморфизованных углей, здесь нет.

В центральной части бассейна скважинами колонкового бурения установлен только один рабочий пласт липтобиолито-гумусового угля на глубине от 1000 до 1500 м. На северной и западной окраинах также обнаружен один рабочий пласт липтобиолито-гумусового угля. Глубина его залегания колеблется от нескольких сот метров до 1000 м. Эти площади перспективны, здесь можно вести поисково-разведочные работы.

В Приханкайском районе угленосность не изучена, однако есть основание считать эти площади перспективными на обнаружение липтобиолито-гумусовых углей (в окрестностях поселков Хороль и Камень-Рыболов имеются меловые отложения, кроме того, аллювий р. Мо содержит кусочки липтобиолито-гумусового угля).

Зея-Буреинский бассейн. Бурые переходные к каменным угли здесь установлены при бурении колонковых скважин нефтяной экспедицией треста «Востсибнефтегеология». Угли могут быть использованы как энергетическое сырье. Кроме того, угли характеризуются повышенной концентрацией одного из редких элементов.

Промышленное значение углей зависит от глубины залегания угленосной поярковской свиты. В юго-западной части Поярковско-Екатеринославского прогиба кровля свиты залегает на глубине 250—290 м, а в северной части прогиба — на глубине 750 м. В юго-западной части Лермонтовско-Белогорского прогиба кровля поярковской свиты залегает на глубине 300—350 м, а в северо-восточной части — 950 м. В Архаринской и Сычевской впадинах глубина залегания кровли свиты не установлена.

Геофизические данные говорят о неглубоком залегании угленосной толщи в окрестностях ст. Завитая, поселков Б. Кунгуль, Ивановка и других участках.

В местах неглубокого залегания угленосной толщи следует запланировать бурение скважин для изучения: а) условий накопления угленосных отложений для выявления закономерностей осадко- и угленакопления и распространения редких элементов на основе фациального анализа; б) петрографического и химического состава углей для установления типа углей, зольности, состава золы, характера органической массы и пр., а также выявления благоприятных условий для концентрации редких элементов; в) составления геологоуглехимической карты элементов-спутников; г) закономерностей распределения в углях и вмещающих породах элементов-спутников.

Амуро-Зейский бассейн. Изученность угленосных отложений бассейна крайне слабая. Геологопоисковые работы проводились только на Толбузинском месторождении, где установлены спекающиеся

угли, пригодные для получения металлургического кокса, и на Деп-Новоямпольском месторождении. На остальной территории угленосность показана по единичным обнажениям и общим геологическим и генетическим соображениям.

Угли Деп-Новоямпольского месторождения, расположенного в северо-восточной части бассейна, по своему петрографическому и химическому составу очень близки к углям Толбузинского месторождения. Автор после изучения углей Деп-Новоямпольского месторождения на спекаемость установил, что, хотя они и взяты из зоны окисления, после соответствующей обработки могут спекаться. Можно надеяться, что с глубиной спекаемость углей будет улучшаться.

На площади Амуро-Зейского бассейна по количеству угленосных свит и угольных пластов выделяются две неравнозначные полосы. На северо-западной полосе бассейна основной угленосной свитой является толбузинская, содержащая свыше 30 пластов и прослоев угля, из которых 10 имеют спорадически рабочую характеристику. На юго-восточной полосе установлены две угленосные свиты — депская и молчанская, в которых насчитывается свыше 120 пластов и прослоев угля, из них 12—14 пластов имеют промышленное значение. Поскольку по своим петрографическим свойствам угли очень близки, а в количественном отношении на юго-восточной полосе их больше, последняя более перспективна.

Литолого-фациальные исследования показывают, что угленосные отложения накопились в Амуро-Зейском прогибе северо-восточного простирания. Максимальная угленосность приурочена к юго-восточному борту прогиба.

Поисковыми работами угленосность освещена только на небольших участках (Толбузинское и Деп-Новоямпольское месторождения), на остальной площади угленосные отложения перекрыты неогеновыми и современными рыхлыми образованиями.

Перспективы на угленосность северо-западной полосы Амуро-Зейского бассейна зависят от площадного распространения толбузинской свиты. Чтобы получить данные о распространении последней на площади, необходимы геологосъемочные работы масштаба 1:50 000 на территории, ограниченной с юга р. Амур, на западе — меридианом, проходящим через пос. Перемыкино, на севере — линией Транссибирской железнодорожной магистрали, на востоке — меридианом, проходящим через ст. Тыгда. При проектировании геологосъемочных работ необходимо предусмотреть соответствующий объем буровых работ для поисков и оконтуривания отложений толбузинской свиты. Геологосъемочные работы желательны сочетать с исследованиями биостратиграфии, палеогеографии, углехимии, углепетрографии.

Угленосные отложения юго-восточной полосы Амуро-Зейского бассейна на большей части территории перекрыты рыхлыми неогеновыми и современными образованиями мощностью от нескольких до 120 м, поэтому поисковые работы здесь должны проводиться с помощью бурения колонковых скважин. На первом этапе поисковых работ следует пробурить разведочную линию скважин от юго-восточной границы бассейна к центральной его части — от устья р. Тыгды в направлении на ст. Ушумун. Выбор такого направления диктуется следующими соображениями. Угленосные отложения в районе Деп-Новоямпольского месторождения сильно нарушены и прорваны большим количеством даек порфиров и пр. Кроме того, они удалены на значительное расстояние от железной дороги. Рекомендуемая разведочная линия проходит в 30—50 км от нарушенной и инъецированной зоны, т. е. там, где угле-

носная толща должна залегать спокойно, а дайки отсутствовать, и в то же время недалеко от железной дороги.

Поисковые работы должны сопровождаться всесторонним изучением керна скважин с целью восстановления условий накопления угленосной толщи, выработки биостратиграфии, изучения петрографического и углехимического состава и пр.

Буреинский бассейн. По изученности, геологическому строению, условиям накопления и угленосности здесь выделяются три полосы: юго-восточная, центральная и северо-западная.

Юго-восточная полоса вытянута вдоль бассейна от устья р. Умалты на северо-востоке до среднего течения р. Адникан на юго-западе. Северо-западной границей служит Кындальский разлом, а юго-восточной — современный контур распространения угленосных отложений. Участки Северный Ургал, Большие Сатанки, поля шахт «Ургал», 1, 2, 3 и 4, Чагдомын-Чемчуко, Солони-южные 1, 2, 3, 4, 5 разведаны детально. На участках Ключ Иванов и Водораздельный проведена предварительная разведка, а на участках Солони-южные 6, 7, 8, Чемчуко-западный и МДО проведены поисковые работы. На остальной территории юго-восточной полосы угленосные отложения изучены единичными скважинами колонкового бурения (В. К. Грабовский, М. Г. Погонин и др.).

В центральной части полосы на правом берегу р. Чагдомын с 1947 г. ведутся добычные работы четырьмя штольнями, называемыми шахтами «Ургал-1», «Ургал-2», «Ургал-3», «Ургал-4», объединенными в Ургальское шахтоуправление. Добычные работы проводились на Усть-Умалтинском месторождении в шх. «Угольная». На участках Б. Сатанки, Северный Ургал и Водораздельный идет подготовка к открытым работам.

Из изложенного видно, что угленосные отложения юго-восточной полосы Буреинского бассейна изучены более или менее удовлетворительно. Малоизученными остались только центральная часть Ургальской синклинали, где угленосные отложения лежат глубоко, и водораздел рек Дубликан — Адникан.

На юго-восточной полосе установлены отложения талынжанской, ургальской, чагдомынской и чемчукинской свит. Промышленная угленосность выявлена только в ургальской и чагдомынской свитах. Угленосность талынжанской и чемчукинской свит в настоящее время промышленного значения не имеет. Это обусловлено неблагоприятными палеогеографическими условиями в период их накопления.

Ургальская свита наиболее насыщена угольными пластами. Максимальная угленосность установлена на площади, расположенной между средним течением р. Ургал и средним течением р. Солони. На северо-восток и юго-запад от этой площади угленосность падает. Накопление пород и углей ургальской свиты происходило на аллювиальной равнине в приустьевой части поймы. Торфяники формировались при зарастании пойменных и старичных озер. Поскольку направление основной реки было близко к меридиональному, старичные озера были вытянуты с юго-запада на северо-восток. Поэтому выдержанность угольных пластов в этом направлении лучше. Гидрологический режим торфяников зависел от уровня воды в реке. В период паводков, которые были довольно часто, торфяники затапливались и заиливались, а также перекрывались породными прослоями. В результате этого в ургальской свите на изученной территории накопились довольно сложные, сильно зольные и плохо выдержанные на площади пласты угля. Более благоприятные условия для торфонакопления были юго-восточнее современного контура рас-

пространения ургальской свиты. Есть все основания допустить, что там располагались водораздельные пространства, где торфонакопление происходило в спокойных условиях. К сожалению, породы ургальской свиты на этих площадях в настоящее время размыты.

В северо-западном направлении, в сторону Кындалского грабена, угленосность ургальской свиты должна уменьшаться, а зольность углей — увеличиваться. В Кындалском грабене в ургальское время протекала крупная река, которая часто мигрировала в юго-восточном направлении и прерывала торфонакопление или заиливала исходное вещество угля.

Условия осадко- и угленакопления в чагдомынское время на юго-восточной полосе были довольно близкими к таковому ургальского времени. Единственным отличием может служить только то, что в чагдомынское время гидрографическая сеть была более выработана, а гидрологический режим рек — более устойчивым. Поэтому угольные пласты чагдомынской свиты сложены сравнительно проще и содержат относительно меньше примесей минеральных веществ по сравнению с пластами угля ургальской свиты.

Итак, судя по генетическим данным, углей с пониженной зольностью в ургальской и чагдомынской свитах на юго-восточной полосе Буреинского бассейна не обнаружено. Этот вывод подтверждают и материалы опробования угольных пластов. Угли в центральной части Ургальской синклинали и водораздела рек Дубликан — Адникан должны содержать также же количество минеральных примесей, что и на изученных площадях, а количество пластов и их мощность должны уменьшаться. В этом направлении от изученной площади возрастает количество русловых отложений, а угольные пласты выклиниваются.

Центральная полоса Буреинского бассейна приурочена к Кындалскому грабену. Угленосные отложения залегают на недоступных глубинах и практически не изучены. О литологическом составе и угленосности талынжанской, ургальской и чагдомынской свит можно судить только по закономерностям осадко- и угленакопления, установленным на юго-восточной и северо-западной полосах. Ранее указывалось, что в сторону Кындалского грабена в ургальской и чагдомынской свитах на юго-восточной и северо-западной полосах увеличивается количество русловых отложений, а угольные пласты выклиниваются и расщепляются. Создается впечатление, что начиная с поздне-талынжанского и кончая чагдомынским временем в Кындалском грабене протекала крупная река меридионального направления. Если это так, то угленосность ургальской и чагдомынской свит в центральной полосе Буреинского бассейна должна быть минимальной и центральную полосу нельзя считать перспективной на уголь.

Северо-западная полоса Буреинского бассейна располагается северозападнее Кындалского грабена, вдоль левого и правого бортов долины р. Буреи. Северо-западной границей служит современный контур распространения угленосных отложений. Угленосные отложения этой полосы изучены плохо. Поисковые работы проводились в окрестностях пос. Чекунда, на Усть-Ургальском, Ныртинском, Семичинском и Мало-Иорекском месторождениях. В основном изучалась угленосность талынжанской свиты. На площадях распространения ургальской и чагдомынской свит пройдены только единичные поисково-картировочные скважины.

Ранее указывалось, что по генетическим причинам в талынжанской свите на северо-западной полосе не могли накапливаться угли с пониженным содержанием золы. Плоскостной снос в начале осадко- и угле-

накопления, частые паводки и небольшие площади торфонакопления отрицательно влияли на угленакопление.

В раннеургальское время условия осадко- и торфонакопления также не благоприятствовали формированию углей с пониженной зольностью. Поднятия в области сноса (Туранский массив) увеличили амплитуду превышения между областями сноса и накопления. Сильное физическое выветривание и быстрый снос терригенного материала прерывали торфонакопление или заиливали торфяники. Вследствие этого в нижней половине ургальской свиты угленосность минимальна, а угли сильно зольные.

В позднеургальское время на северо-западной полосе условия для торфонакопления были более благоприятными. Сформировалась гидрографическая сеть. Появились водораздельные пространства между широтными притоками основной реки. На последних торфяники формировались без частого затопления паводковыми водами и заиливания минеральными примесями исходного вещества углей. Поэтому в верхней половине разреза ургальской свиты должно возрастать количество угольных пластов и улучшаться их качество. Фактический материал подтверждает этот вывод. Так, в скв. 64 были опробованы пачки угля из сложного пласта. Содержание золы оказалось равным 24,6—27,4% (на пачки мощностью 1,8 и 2,1 м). В скв. 75 угольный пласт мощностью 2,4 м дал золы 20,07%, а пласт мощностью 1,1 м — 22,87% и т. д.

Торфонакопление в чагдомынской свите шло в условиях, близких к позднеургальскому, поэтому можно ожидать обнаружения углей с пониженной зольностью в чагдомынской свите на северо-западной полосе Буреинского бассейна.

Изложенное выше позволяет думать, что целесообразно начать поисковые работы на уголь с пониженной зольностью в верхней части разреза ургальской и чагдомынской свит на северо-западной полосе Буреинского бассейна. Наиболее перспективны водоразделы рек Кында — Ургал, Кында — Нырта, Нырта — Семичи, Семичи-Малый Иорек. К северо-западу и юго-востоку от этих площадей породы ургальской и чагдомынской свит смыты. Под современными отложениями лежит талынжанская свита, угленосность которой промышленного значения не имеет.

На большей части территории Еврейской автономной области угленосные отложения размыты. Они сохранились только в небольших депрессиях. В угленосной толще содержится один-два пласта угля, имеющих рабочую мощность, а площади распространения их незначительны, поэтому угленосность на территории Еврейской автономной области имеет незначительную промышленную ценность.

На территории Нижнебикинского района в нижнем течении рек Бикин и Алчан установлены континентальные верхнемезозойские образования, содержащие угольные пласты. Характер угленосности не установлен. Исходя из общих генетических и геологических соображений, считаем, что угленосность этой территории вряд ли имеет промышленную ценность.

ВЫВОДЫ

Проведенные литолого-фациальные, палеогеографические и палеотектонические исследования позволяют сделать следующие выводы.

1. На территории Дальнего Востока, кроме известных позднемезозойских угленосных бассейнов — Сучанского, Суйфунского и Буреинского, располагаются Зeya-Буреинский и Амурo-Зейский бассейны, контуры которых установлены в результате литолого-фациального изучения керна скважин и естественных обнажений левобережья верхнего течения р. Амура, среднего течения р. Зея и междуречья Зeya — Бурей.

2. Накопление позднемезозойских отложений происходило в прогибах и впадинах северо-восточного простирания длиной 200—300 км и шириной 60—120 км. Границы распространения угленосных отложений контролируются крупными разломами северо-восточного простирания, которые ограничивают с одной или двух сторон прогибы и впадины.

3. Прогибы и впадины выполнены терригенными и вулканогенно-терригенными континентальными, прибрежно-морскими и морскими отложениями. В разрезах угленосных толщ выявлены пролювиально-аллювиальный, озерный, озерно-болотный, болотно-пойменный, прибрежно-морской и морской комплексы фаций. Выделенные комплексы устанавливаются по генетическим признакам в породах и хорошо выдерживаются в разрезе и на площади. Наиболее распространены континентальные комплексы фаций. Прибрежно-морской и морской комплексы фаций установлены по всему разрезу угленосной толщи Сучанского бассейна и в верхней части разреза Суйфунского и Буреинского бассейнов.

4. Фундаментом угленосных отложений Зeya-Буреинского бассейна служат позднемезозойские гранитоиды и юрские континентальные отложения, в Сучанском, Суйфунском, Буреинском и Амурo-Зейском бассейнах — позднепалеозойские гранитоиды и юрские прибрежно-морские терригенные отложения. Контакт между угленосными отложениями и подстилающими породами резкий.

5. Угленосные отложения Сучанского бассейна накапливались в готерив-барремское время на предгорной равнине, которая к центру прогиба переходила в прибрежно-морскую, в апт-альбское — на аллювиальной и прибрежно-морской равнинах, а в альб-сеноманское — на прибрежно-морской. Угленакопление в Сучанском бассейне прекратилось в конце альб-сеноманского времени в результате почти полного затопления территории прогиба морскими водами. После регрессии морского залива вследствие изменения климата в сторону аридизации угленакопление не возобновилось. В сеноман-туронское время в Сучанском бассейне накопились терригенные пестроцветные осадки в континентальных условиях.

6. Угленосные отложения Суйфунского бассейна накапливались в барремском веке на предгорной равнине, в апт-альбское — на аллю-

виальной, а в альб-сеноманское — на прибрежно-морской равнине. Угленакопление в Суйфунском бассейне прекратилось в конце альб-сеноманского времени вследствие изменения климата в сторону аридизации. В сеноман-туронское время на территории бассейна накопились терригенные пестроцветные осадки в континентальных условиях.

7. Угленосные отложения Зей-Буреинского бассейна накапливались в готерив-альбское время на аллювиальной равнине. Угленакопление в контурах бассейна прекратилось в начале позднемезозойской эпохи вследствие изменения климата в сторону аридизации. В сеноман-туронское время накопились терригенные пестроцветные отложения.

8. Угленосные отложения Амуро-Зейского бассейна накапливались в волжском веке на предгорной и аллювиальной равнинах, в валанжинском — на аллювиальной и озерно-болотной. Прекращение угленакопления связано со временем завершения формирования прогибов и выходом их из стадии осадконакопления (готеривский век).

9. Угленосные отложения Буреинского бассейна накапливались в волжском веке на озерно-болотной равнине, в валанжин-аптское время — на аллювиальной и предгорной и альб-сеноманское — на прибрежно-морской равнине. Прекращение угленакопления связано с изменением климата в сторону аридизации.

10. Климат на территории Дальнего Востока в период накопления угленосных отложений (позднеюрская и раннемеловая эпохи) был теплый, о чем свидетельствует обильная растительность и ее характер (папоротники, гинкговые, беннеттитовые, саговниковые и пр.). В то же время, по-видимому, имела некоторая сезонность, поскольку в стволах деревьев и пнях наблюдаются сезонные кольца. В начале поздне-меловой эпохи (сеноманский век) климат становится засушливым, вследствие чего растительность становится более бедной и угленакопление прекращается. В пестроцветных отложениях растительные остатки очень редки, их видовой состав очень беден.

11. Исходным материалом позднемезозойских углей Дальнего Востока послужили листья, стеблевые остатки и побеги хвойных, папоротников, хвощей, плауновых, цикадовых, гинкговых, саговых, беннеттитов и мхов. Растительные остатки накапливались в обстановке теплого климата, в обводненной среде при преобладании процессов восстановления без доступа кислорода, что привело к высокой степени остудневания большинства растительных тканей и образованию гелифицированных компонентов. Первичные условия накопления и превращения исходного материала были не везде одинаковыми. Они в значительной мере определялись составом растворов, циркулировавших в торфянике, и степенью его обводненности. В результате разнообразных процессов превращения растительных остатков в зависимости от степени их окисления или остудневания, а также характера исходного материала возникли различные микрокомпоненты угля.

12. Исходя из вещественного состава, а также структурных и текстурных признаков позднемезозойских углей Дальнего Востока выделяются классы гелитолитов и фюзенолитов. Первый класс преобладает. Класс гелитолитов подразделяется на подклассы: гомогелитов, телогелитов и микстогелитов. Класс фюзенолитов подразделяется на подклассы: фюзенолитов, семифюзенолитов и микstofюзенолитов.

В угленосной толще Суйфунского бассейна, кроме указанных классов, выделяется класс липоидолитов — угли, в которых липоидные компоненты составляют более 50%. Накопление их происходило следующим образом. В прилегающей с запада к Суйфунской впадине области сноса растительный материал (преимущественно саговниковые и бен-

неттитовые растения) сгнивал в условиях сильного химического окисления. Оставались наиболее стойкие к процессам разложения липоидные компоненты (смоляные тела). Периодически паводковые воды сносили смоляные тела совместно с терригенным материалом в озера и торфяные болота области седиментации. Распределение их здесь было неравномерным, что объясняется перепадами в скорости потока и дифференциацией обломков по удельному весу и размерам. Вследствие этого среди гумусовых углей накопились прослойки рабдописситов.

13. Позднемезозойские угли Дальнего Востока относятся к средне- и высокозольным. Малозольные встречаются редко. Объяснение этому находим в небольших размерах впадин и прогибов, близком расположении области сноса и специфических палеогеографических условиях. Большинство угольных пластов образовалось из низинных (прирусловых) торфяников, в которых паводковые воды доставляли терригенный материал, засорявший исходное вещество угля. Малозольные угли образовались из торфяников, развивавшихся на водораздельных пространствах. В первом случае неустойчивый режим торфонакопления обусловил сложное строение угольных пластов, во втором — простое.

14. Максимальная угленосность на площади приурочена к юго-восточным бортам впадин и прогибов и постепенно убывает к их северо-западным бортам. Литолого-фациальными и палеотектоническими факторами это явление трудно объяснить. По-видимому, большую роль здесь играло господствующее направление морских ветров — с юго-востока на северо-запад. Вследствие этого растительности на северо-западных бортах впадин и прогибов не было или почти не было.

15. Максимальная угленосность позднемезозойских континентальных отложений приурочена к средней части разреза. Это вызвано широким развитием аллювиальных равнин, на которых были благоприятные условия для торфонакопления.

16. Максимум позднемезозойской угленосности на территории Дальнего Востока мигрирует во времени и на площади. Первый максимум установлен в отложениях волжского века позднеюрской эпохи в Амуро-Зейском бассейне. В валанжинском веке максимум угленосности перемещается в Буреинский бассейн, в апт-альбское время — в Сучанский и Суйфунский бассейны. Миграция максимума угленосности связана со ступенеобразным развитием впадин и прогибов с северо-запада на юго-восток, а также с благоприятными для угленакопления физико-географическими условиями в начале позднего мезозоя.

17. На территории Дальнего Востока установлено восемь типов разрезов позднемезозойских отложений, из которых пять являются континентальными, частично угленосными. Разрезы континентального типа, несмотря на их различие, можно объединить в три группы. К первой относится разрез Сучанского бассейна, ко второй — Суйфунского, Буреинского и Амуро-Зейского, к третьей — Зей-Буреинского.

18. Угленосные отложения Сучанского бассейна накапливались в прогибе, который формировался на краю стабилизированной в поздне-мезозое зоны (Дунбейская платформа), непосредственно примыкающей к Сихотэ-Алинской геосинклинали. Линейная вытянутость прогиба, асимметричное строение угленосной толщи, характер тектонических движений в период седиментации и пр. позволяют рассматривать его как пригеосинклиальный прогиб.

19. Угленосные отложения Суйфунского, Буреинского и Амуро-Зейского бассейнов накопились в прогибах и впадинах, развивавшихся на внешних блоках Дунбейской платформы (зона позднемезозойской стабилизации Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской геосинклиналей).

Мощность угленосных отложений, характер тектонических движений в период их накопления и пр. позволяют считать, что эти блоки, хотя и потеряли подвижность, но сохранили черты тектонической мобильности из-за близости к развивавшейся геосинклинали Сихотэ-Алиня.

20. Угленосные отложения Зей-Буреинского бассейна накопились во впадинах и прогибах, развивавшихся на внутренних блоках Дунбейской платформы. Мощность угленосных отложений, характер тектонических движений в период их накопления и др. свидетельствуют о том, что внутренние блоки в позднем мезозое обладали платформенным режимом седиментации.

21. Сучанский прогиб начал развиваться в валанжинском веке и представлял собой незначительную по площади эрозионно-тектоническую впадину на краю платформы, непосредственно примыкающую к Сихотэ-Алинской геосинклинали. В готерив-альбское время он развивался как пригеосинклиальный прогиб, выполненный угленосными и прибрежно-морскими отложениями. В сеноман-туронское время он соединился с Суйфунской впадиной и совместно с ней образовал межгорную впадину, в которой накапливались туфогенно-терригенные пестроцветные отложения.

22. Суйфунская впадина зародилась в барремском веке и состояла из трех небольших тектоно-эрозионных впадин (Нижнесуйфунской, Верхнесуйфунской и Приханкайской), в которых накапливались терригенные континентальные породы. В апт-альбе на их месте возникла крупная впадина грабенообразного типа, выполненная угленосными отложениями. В сеноман-туронское время она соединилась с Сучанским прогибом и совместно с ним образовала межгорную впадину, в которой накапливались туфогенно-терригенные образования.

23. В волжском веке на месте Зей-Буреинского бассейна возникли небольшие тектоно-эрозионные впадины (Архаринская, Поярковская, Екатеринославская, Белогорская и Сычевская), в которых накопились терригенные грубообломочные континентальные породы. В валанжинском веке на их месте возникли грабенообразные прогибы и впадины, выполненные терригенно-эффузивными образованиями. В готерив-альбе продолжалось развитие прогибов и впадин, в которых накапливались эффузивно-терригенные, частично угленосные отложения. В начале позднемезозойской эпохи прогибы соединились, и на их месте стала развиваться платформенная структура типа синеклизы, выполненная пестроцветными континентальными отложениями.

24. На территории Амуро-Зейского прогиба в волжском веке начали развиваться Толбузинский и Ушумуно-Депский грабенообразные прогибы, выполненные угленосными отложениями. В валанжинском веке прогибы соединились, и на их месте образовался межгорный прогиб, в котором накапливались угленосные отложения.

25. Буреинский прогиб грабенообразного типа возник в волжском веке и продолжал развиваться до начала позднемеловой эпохи. Он выполнен угленосными отложениями. В позднем мелу на его месте возникла межгорная впадина, в которой накопились крупнообломочные континентальные отложения.

26. Проведенные исследования позволяют считать перспективными поиски на территории Дальнего Востока новых угленосных площадей с углями, пригодными для получения металлургического кокса. Наиболее перспективны площади на юго-восточной полосе Амуро-Зейского бассейна.

ЛИТЕРАТУРА

Агеева Е. М. Минералогия и петрография меловых отложений Южного Приморья.— Матер. по стратиграфии и литологии мезозойских отложений Дальнего Востока. Магадан, 1960.

Александров-Садова Т. А., Захарова Л. В. Распределение фауны в разрезе угленосных и надугленосных отложений Сучанского каменноугольного бассейна и ее значение для определения возраста.— Тр. ЛАГУ АН СССР, вып. VIII, 1958.

Анерт Э. Э. Маршрут от устья р. Дег до устья р. Селемджи.— Геол. иссл. в золотоносных обл. Сибири. Амуро-Приморский золотоносный район, вып. 16, 1912.

Анерт Э. Э. Угли приморской области.— Естественно-производственные силы России, т. 1, вып. 20, 1917.

Анерт Э. Э. Годовой отчет за 1917 г. по геологическим исследованиям в Южно-Уссурийском крае.— Матер. по геол. и полезным ископ. Дальнего Востока, № 3, 1920.

Анерт Э. Э. Подразделение юрских, меловых и третичных угленосных отложений Амурской и Приморской провинций и Сахалина.— Матер. по геол. и полезным ископ. Дальнего Востока, № 38, 1925.

Архангельский А. Д., Шатский Н. С. Схема тектоники СССР.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XI, вып. 4, 1933.

Арангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. М.— Л., 1941.

Атлас карт угленакопления на территории СССР и объяснительная записка к нему. Гл. ред. И. И. Горский. Изд. АН СССР, 1962.

Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Т. 1. М., Госгеолтехиздат, 1962.

Бацевич Л. А. Материалы по изучению Амурского края в геологическом и горнопромышленном отношении. СПб., 1854.

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

Беляевский Н. А. Структурный шов Западного Сихотэ-Алиня.— ДАН СССР, т. 77, № 6, 1951.

Беляевский Н. А. и др. Геология Приморского края. Госгеолтехиздат, 1955а.

Беляевский Н. А., Громов Ю. Я. Центральный Сихотэ-Алиньский структурный шов.— ДАН СССР, т. 103, 1955б.

Берсенев И. И. О тектоническом районировании Приморья.— Сообщ. ДВФ СО АН СССР, вып. 10, 1959.

Блудоров А. П. К вопросу о классификации угленосных фаций.— Изв. Казан. фил. АН СССР, Геол. ин-т, № 1, 1950а.

Блудоров А. П. Классификация типов угольных месторождений.— Изв. Казан. фил. АН СССР, Геол. ин-т, № 1, 1950б.

Бочковский Ф. А. Краткое описание западной части Малопокровского месторождения каменного угля по работам 1934 г.— Матер. по геол. Бурейского бассейна. Тр. ИМС, вып. 106, 1936.

Быков Г. Е. К стратиграфии осадочных отложений верхней части бассейна р. Зей в связи с их угленосностью.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 2—3, 1936.

Васильев В. Г., Вебер В. Г., Мальденбаум М. М. Новые данные о геологическом строении и перспективах нефтегазоносности Зей-Амурского междуречья.— Геол. нефти. № 7, 1957.

Васильев П. В. О принципах типизации угольных месторождений.— Разведка недр, № 23, 1937.

Васильев П. В. О генетической классификации угольных месторождений.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 24, вып. 4, 1949.

Варенцов М. И., Дорошко С. М., Куренков Н. Т. О геологическом строении и перспективах нефтегазоносности Зей-Бурейской впадины.— Геол. и геофиз. № 10, 1960.

- Вербицкая З. И. Палинологическое обоснование стратиграфического расчленения меловых отложений Сучанского каменноугольного бассейна. Изд-во АН СССР, 1962.
- Верещагин В. Н. Основы стратиграфии мела Дальнего Востока.— Сов. геол., № 55, 1957.
- Верещагин В. Н. Контуры Приморского нижнемелового каменноугольного бассейна.— Бюлл. ВСЕГЕИ, № 1, 1958.
- Верещагин В. Н. Сопоставление меловых отложений различных регионов северной части Тихоокеанского пояса.— Тр. Межвед. совещ. по разработке унифицир. схем Северо-Востока СССР. Магадан, 1959.
- Верещагин В. Н. Проблемы готерива и баррема на Дальнем Востоке.— Сов. геол., № 8, 1962.
- Виттенбург П. В. Геологический очерк полуострова Муравьева-Амурского и острова Русского.— Изв. Геол. ком., т. XXX, № 190, 1911.
- Виттенбург П. В. Научные результаты геологической экспедиции по изучению Амурского края в 1912 г.— Зап. Об-ва по изучению Амурского края, т. 15, 1916.
- Волхонин В. С., Лишневский Э. Н., Тарков А. П., Судаков С. П. Нижнемеловые отложения юга Зей-Бурейнской впадины в связи с их возможной нефтегазоносностью.— Геол. и геофиз., № 5, 1961.
- Воронец Н. С. и др. Материалы по геологии Бурейского каменноугольного бассейна.— Тр. ВИМС, вып. 123 (11). М.—Л., 1937.
- Горжевский Д. И., Лазыко Е. М. Монголо-Охотский глубинный разлом.— ДАН СССР, № 5, 1961.
- Горский И. И. История угленакопления на территории СССР.— Резол. III совещ. постоянной координац. комиссии по проблеме «Закономерности размещения ископ. углей на терр. СССР». М.—Л., 1956.
- Давыдова Т. Н., Гольдштейн Ц. Л. Выделение генетических типов отложений как основа литологических исследований угленосных толщ.— Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 90, сер. угольная, № 2, 1947.
- Давыдова Т. Н., Гольдштейн Ц. Л. Литологические исследования в Бурейском бассейне.— Тр. ВИМС, вып. 176. М., Госгеолиздат, 1949.
- Дзэнс-Литовская О. А. Рабдописситовый уголь Суйфунского каменноугольного бассейна Южного Приморья.— В кн. «Угленосные формации некоторых регионов СССР». Изд-во АН СССР, 1961.
- Дзэнс-Литовская О. А. Петрографическая характеристика угольных пластов Ургальского месторождения Бурейского бассейна.— Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 132, 1968.
- Елиашевич М. К. Возраст и качество южноуссурийских ископаемых углей. Владивосток, 1922.
- Жемчужников Ю. А. Цикличность строения угленосных толщ, периодичность осадконакопления и методы их изучения.— Тр. ИГН АН СССР, вып. 90, 1947.
- Жемчужников Ю. А. Что такое фация?— Литолог. сб. № 1. Углетехиздат, 1948а.
- Жемчужников Ю. А. Общая геология ископаемых углей. Углетехиздат, 1948б.
- Жемчужников Ю. А. Угленосные провинции, области и пояса.— Зап. Ленингр. горн. ин-та, т. 24, 1950.
- Жемчужников Ю. А. Угленосная толща и методика ее изучения.— Зап. Ленингр. горн. ин-та, т. 25, вып. 2, 1951.
- Жемчужников Ю. А. Краевые (передовые) прогибы и угленосность.— Зап. Ленингр. горн. ин-та, т. 30, вып. 2, 1955а.
- Жемчужников Ю. А. Угленосные толщи как формации.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1955б.
- Жемчужников Ю. А. Развитие угленакопления в геологической истории.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1955в.
- Жемчужников Ю. А., Яблоков В. С. Фациально-циклический метод изучения угленосных отложений.— Тр. ЛАГУ АН СССР, вып. V, 1956.
- Жемчужников Ю. А. Сходство и различия между фациальным, фациально-циклическим и фациально-геотектоническим методом изучения угленосных толщ.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1958.
- Иванов Б. А. Структурно-фациальное и тектоническое районирование Южного Сихотэ-Алиня.— Сов. геол., № 10, 1960.
- Иванов Б. А. Схема стратиграфии, фациального районирования и тектоника Южного Сихотэ-Алиня. Иркутск, 1961а.
- Иванов Б. А. Центральный Сихотэ-Алиньский разлом (сдвиг).— ДАН СССР, т. 138, № 4, 1961б.
- Иванов Г. А. Образование различных типов угленосных отложений в зависимости от накопления их в геосинклиналях и на континентальных платформах.— Тр. XVII сесс. Междунар. геол. конгр., т. 1. 1937.

Иванов Г. А. Генетическая классификация угленосных формаций. ОНТИ ВИМС. М., 1959.

Иванов Д. Л. Амуро-Зейский водораздел. Геологические исследования в 1896 г.—Геол. иссл. развед. работы по линии Сиб. ж-д., вып. 12, 1899.

Иванов Д. Л. Разведка Сучанского каменноугольного месторождения в 1890 г.—Горн. журн., т. II, № 6, 1892.

Иванов Д. Л. Ископаемые угли Южно-Уссурийского края.—Изв. об-ва горных инженеров, № 4, 1894.

Иванов Д. Л. Геологические и географические исследования в Южно-Уссурийском крае и на о. Сахалине. Изв.—ИРТО, т. XXI, вып. 2, 1895а.

Иванов Д. Л. Краткий предварительный отчет по работам Южно-Уссурийской горной экспедиции в 1893 г.—Горный журн., т. I, № 3, 1895б.

Иванчин-Писарева Н. А. Материалы и параллелизация угольных пластов Бурейского бассейна по спорам и пыльце.—Матер. по геол. Бурейского бассейна, вып. III. Тр. ВИМС, вып. 143, 1939.

Карпов Н. Ф. и др. История верхнемезозойского угленакопления на территории Бурятской АССР и юго-восточной части Алейского бассейна.—Тр. ЛАГУ АН СССР, вып. XVIII, 1963.

Козлов А. И. Предварительный отчет о геологических исследованиях в Верхнесуйфунском угленосном районе в 1923 г.—Матер. по геол. и полезным ископ. Дальнего Востока, № 35, 1924.

Козлов А. И. Верхнесуйфунский каменноугольный бассейн.—Матер. по геол. и полезным ископ. Дальнего Востока, № 37, 1925.

Корженевская Е. С. Петрографическая характеристика угольного пласта Верхнесуйфунского месторождения в районе дер. Ильичевки.—Химия твердого топлива, т. V, VI, 1934.

Корженевская Е. С. К петрографической характеристике углей Сучанского месторождения ДВК.—Химия твердого топлива, т. VII, вып. 4, 1936.

Коровин М. К. О структурах угленосных районов.—Тр. Томск. конф. по изучению естеств. производ. сил Сибири (1939 г.), т. 2, 1940.

Красный Л. И., Смирнов А. М. Геологоструктурная схема Дальнего Востока СССР и сопредельных с юга территорий.—ДАН СССР, т. 117, № 3, 1957.

Красный Л. И. Монголо-Охотская геосинклинальная область и ее место в структуре Дальнего Востока.—Бюлл. ВСЕГЕИ, № 1, 1958.

Красный Л. И. Основные вопросы тектоники Хабаровского края и Амурской области.—Матер. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 37, 1960.

Крашенинников Г. Ф. Угленосные отложения в краевых прогибах.—Сб. памяти акад. П. И. Степанова. Изд-во АН СССР, 1952.

Крашенинников Г. Ф. Условия накопления угленосных формаций СССР. Изд. МГУ, 1957.

Криштофович А. Н. Юрские растения Уссурийского края.—Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 56, 1910.

Криштофович А. Н., Павлов М. А. Открытие аптских слоев, охарактеризованных флорой двудольных *Aralia lucifera* в Сучанском районе.—Вести. Геол. ком., т. 3, № 8, 1928.

Криштофович А. Н. Липовецкие копи в Уссурийском крае.—Матер. по общей прикладной геол., вып. 8, 1929.

Криштофович А. Н. Открытие крупнейших двудольных покрытосеменных эквивалентов потамакских слоев в Сучане и Уссурийском крае.—Изв. Геол. ком., т. VIII, № 3, 1932а.

Криштофович А. Н. Геологический обзор стран Дальнего Востока. ЦНИГРИ, 1932б.

Криштофович А. Н. Бурейский каменноугольный бассейн.—Химия твердого топлива, вып. V, № 4, 1934.

Кропоткин П. Н., Салун С. А., Шахворетова Х. А. Тектоника и некоторые вопросы металлогении южной части Советского Дальнего Востока и Забайкалья.—Изв. АН СССР, т. 2, 1953.

Кропоткин П. Н. Краткий очерк тектоники и палеогеографии южной части Советского Дальнего Востока.—Вопр. геол. Азии, т. I, М., 1954.

Крымголец Т. Я. Материалы по геологии Бурейского каменноугольного бассейна.—Тр. ЦНИГРИ, вып. 117 (IV). М—Л., 1939.

Лебедев Е. Д. Позднеюрская флора р. Зей и границы юры и мела. «Наука», 1956.

Ли Си-гуан. Геология Китая. ИЛ, 1952.

Логвиненко Н. В. Опыт генетической классификации угленосных формаций.—Сов. геол., № 8, 1966.

Мазарович А. Н. Основы геологии СССР. ОНТИ, 1938.

Малявкин С. Ф. Геологические исследования в районе узкоколейной части Сучанской железной дороги.—Изв. Геол. ком., т. 29, № 5—6, 1910.

- Малявкин С. Ф. Геологические исследования в Зее-Делском районе Амурской области.—Геол. иссл. в золотоносных областях Сибири, вып. 12, 1911.
- Матвеев А. К. Буренский каменноугольный бассейн Дальневосточного края.—Тр. XVII сессии Междунар. геол. конгр., 1937.
- Матвеев А. К. О первичных генетических границах каменноугольных бассейнов.—ДАН СССР, т. 70, № 4, 1950.
- Матвеев А. К. Установленные и возможные каменноугольные районы в Западной части Дальнего Востока.—Сообщ. о докладах и научных работах Совета по изучению производительных сил АН СССР, вып. V. Изд. АН СССР, 1955.
- Матвеев А. К. Обзорная карта прогноза углей СССР. Изд-во АН СССР, 1956.
- Матвеев А. К. Угольные месторождения Дальнего Востока и перспективы их развития. Изд-во АН СССР, М., 1958.
- Мудров А. М. Фацции, условия образования угленосной толщи и закономерности распределения угольных пластов в Липовецком районе Суйфунского каменноугольного бассейна.—В кн. «Некоторые вопросы геологии азиатской части СССР». Изд-во АН СССР, 1958а.
- Мудров А. М. Фацции и условия образования угленосных отложений Подгорденского месторождения Южного Приморья.—Тр. ЛАГУ АН СССР, вып. X, 1960.
- Мудров А. М. Геологическое строение, условия накопления меловых осадков и угленосность Уссурийского района Суйфунского каменноугольного бассейна.—В кн. «Некоторые вопросы геологии азиатской части СССР». Изд-во АН СССР, 1958б.
- Мушкетов Д. И., Малявкин С. Ф. Работы в Уссурийском крае: стратиграфические и палеотектонические данные, тектоника, уголь. Отчет о деятельности Геолкома за 1908 г.—Изв. Геол. ком., т. XXVIII, № 4, 1909.
- Нагибина М. С. К вопросу о тектонике верхнемезозойских впадин Забайкалья.—Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1948.
- Нагибина М. С. Стратиграфия юрских и меловых отложений верхнего течения р. Амур.—Изв. АН СССР, № 7, 1958а.
- Нагибина М. С. Новые данные по тектонике Монголо-Охотского пояса. Бюлл. МОИП, т. 33, № 3, 1958б.
- Нагибина М. С. История развития структуры Монголо-Охотского пояса.—Междунар. геол. конгр., XXI сессия, докл. сов. геологов, М., 1960.
- Наливкин Д. В. Учение о фациях. Т. I, II. Изд-во АН СССР, 1955.
- Наумова С. Н. К петрографии углей Буренского бассейна.—Сб. «Матер. по геол. Буренского бассейна», вып. III. Тр. ВИМС, 143, 1939.
- Онихимовский В. В. Геотектоническое районирование южной части Хабаровского края, Амурской и Сахалинской областей.—Тр. ДВФ СО АН СССР, сер. геол., вып. IV, 1960.
- Основы тектоники Китая. Госгеолтехиздат, 1962.
- Павлов М. А. Предварительный отчет о геологических исследованиях в бассейне верхнего течения Сучана.—Матер. по геол. и полезным ископ. Дальнего Востока, № 3, 1924а.
- Павлов М. А. Исследования в Верхнесучанском районе.—Изв. Геол. ком., № 2, 1924б.
- Павлов М. А. Предварительный отчет о геологических исследованиях летом 1924 г. в Верхнесучанском районе.—Матер. по геол. и полезным ископ. Дальнего Востока, № 3, 1925а.
- Павлов М. А. Геологические работы в Верхнесучанском районе.—Изв. Геол. ком., т. 44, № 2, 1925б.
- Панов В. В. Условия формирования и возможные перспективы нефтегазоносности мезозойских отложений Амурской области и западной части Хабаровского края.—В кн. «Геология и палеогеографические условия формирования мезокайнозойских континентальных впадин южной части Дальнего Востока». «Наука», 1965.
- Перепечина Е. А., Шехунов В. С. Сучанское каменноугольное месторождение.—Тр. ВИМС, вып. 138, 1939.
- Перепечина Е. А., Шарудо И. И., Семериков А. А. Стратиграфия угленосных и надугленосных отложений Сучанского каменноугольного бассейна.—Тр. ЛАГУ АН СССР, вып. VIII, 1957.
- Перепечина Е. А. Петровский участок Шетухинского угленосного района.—Тр. ЛАГУ АН СССР, вып. X, 1960.
- Погребницкий Е. О. Генетическая классификация угленосных формаций.—Зап. Ленингр. горн. ин-та, XVII, вып. 2, 1964.
- Пригоровский М. М. К вопросу о типах угольных месторождений и бассейнов СССР.—Вести. Всесоюз. геол.-развед. об-ва, вып. 7—8, 1931.
- Пригоровский М. М. Типы угленосных бассейнов.—Тр. Междунар. геол. конгр., XVII сессия, т. I, 1939.
- Пригоровский М. М. Карта фактического и предполагаемого распространения углей СССР.—Тр. ИГН АН СССР, вып. 80, 1947.
- Принада В. Д. Краткий очерк о геологических исследованиях в Верхне-Амурском крае.—Тр. Всесоюз. геол.-развед. объедин., вып. 231, 1932.

Принада В. Д. Некоторые данные по вопросу стратиграфии угленосных отложений Буренского бассейна.— Матер. по геол. Буренского бассейна. Тр. ИМС, вып. 106, 1936.

Пушаровский Ю. М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Пчелынцев Г. Т., Худoley К. М. Стратиграфия и палеогеография юры Южного Сихотэ-Алиня.— Тр. Геол. музея им. А. П. Карпинского, вып. 11, 1960.

Рудич Е. М. Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина и Японии как зоны перехода от континента к океану. Изд-во АН СССР, 1962.

Савченко А. И. Мезозой Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья.— Сов. геол., № 12, 1961.

Саркисян С. Г. Мезозойские и третичные отложения Прибайкалья, Забайкалья и Дальнего Востока. Изд-во АН СССР, 1958.

Сахно В. Г., Устиновский Ю. Б. Условия накопления, состав и продукты выветривания туфов Тырминской впадины (Хабаровский край).— Геол. и геофиз., № 4, 1962.

Семериков А. А. Новые данные по параллелизации угольных пластов Северосучанского района Сучанского каменноугольного бассейна.— Сб. «Некоторые вопросы геологии азиатской части СССР». Изд-во АН СССР, 1959.

Семериков А. А. Общие закономерности осадконакопления продуктивной серии и распределение фаций на площади Северного Сучана.— Тр. ЛАГУ АН СССР, вып. X, 1960.

Силантьев В. Н. Фудзино-Иманский сдвиг.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1963.

Скорород В. З. Геологический очерк угленосного Буренского бассейна.— Тр. ДВГТ, вып. 63, 1935.

Скорород В. З. Основные черты геологического строения южной части Советского Дальнего Востока. Владивосток, 1941.

Смирнов А. М. Основные вопросы геологии Маньчжурии. Харбин, 1954.

Смирнов А. М. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. Изд-во АН СССР, 1963.

Соколова Н. И. Петрографическая характеристика и условия образования юрских и нижнемеловых отложений Зейско-Буренской низменности и Буренской впадины.— Тр. Ин-та нефти, т. VII, М., 1956.

Соловьев В. О., Шарудо И. И. О стратиграфическом положении достоевской свиты.— ДАН СССР, т. 144, № 1, 1962.

Степанов П. И. Геология месторождений ископаемых углей и горючих сланцев. ОНТИ, 1937.

Степанов П. И. Теория поясов и узлов угленакопления.— Юбил. сб., посвящ. XXX-летию Октября, ч. II. Изд-во АН СССР, 1947.

Сулимов И. Н. Перспектива нефтегазоносности Зей-Буренской депрессии.— Тр. ДВФ СО АН СССР, сер. геол., сб. № 2, 1960.

Сулимов И. Н. Новые данные о строении Зейско-Буренской впадины.— Новости нефтяной техники, сер. геол., № 12, 1959.

Тетяев М. М. Принципы геологического районирования СССР.— Пробл. сов. геол., т. 1, 1933.

Тетяев М. М. Тектоника СССР. ГОНТИ, 1938.

Томсон И. П. Особенности строения ослабленных зон пород скрытыми разломами фундамента в складчатых областях Дальнего Востока.— Тр. Ин-та геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, вып. 84, 1962.

Устиновский Ю. Б., Китаев И. В. Характер угленосности в мезозойских континентальных впадинах южной части Дальнего Востока в зависимости от их тектонической природы и условий осадконакопления.— В кн. «Геология углей Сибири и Дальнего Востока». «Наука», 1965.

Флоренсов Н. А. Горючие сланцы Забайкалья.— Минерал. ресурсы Вост. Сибири, т. 1. Минеральное топливо. Иркутск, 1937.

Флоренсов Н. А. К вопросу о тектонике центральной части Восточных Саян.— Тр. Иркут. гос. ун-та, т. II, вып. 2. Иркутск, 1941.

Флоренсов Н. А. Некоторые структурные особенности угленосных толщ Прибайкалья.— Тр. ЛАГУ АН СССР, вып. VI, 1956.

Флоренсов Н. А. Мезокайнозойские впадины Прибайкалья. М.— Л., 1960.

Херасков Н. П., Давыдова Т. Н., Крашенинников Г. Ф., Пенинский Д. Д. Геология Буренского угольного бассейна.— Тр. ВИС, вып. 149, 1939.

Херасков Н. П. Геологические формации.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 26, вып. 5, 1952.

Ходак Ю. А., Сунь Шу. Главнейшие структуры северо-востока Китая и сопредельных территорий Советского Дальнего Востока.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1961.

Хоментовский А. С. Предгорные впадины и угленосность.— Тр. Геол. иссл. бюро, вып. 4. М., Углетехиздат, 1948.

Хоментовский А. С. Схема структурно-генетической классификации угленосных бассейнов (в порядке обсуждения).— Геол.-иссл. работы (сборник). Углетехиздат, 1951.

Хуан Бо-цинъ. Основные черты тектонического строения Китая. М., ИЛ, 1952.

Худoley К. М. Верхнеюрские отложения южного и среднего Сихотэ-Алиня.— Сов. геол., № 2, 1960.

Шарудо И. И. Условия образования угленосных отложений и закономерности распространения угольных пластов в разрезе и на площади Старого Сучана Сучанского бассейна.— Тр. ЛАГУ АН СССР, вып. VIII, 1957.

Шарудо И. И., Дзенс-Литовская О. А. К вопросу о геологических причинах внезапных выбросов угля и газа в шахтах Старого Сучана Сучанского бассейна.— Тр. ЛАГУ АН СССР, вып. VIII, 1957.

Шарудо И. И. Состав и условия осадконакопления угленосных отложений Старого Сучана.— Тр. ЛАГУ АН СССР, вып. X, 1960.

Шарудо И. И. История геологического развития и условия формирования угленосных отложений Сучанского бассейна.— Геол. и геофиз., № 12, 1961.

Шарудо И. И. О возрасте Достоевского месторождения угля и его перспективах.— Геол. и геофиз., № 1, 1963.

Шарудо И. И. О признаках землетрясений в отложениях альба Сучанского бассейна.— Геол. и геофиз., № 3, 1964а.

Шарудо И. И. Основные черты палеогеографии угленосного мела Южного Приморья.— В кн. «Палеогеография и фосфатность пермских и мезозойских отложений Сибири и Дальнего Востока». Новосибирск, 1964б.

Шарудо И. И. и др. Геологическое строение и условия накопления меловых угленосных отложений Сучанского бассейна. Новосибирск, 1964в.

Шарудо И. И. Состав и условия накопления меловых угленосных отложений Суйфунского бассейна. Новосибирск, «Наука», 1965а.

Шарудо И. И., Соловьев В. О. Меловая угленосность Южного Приморья и ее перспективы.— В кн. «Геология углей Сибири и Дальнего Востока». «Наука», 1965б.

Шарудо И. И., Шорин В. П., Шугуров В. Ф., Хлонова А. Ф. Суйфунские рабдоисциты и условия их образования.— В кн. «Геология углей Сибири и Дальнего Востока». «Наука», 1965в.

Шарудо И. И. Палеогеография Сихотэ-Алиня в меловое время. «Наука», 1966.

Шарудо И. И., Москвин В. И. К вопросу о стратиграфии мезозойских континентальных отложений верховьев р. Амур.— геол. и геофиз., № 11, 1966.

Шарудо И. И., Тимофеев А. А. Состав и условия накопления верхне-мезозойских отложений Зей-Буренинской впадины.— Геол. и геофиз., № 10, 1968.

Шарудо И. И., Москвин В. И. Литолого-фациальный состав и условия накопления верхнемезозойских континентальных отложений Амуро-Зейской площади. «Наука», 1968.

Шатский Н. С., Давыдова Т. Н. Предварительные итоги работ в Буренинском бассейне в 1934 г.— Матер. по геол. Буренинского бассейна. Тр. ИМС, вып. 106, 1936.

Шатский Н. С., Давыдова Т. Н. О мезозое северной части Буренинского бассейна.— Матер. по геол. Буренинского бассейна. Тр. ИМС, вып. 123, 1937.

Шведов М. С. Петрография осадочных пород. Госгеолтехиздат, 1948.

Шипулин Ф. К. Интрузивные породы Юго-Восточного Приморья и связь с ними оруденения.— Изв. АН СССР, вып. 8, 1957.

Шмидт Ф. Б., Глен П. П. Исторический очерк о физико-географических исследованиях.— Вести геол. об-ва, ч. 25, № 2, 1859; ч. 28, отд. 1, 1860.

Шмидт Ф. Б., Глен П. П. Исторический очерк о физико-географических исследованиях.— Тр. Сиб. экспедиции Рус. геогр. об-ва. Физ. отд. СПб., 1868.

Штемпель Б. М. Материалы по стратиграфии мезозоя Дальневосточного края (Верхний Амур, Тырма, Буряя).— Матер. по геол. Дальневосточного края, вып. I, 1938.

Штемпель Б. М. Применение палеофитологического метода при расчленении континентального мезозоя Южного Приморья.— Тр. III сессии ВПО. 1959.

Штемпель Б. М. Фитостратиграфия меловой системы Южного Приморья.— Тр. ЛАГУ АН СССР, вып. X, 1960.

Яворский П. К. Геологические исследования в Зейском угленосном районе в 1898 г.— Геол. иссл. в золотоносных областях Сибири, Амурско-Приморский район, 1898.

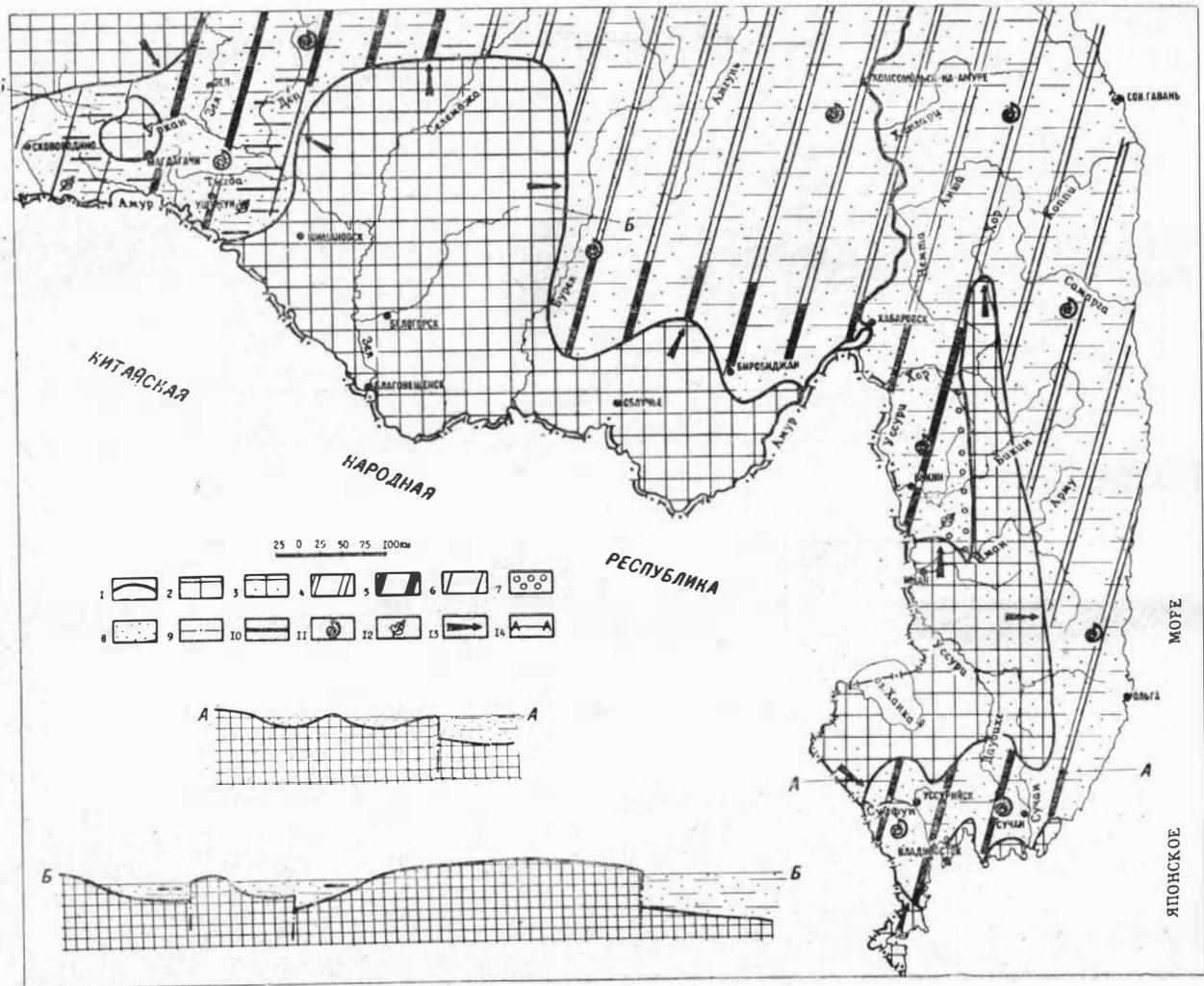
Яншин А. Л. Тектоническая карта Евразии. М., «Наука», 1966.

ПРИЛОЖЕНИЕ

**ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ СХЕМЫ
ТЕРРИТОРИИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА
В ПОЗДНЕМ МЕЗОЗОЕ**

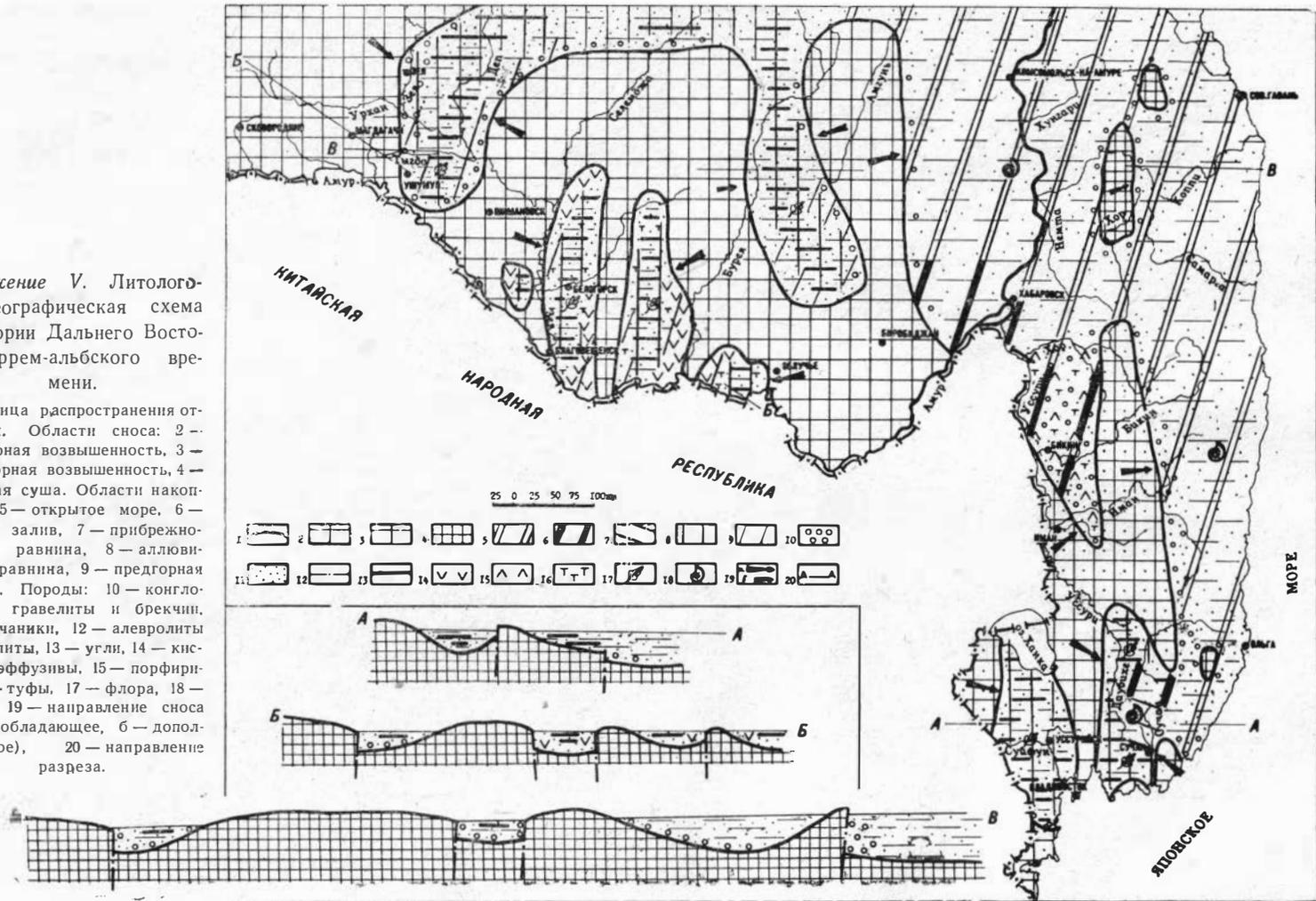
Приложение II. Литолого-палеогеографическая схема территории Дальнего Востока первой половины позднеюрской эпохи.

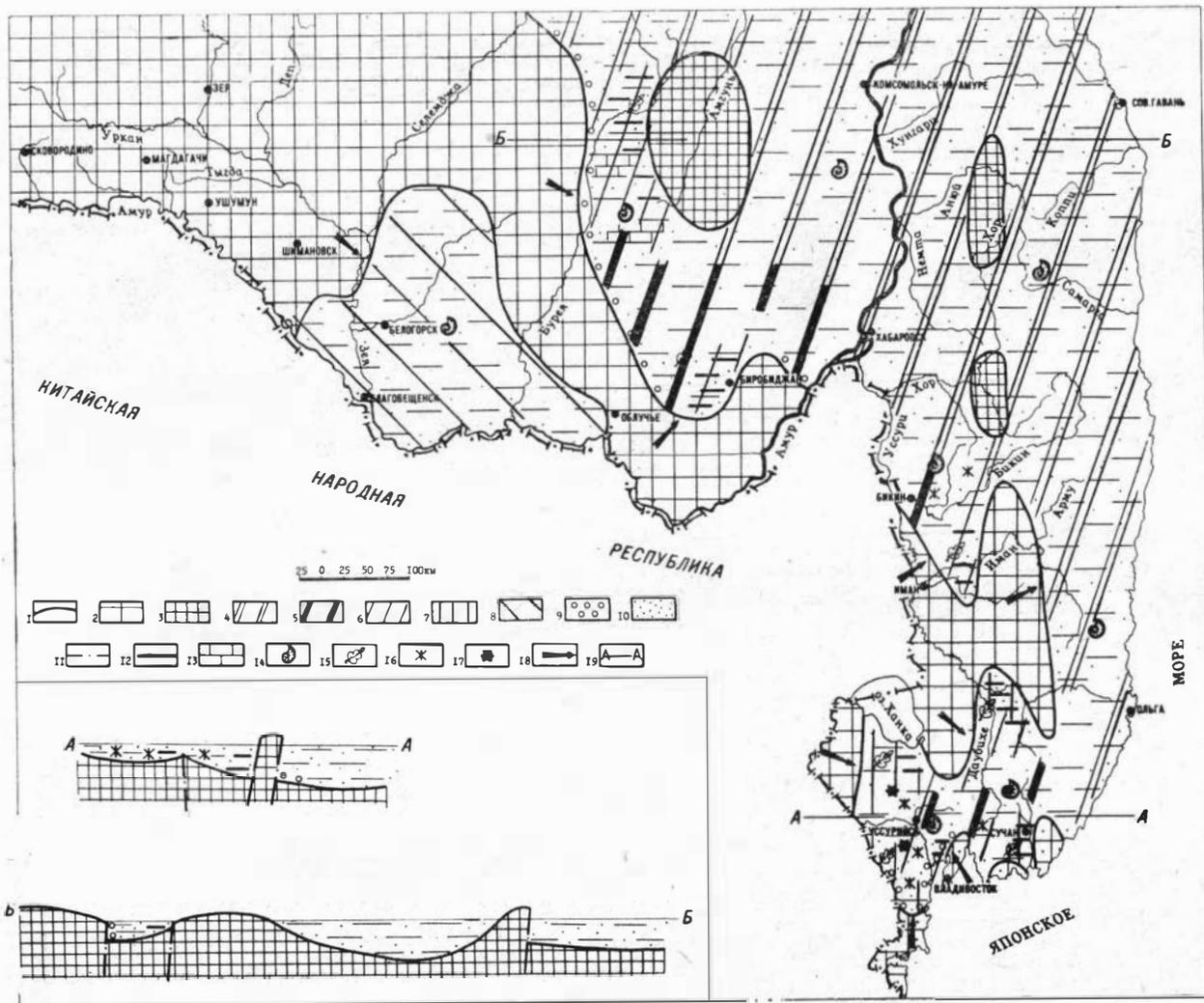
1 — граница отложений. Области сноса: 2 — низкогорная возвышенность, 3 — среднегорная возвышенность. Области накопления: 4 — открытого моря, 5 — морского залива, 6 — прибрежно-морская равнина. Породы: 7 — гравелиты и конгломераты, 8 — песчаники, 9 — алевролиты и аргиллиты, 10 — угли, 11 — фауна, 12 — флора, 13 — направление сноса, 14 — направление разрезов.



Приложение V. Литолого-палеогеографическая схема территории Дальнего Востока баррем-альбского времени.

1 — граница распространения отложений. Области сноса: 2 — низкогорная возвышенность, 3 — среднегорная возвышенность, 4 — островная суша. Области накопления: 5 — открытое море, 6 — морской залив, 7 — прибрежно-морская равнина, 8 — аллювиальная равнина, 9 — предгорная равнина. Породы: 10 — конгломераты, гравелиты и брекчии, 11 — песчаники, 12 — алевролиты и аргиллиты, 13 — угли, 14 — кислотные эффузивы, 15 — порфириды, 16 — туфы, 17 — флора, 18 — фауна, 19 — направление сноса (а — преобладающее, б — дополнительное), 20 — направление разреза.





Приложение VI. Литолого-палеогеографическая схема Дальнего Востока альб-сеноманского времени.

1 — граница распространения отложений. Области сноса: 2 — низкоротные возвышенности, 3 — островная суша. Области накопления: 4 — открытое море, 5 — морской залив, 6 — прибрежно-морская равнина, 7 — аллювиальная равнина, 8 — озерно-болотная равнина. Породы: 9 — конгломераты и гравелиты, 10 — песчаники, 11 — алевролиты, аргиллиты, 12 — угли, 13 — мергели, 14 — фауна, 15 — флора, 16 — пепловый материал, 17 — жерла вулканов, 18 — направление сноса, 19 — направление разреза.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
ЧАСТЬ I. Литолого-фациальный состав, условия накопления и геологическое строение позднемезозойских угольных бассейнов Дальнего Востока	5
Сучанский каменноугольный бассейн	5
Общие сведения о бассейне	5
Стратиграфия угленосных отложений	6
Литолого-фациальная характеристика угленосной толщи	8
Терригенные породы	9
Глинистые породы	13
Органогенные породы	14
Литолого-фациальные комплексы	24
Ритмичность в строении разреза угленосной толщи	34
Условия накопления угленосной толщи	44
Пликативные и дизъюнктивные нарушения в угленосной толще	53
Постугленосные магматические породы и их влияние на угленосную толщу	58
Суйфунский каменноугольный бассейн	60
Общие сведения о бассейне	60
Стратиграфия угленосных отложений	62
Литолого-фациальная характеристика угленосной толщи	70
Терригенные породы	70
Глинистые породы	74
Органогенные породы	74
Литолого-фациальные комплексы	80
Ритмичность в строении разреза угленосной толщи	85
Условия накопления угленосной толщи	87
Пликативные и дизъюнктивные нарушения в угленосной толще	96
Зея-Буреинский бассейн	100
Общие сведения о бассейне	100
Стратиграфия верхнемезозойских континентальных отложений	101
Литолого-фациальная характеристика пород и ритмичность	104
Екатеринославская свита	104
Итукутская и поярковская свиты	107
Завитинская свита	114
Цагаянская свита	114
Условия накопления угленосной толщи	115
Пликативные и дизъюнктивные нарушения в угленосной толще	121
Амуро-Зейский бассейн	122
Общие сведения о бассейне	122
Стратиграфия угленосных отложений	123
Литолого-фациальная характеристика пород угленосной толщи	127
Депский район	128
Толбузинский район	138
Условия накопления угленосных отложений	146
Пликативные и дизъюнктивные нарушения угленосной толщи	152
Постугленосные магматические породы и их влияние на угленосную толщу	154
Буреинский бассейн	155
Общие сведения о бассейне	155
Стратиграфия угленосной толщи	156
Литолого-фациальная характеристика пород угленосной толщи	157
Терригенные породы	157
Глинистые породы	159
Органогенные породы	159
Условия накопления пород угленосной толщи	169
Пликативные и дизъюнктивные нарушения угленосной толщи	181

ЧАСТЬ II. История позднемезозойского угленакопления и генетические типы угольных бассейнов Дальнего Востока	184
Геолого-структурное районирование территории Дальнего Востока	184
Палеотектонические и палеогеографические условия формирования позднемезозойских угленосных отложений Дальнего Востока	188
Позднеюрская эпоха	188
Валанжинский век	195
Готеривский век	198
Баррем-альбское время	200
Альб-сеноманское время	207
Сеноман-туронское время	210
Сенон-датское время	211
Генетические типы позднемезозойских бассейнов угля Дальнего Востока	212
Угольные бассейны, сформировавшиеся в пригеосинклинальных прогибах	215
Угольные бассейны, сформировавшиеся на молодой подвижной Дунбейской платформе	218
Угольные бассейны внутренних прогибов	218
Угольные бассейны внешних прогибов	220
Прогноз позднемезозойских углей на территории Дальнего Востока	223
Выводы	231
Литература	235
Приложение. Палеогеографические схемы территории Дальнего Востока в поздне мезозое	241

Иван Иванович Шарудо

**ИСТОРИЯ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОГО
УГЛЕНАКОПЛЕНИЯ
НА ТЕРРИТОРИИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА**

Редактор
И. П. Зайцева

Художник
В. И. Кондрашкин

Художественный редактор
В. И. Шумаков

Технический редактор
Т. К. Овчинникова

Корректоры
М. П. Фомина, Л. Л. Тычкина

Сдано в набор 8 декабря 1971 г. Подписано к печати
1 сентября 1972 г. МН 01047. Бумага тип. № 2. Ф-т
70×108^{1/16}. 15,75 печ. л., 22 усл. печ. л.+2 вкл., 19,8 уч.-изд. л.
Тираж 700 экз. Заказ № 135. Цена 2 р. 30 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение, Новоси-
бирск-99, Советская, 18.

4-я типография, изд-ва «Наука». Новосибирск, 77,
ул. Станиславского, 25.