ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ТИПЫ УГЛЕЙ СССР

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ (ВСЕГЕИ)

552.57

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ТИПЫ УГЛЕЙ СССР

1263

МОСКВА, НЕДРА 1975

УДК 552.573/.576(47+57)

Петрографические типы углей СССР. М., «Недра», 1975 248 с. с ил. (М-во геологии СССР. Всесоюз. ордена Ленина науч.-исслед. геолог. ин-т).

В книге приводится обобщение и систематизация фактического материала по макро-, микроструктуре и вещественно-петрографическому составу углей, а также распределению генетических классов и типов углей в угольных пластах бассейнов различного генезиса и геологического возраста.

Освещены на современном научном уровне следующие разделы петрологии углей: микрокомпоненты углей и их свойства на всех стадиях углефикации, минеральные включения в углях, вещественно-петрографические типы и разновидности углей различных генетических классов и их свойства на всех стадиях углефикации, микрокомпоненты и типы углей из зон контактового метаморфизма, роль генетических классов и типов углей в пластах различных угленосных формаций и закономерности их развития во времени — по эпохам угленакопления.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов: геологов-угольщиков, углепетрографов, углехимиков и литологов.

Табл. 31, ил. 8+57 фототабл., список лит. — 340 назв.

Под редакцией А. А. ЛЮБЕР.

Авторы: А. И. ГИНЗБУРГ, Е. С. КОРЖЕНЕВСКАЯ, И. Б. ВОЛКОВА, Л. А. БОГДАНОВА, И. Э. ВАЛЬЦ, Н. М. КРЫЛОВА, А. В. ЛАПО, Г. П. ВЫРВИЧ, В. В. КРАПИВЕНЦЕВА.

П $\frac{20805-266}{043(01)-75}$ 71—75

©Издательство «Недра», 1975

ПРЕДИСЛОВИЕ

В настоящее время геологическое исследование угольного бассейна, месторождения и разведка отдельного шахтного поля немыслимы без петрографического изучения углей. Наряду с выяснением таких вопросов, как условия образования углей и угольных пластов, их стратиграфии и синонимики, прогноза выдержанности состава угольных пластов и характеристики рассеянного органического вещества пород, данные углепетрографических исследований помогают решению многих прикладных задач: определению качества угля, разработке схем обогащения, установлению рациональных путей использования углей в народном хозяйстве.

Теоретическим вопросам петрологии посвящены работы Ю. А. Жемчужникова [107, 108, 113], «Атлас микроструктуры углей СССР» [13], З. В. Ергольской [102, 104], Ю. А. Жемчужникова и А. И. Гинзбург [121], И. И. Аммосова с соавторами [232, 235]. Издан ряд атласов углей: нижнего и среднего карбона Донецкого и Подмосковного бассейнов, Камской угленосной площади, верхнего палеозоя Кузнецкого бассейна, триас-юрских месторождений Восточного Урала и Казахстана (Челябинский и Тургайский бассейны), месторождений Кавказа различного возраста, палеоген-неогеновых углей Днепровского и Южно-Уральского бассейнов. Опубликованные книги и статьи по отдельным вопросам углепетрографии в значительной мере отражают современное состояние петрологии углей, однако не содержат обобщения и систематизации всего материала, накопившегося за последние годы.

Теоретическое осмысливание этого материала явилось неотложной задачей современного этапа развития углепетрографии. В связи с этим и возникла необходимость постановки во ВСЕГЕИ работы «Петрографические типы углей СССР» (ответственный исполнитель А. И. Гинзбург).

В работе предусматривались: а) анализ ранее накопленных данных на основе новейших представлений в области петрологии углей; б) проведение некоторых специальных дополнительных исследований по отдельным вопросам углепетрографии, для более полного объяснения закономерностей изменения качества углей и строения угольных пластов главнейших угольных бассейнов и месторождений СССР; в) обобщение и систематизация фактического материала по макро-, микроструктуре и вещественно-петрографическому составу углей, распределению генетических классов и типов углей в угольных пластах бассейнов различного генезиса и геологического возраста; г) выявление актуальных вопросов в петрологии углей, подлежащих исследованию в ближайшие годы.

В монографии освещены на современном научном уровне следующие главнейшие разделы петрологии углей.

1. Микрокомпоненты углей и их свойства на разных стадиях углефикации. В связи с широким применением метода глубокого разделения углей в тяжелых жидкостях и возросшим интересом к исходному растительному материалу микрокомпонентов, эта область углепетрологии в последние годы развивалась особенно интенсивно. Первая часть монографии представляет собой сводку исследований микрокомпонентов углей СССР. В ней предложена схема классификации микрокомпонентов, учитывающая их исходный материал и химико-петрографические особенности в углях разных групп углефикации.

2. Минеральные включения в углях.

3. Вещественно-петрографические типы и разновидности углей различных генетических классов и их свойства на всех стадиях углефикации. В монографии предложена уточненная схема вещественно-петрографической классификации гумолитов, сапрогумолитов и сапропелитов. Новым является разделение углей по степени восстановленности и введение понятия углефикационного ряда с указанием степени различимости тех или иных классификационных подразделений на определенных стадиях углефикации. Все многообразие углей СССР, уникальное по набору типов и разновидностей, по возрасту и по стадиям вторичных изменений описано в терминах новой классификации.

4. Микрокомпоненты и типы углей из зон контактового метаморфизма.

5. Распределение генетических классов и типов углей в пластах различных угленосных формаций и их изменение в геологической истории. На основании разработанной схемы типизации угольных пластов по их вещественно-петрографическому составу исследована эволюция типов угольных пластов от девона до неогена. В этом разделе монографии впервые произведена детальная петрографическая характеристика угольных пластов разного типа и генезиса, сделана первая попытка количественно оценить распределение типов угольных пластов разного петрографического состава, мощности и строения по эпохам углеобразования в пределах СССР.

К монографии прилагается атлас микрокомпонентов, минеральных включений, типов и разновидностей углей (с учетом их возрастной и углефикационной принадлежности). Большой иллюстративный материал позволяет более полно и наглядно обосновать теоретические положения работы.

Монография написана большим коллективом углепетрографов. Вероятно, читатель почувствует некоторые различия в смысловых и терминологических оттенках отдельных понятий у разных авторов; они неизбежны в коллективной работе и вряд ли помешают ее целостному восприятию.

Кроме основных исполнителей, в написании разделов, посвященных характеристике гелитолитов, фюзенолитов и микстогумолитов, принимали участие А. Б. Алексеева, Л. В. Клитина и Е. И. Фокина, которым авторы приносят большую благодарность. В техническом оформлении работы, особенно ее иллюстративного материала, принимали участие Э. А. Александрова, А. П. Реус, Б. Т. Шапков. Препараты из углей были изготовлены А. С. Чистяковой, Т. Н. Николаевой и О. И. Дудкиной.

Особенную благодарность авторы приносят Н. В. Шабарову, который прочитал рукопись и высказал ряд ценных замечаний.

ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ И ТЕРМИНЫ ПЕТРОЛОГИИ УГЛЕЙ

Ископаемый уголь представляет собой твердую горючую осадочную породу растительного происхождения, содержащую минеральные примеси (до 50%) и залегающую в виде пластообразных залежей. Он состоит из микрокомпонентов преимущественно органического фитогенного происхождения. Внешний вид и физические свойства угля дают большой и многосторонний материал для его генетической и качественной характеристики. Изучение характера переслаивания различных по внешнему виду углей помогает определить условия образования угольного пласта, качество углей, а в ряде случаев — и практическую ценность месторождения. Еще больше сведений о качестве углей,

генезисе и практическом использовании дает их микроструктура, вещественно-петрографический состав на определенной стадии углефикации в увязке с данными химии и технологии. Большие успехи достигнуты в исследовании физических свойств углей и оптических свойств микрокомпонентов [177, 209, 210, 252, 260, 278, 279].

Макроструктура. В большинстве случаев угли макроскопически не вполне однородны, а состоят из нескольких составных частей (ингредиентов), которые на плоскостях, перпендикулярных наслоению, различаются невооруженным глазом. Ингредиенты имеют форму вытянутых по наслоению линзочек, полосок или слойков. В 1919 г. М. Стопс подразделила ингредиенты углей на фюзен, витрен, кларен и дюрен. В 1954 г. в системе Стопс—Геерлен ингредиенты были переименованы в литотипы [232]. В настоящей работе термин «литотип» не используется.

Простые ингредиенты представляют единые растительные фрагменты, видимые без микроскопа, залегающие в угле в виде ограниченных по размерам линз и включений и состоящие в основном из одной группы микрокомпонентов, например витринита или значительно реже фюзинита. Сложные ингредиенты залегают в виде полос, протягивающихся на незначительные расстояния; они состоят из нескольких групп микрокомпонентов — двух, трех, четырех и более (табл. 1). Под макроструктурой [108, 113] понимается сочетание видимых простым глазом в вертикальном изломе углей различных по величине, форме и вещественно-петрографическому составу ингредиентов (составных частей).

Таблица 1

Разделение гумусовых углей по макроструктуре [121]

Род углей по количеству составных частей (ингредиентов)	Вид углей по характеру ингредиентов	Разновидность углей по толщине включенных ингредиентов	Примечание
Однородные (один ингредиент)	Однородные (один сложный ингредиент)	—	—
Неоднородные (не менее двух ингредиентов)	Полосчатые (один сложный ингредиент и один или два простых)	Штриховатая, тонко-, средне- и грубополосчатая	В зависимости от насыщенности основы угля простыми ингредиентами различаются густо-, умеренно- и редкоштриховатые или густо-, умеренно- и редкополосчатые микроструктуры
	Комплексно-полосчатые (два сложных ингредиента, могут присутствовать и простые)	Тонко-, средне- и грубополосчатая	

По макроструктуре все угли подразделяются на две группы: однородные и неоднородные, или полосчатые в широком смысле слова (см. табл. 1). «Однородный» и «полосчатый уголь» — термины, указывающие на разнородный состав угля, а не только на расположение составных частей в виде полос.

Макроскопически, начиная с плотных бурых углей, различаются следующие (табл. 2) составные части (ингредиенты).

Элементы макро- и микроструктуры, как правило, не совпадают. Однородный по внешнему виду уголь обычно имеет сложный вещественно-петрографический состав.

Микроструктура. Под микроструктурой в настоящей монографии понимается сочетание, распределение и соотношение микрокомпонентов в ископаемом угле. Различаются микроструктура с равномерным, групповым и микрополосчатым распределением микрокомпонентов.

Таблица 2

Составные части углей (ингредиенты), различимые макроскопически

Обозначения, принимаемые в данной монографии	Старые обозначения	Примечание
Витрен	Витрен	Названия простых ингредиентов не изменены
Фюзен	Фюзен	
Гелит	Кларен	Обозначения сложных ингредиентов, различимых макроскопически, соответствуют названию подклассов по вещественно-петрографической классификации, они лишь примерно совпадают со старыми наименованиями
Гелитит	Дюрено-кларен	
Фюзитит	Кларено-дюрен и частично дюрен фюзинитовый	
Фюзит	Дюрен фюзинитовый	
Липоидитит	Кларено-дюрен и частично дюрен липоидный	
Липоидит	Дюрен липоидный, липтобиолит	
Микстогумитит	Кларено-дюрен смешанного состава	
Микстогумит	Дюрен смешанного состава	

При микрополосчатом распределении микрокомпонентов целесообразно, подобно Л. И. Сарбеевой [257], М. М. Лифшиц и Г. П. Вырвич [199], указывать на сочетания микроингредиентов, толщина которых колеблется в интервале 0,3—0,5 мм. Их предлагается обозначать терминами вещественно-петрографической классификации углей, но с индексом «м-», указывающим, что это микроингредиент (например, м-гелит, м-липоидо-гелит, м-фюзинито-гелит, м-липоидо-фюзинито-гелит, м-липоидо-гелитит, м-фюзинито-гелитит, м-фюзинито-липоидогелитит и т. д.).

По величине микрокомпонентов (или степени их раздробленности) выделяется ряд микроструктур: фрагментарная — длина микрокомпонентов более 0,02 мм, аттритовая — длина микрокомпонентов менее 0,02 мм. Выделяются также фрагментарно-аттритовые и аттритово-фрагментарные микроструктуры. В первом случае преобладающий компонент имеет аттритовую размерность, во втором — фрагментарную. Возможно выделение крупноаттритовых микроструктур, если величина частичек того или иного вещества колеблется в пределах 0,01—0,2 мм и мелкоаттритовых — менее 0,01 мм.

Текстура. По Ю. А. Жемчужникову и А. И. Гинзбург [112, 113, 121], под текстурой понимается расположение (распределение) компонентов угля вне зависимости от их величины, формы и вещественно-петрографического состава. Наиболее распространенными текстурами углей являются слоистая и массивная. Кроме слоистой текстуры, в углях нередко наблюдается зернистая текстура, обязанная мелкой комковатости органического материала некоторых матовых углей, и листоватая, связанная с накоплением и сплющиванием стеблей и листьев.

Слоистость тесно связана с условиями накопления и происхождения исходного органического вещества и его первичным диагенезом. Чаще всего слоистость является отражением неравномерности осадкообразовательного процесса. Полосчатость же связана с участием в угле ингредиентов разного вещественно-петрографического состава.

Вещественно-петрографический (или петрографический) состав углей. Под вещественно-петрографическим составом угля (среднепла-

стовой, среднепачковой или штуфовой пробы) следует понимать содержание микрокомпонентов угля и минеральных компонентов. Вещественно-петрографический состав угля определяется под микроскопом путем подсчета в обычных шлифах, шлифах из мелочи, аншлифах или аншлифах-брикетах. Такое определение характеризует свойства угля.

В тех случаях, когда речь идет о пласте, в строении которого участвуют слои и пачки, сложенные углями различного вещественно-петрографического состава, целесообразно говорить, что пласт неоднороден по петрографическому составу и представляет собой чередование различных вещественно-петрографических типов, подклассов или классов.

Петрографический тип угля. Еще в 1937 г. Ю. А. Жемчужников [110] предложил разделять угли на петрогенетические типы, в отличие от ингредиентов, предложенных М. Стопс. По Ю. А. Жемчужникову и А. И. Гинзбург [121], под петрографическим типом или подтипом угля следует понимать уголь определенного петрографического состава с переменными на разных стадиях метаморфизма физическими и химическими свойствами. Петрографический тип и в особенности подтип обладают комплексом признаков, отражающих условия его накопления и первичного превращения. Из такого определения следует, что петрографический тип угля и особенно подтип соответствуют понятию петрогенетического типа. Типы и подтипы углей могут слагать слои, пачки и целые пласты.

В настоящей монографии в классификации углей имеется несколько подразделений. Они не полностью соответствуют тем, которые были в старых классификациях. Петрографические типы углей выделяются по соотношению углеобразующих и второстепенных компонентов без учета структуры и состава основного углеобразующего вещества и соответствуют по объему понятий ранее выделяемым подтипам. Они обязательно должны слагать пачки, слои или целые угольные пласты. Выделение типов углей приводится по их внешнему виду в сочетании с микроскопическими исследованиями.

Углефикация. Согласно Ю. А. Жемчужникову [114], под углефикацией нами понимается превращение торфа в уголь и дальнейшее изменение этого угля в течение геологической истории.

Термин «углефикация» в отечественную литературу был введен З. В. Ергольской [102].

До последнего времени принималось положение, что на соотношение групп микрокомпонентов, определявшихся в торфяную стадию, углефикация существенно не влияет [102]. Происходят лишь значительные качественные изменения угля. За последние годы появились фактические данные и различного рода предположения, что в процессе диагенеза и углефикации происходят дополнительные изменения вещественно-петрографического состава угля. В. Н. Нестеров [217] и Г. Д. Петровский [229] высказывали предположение, что в процессе углефикации и метаморфизма происходит увеличение количества микрокомпонентов группы фюзинита. Сравнительный анализ углей различных генетических классов позволяет высказать предположение, что в период седиментогенеза лигнино-целлюлозная часть растительного материала, а возможно, и липоидная его часть прошли предварительную биохимическую подготовку для дальнейшего превращения и оформления в микрокомпоненты группы витринита и фюзинита. В процессе диагенеза и углефикации это вещество, кроме физико-химических изменений, меняет свои морфологические формы, и из аттритового в малоуглефицированных углях, особенно в бурых ($Б_1$), оно превращается в более гомогенное в углях средних и высоких стадий углефикации [165]. Аналогичные явления фиксируются и в микрокомпонентах групп семифюзинита и фюзинита. Так, в фюзенолитах буроугольной стадии

углефикации имеет место отчетливое преобладание семифюзинита над фюзинитом. В углях более высоких стадий углефикации фюзинита больше, а семифюзинит по своим свойствам приближается к фюзиниту.

В углефикационном ряду выделяются следующие стадии углефикации: буроугольная — Б(0), длиннопламенная — Д(I), газовая — Г(II), жирная Ж(III), коксовая — К(IV), отощенно-спекающаяся — ОС(V), тощая — Т(VI), полуантрацитовая — ПА(VII), антрацитовая — А(VIII). Более дробное подразделение на подстадии при характеристике классов углей не предусматривается. Стадии углефикации не отождествляются с понятием марка углей. Согласно Л. И. Сарбеевой [141], к слабоуглефицированным относятся бурые угли, к низкоуглефицированным (низкометаморфизованным) — переходные от бурых к длиннопламенным, длиннопламенные и газовые, к среднеуглефицированным (среднеметаморфизованным) — жирные, коксовые и отощенно-спекающиеся, к высокоуглефицированным (высоко метаморфизованным) — тощие, полуантрациты и антрациты.

Химические показатели углей. Химическими показателями, определяющими качественные различия углей и направления их использования в промышленности, являются: зольность, содержание серы и фосфора, выход летучих веществ, элементарный состав и теплота сгорания, а также выход продуктов экстракции и сухой перегонки. Для бурых углей, кроме того, важное значение имеет их влажность, для коксовых углей — показатели спекаемости: толщина пластического слоя и усадка. Для антрацитов и полуантрацитов дополнительным показателем служат механическая прочность и объемный выход летучих веществ.

Часть первая

МИКРОКОМПОНЕНТЫ ИСКОПАЕМЫХ УГЛЕЙ

Глава 1. КЛАССИФИКАЦИЯ МИКРОКОМПОНЕНТОВ УГЛЕЙ

Первоначально для обозначения микросоставляющих углей применялись термины «ингредиент», «форменные элементы» и «основная масса». В 1935 г. М. Стопс [334] предложила для обозначения элементарных составных частей углей термин «мацерал» по аналогии с минералами неорганических пород. В отличие от минералов, характеризующихся определенными оптическими константами, мацералы углей разных групп углефикации имеют большой диапазон изменения физических и химических свойств. В 1942 г. Дж. Г. Кэди [302] был предложен термин «фитерал» для обозначения растительных остатков в угле. В его определение не входит требование вещественной однородности [182]. Едиными фитералами, например, являются углефицированные листья или спорангии, т. е. целые органы растений (или их фрагменты), нередко представляющие собой сочетание нескольких микрокомпонентов. В ранних классификациях наименования микрокомпонентов отражали их ботаническую сущность [106, 107, 108]. В более поздней классификации Ю. А. Жемчужникова [113, 121] терминология приобрела более петрографический характер, что облегчило ее использование применительно к углям всей гаммы углефикации. Крайним выражением представления о микрокомпонентах, как о чисто петрографических составляющих угля, является формулировка И. И. Аммосова, который считает, что органические микрокомпоненты распознаются под микроскопом как отдельные составные части угля, микроскопически однородные, образовавшиеся в основном из одинакового исходного материала и в одинаковых угловиях превращения [232]. Классификация И. И. Аммосова вошла в ГОСТ 9414—60 (табл. 3). Назначение этой классификации прикладное [82].

В 1955 г. И. Э. Вальц [38] предложила разработанную на материале слабо- и среднеуглефицированных углей классификацию микрокомпонентов по элементам исходного материала (см. табл. 3). Она считает, что микрокомпоненты — это мельчайшие морфологические составные части или элементы исходного материала углей, обладающие определенными и отчетливыми микроструктурными признаками и изменчивыми в процессе метаморфизма химическими свойствами. Для бурых углей ГОСТ 12112—66 [83] была принята классификация, предназначенная для решения прикладных задач.

Сопоставление основных классификаций микрокомпонентов показывает, что: 1) они не отражают разнообразия микрокомпонентов во всех группах углефикации; 2) понятие микрокомпонента не соответствует понятию минерала; 3) классификации разработаны преимущественно на материале слабо- и среднеуглефицированных углей и механически распространены на угли всей гаммы углефикации; 4) авторы классификаций исходят из представлений о формировании микрокомпонентов в торфяную стадию.

Классификация микрокомпонентов углей различных групп углефикации. В ее основу положено представление о том, что микрокомпоненты — это элементарные составляющие угля, имеющие однородный состав (при увеличении 300—500 раз), образованные из одного исходного материала и обладающие постоянством петрографических признаков, физических свойств и химического состава (табл. 4). Такая трак-

Таблица 3

Сопоставление классификаций микрокомпонентов углей

По Ю. А. Жемчужникову, А. И. Гинзбург, 1960 [121]		По И. Э. Вальц, 1956 [38]		ГОСТ 12112–66 Угли бурые [83]		ГОСТ 9414–60 Угли каменные [82]		Система Стопс-Геерлен, 1935 [213]	
Группа	Микрокомпонент	Группа	Микрокомпонент	Группа	Микрокомпонент	Группа	Микрокомпонент	Группа	Микрокомпонент
Гелифицированные	Ксилен	Продукты гелификации	α-лигнитит α-ксилинит α-паренхит	Витринит	Ксилинит*	Витринит	Телинит	Витринит	Телинит
	Ксиловитрен		β-лигнитит β-ксилинит β-паренхит		Паренхинит**				
	Структурный витрен		γ-лигнитит γ-витринит γ-паренхит		Феллинит (Телинит)				
	Бесструктурный витрен		Δ-лигнитит Δ-витринит Δ-паренхит		Не выделяются				
	Основная масса		лигно-витро-ксило-паренхо- аттрит		Аттринит				
			лигно-витро-ксило паренхо- десмит		Телоколлинит Коллинит		Коллинит		Коллинит
Не выделяется						Семивитринит	Семителинит семиколлинит микстинит	Не выделяется	
Слабофюзенизированные	Семифюзен и семиксилофюзен Семиксиловитренофюзен Семивитренофюзен Основная масса (полупрозрачная)	Продукты гелификации и последующей слабой фюзенизации	α-, β-семифюзинит	Семинит***	Телосеминит	Фюзинит	Семифюзинит	Интертинит	Семифюзинит
	Округлые тела		β-семифюзинит γ-, Δ-семифюзинит Семифюзено-аттрит		Аттросеминит				
			Семифюзено-десмит Не выделяются		Коллосеминит Не выделяются				
Фюзенизированные	Фюзен Ксилено-фюзен Ксиловитрено-фюзен Витрено-фюзен Основная масса (непрозрачная) Округлые тела	Продукты гелификации и последующей сильной фюзенизации	α-фюзинит β-фюзинит γ-фюзинит Δ-фюзинит Фюзено-аттрит Фюзено-десмит α-, β-, Δ-нигросклеротинит	Фюзинит	Телофюзинит Аттрофюзинит Коллофюзинит Склеротинит		Фюзинит Микринит Склеротинит		Фюзинит Микринит Склеротинит
Кутиновые	Пыльца Споры Кутикула Суберинизированная кора	Липоидные	Экзинит Кутинит Суберинит	Лейптинит	Спорополлинит Кутинит Суберинит	Лейптинит	Споринит Кутинит Не выделяется	Экзинит	Споринит Кутинит Не выделяется
Смоляные	Смоляные тела Смолоподобные образования		Резинит		Резинит		Резинит		Резинит
Водорослевые	Водоросли Основная масса (водорослевая)		Не рассматриваются	Альгинит	Тальгинит Кальгинит	Альгинит	Альготелинит Альгоколлинит	Альгинит	Не выделяются
Склероции (хитиновые)		Ортосклеротинит		Включается в состав склеротинита					

* В классификации И. Э. Вальц соответствует α- и β-лигнититам и ксиленитам.
** В классификации И. Э. Вальц соответствует α- и β-паренхитам.
*** Группа семинита, кроме семифюзинита, включает и группу семивитринита ГОСТ 9414–60.

Таблица 4

Схема классификации микрокомпонентов углей различных групп углефикации

Класс по исходному растительному материалу	Микрокомпоненты из растительных остатков с повышенным содержанием липоидов		Микрокомпоненты из растительных остатков лигнинно-целлюлозного состава				Микрокомпоненты из остатков грибов	Микрокомпоненты неясной природы			
Группа и подгруппа микрокомпонентов	Альгиниты (Alg)	Липоидиниты (L)	Витриниты (Vt)		Фюзиниты (F)		Склеротиниты (S)	Корпо-витриниты	Группа микринита		Графтиниты
					Ортофюзиниты (OrtF)	Семифюзиниты (SF)					
Общий габитус	Обособленные тела и бесформенное вещество	Обособленные тела и аттрито-липоидиниты	Фрагменты	Вмещающее вещество	Фрагменты и аттриты						
Обозначения микрокомпонентов в углях разных групп углефикации	Альгиниты-Б$_{1-2}$ (талломо-альгинит и колло-альгинит)	Липоидиниты-Б$_{1-2}$*	Витриниты Б$_{1-2}$: α-, β-, γ-телинит-Б$_{1-2}$*** Δ-витринит-Б$_{1-2}$	аттрито-витринит-Б$_{1-2}$ десмито-витринит-Б$_{1-2}$ допплеринит	Фюзиниты-Б·Д·Г: α-, β-ортофюзиниты-Б·Д·Г (ксило-ортофюзинит, филло-ортофюзинит, спорango-ортофюзинит) и аттрито-ортофюзинит-Б·Д·Г	α-, β-, γ-семифюзиниты-Б·Д·Г (ксило-семифюзинит, филло-семифюзинит, спорango-семифюзинит) и аттрито-семифюзинит-Б·Д·Г	плектехимо-склеротиниты	витриниты	микриниты	микриниты	Не установлены: ниты; тиниты
	Альгиниты-Б$_3$ (талломо-альгинит, колло-альгинит)	Липоидиниты-Б$_3$*	Витриниты-Б$_3$: α-, β-, γ-телинит-Б$_3$*** Δ-витринит-Б$_3$	аттрито-витринит-Б$_3$ десмито-витринит-Б$_3$ допплеринит							
	Альгиниты-Д (талломо-альгинит и колло-альгинит)	Липоидиниты-Д*	Витриниты-Д: α-, β-, γ-телинит-Д*** Δ-витринит-Д	аттрито-витринит-Д десмито-витринит-Д							
	Альгинит-Г (талломо-альгинит, колло-альгинит?)	Липоидиниты-Г*	Витриниты-Г: α-, β-, γ-телинит-Г*** Δ-витринит-Г	аттрито-витринит-Г десмито-витринит-Г							Не установлены
	Альгиниты-Ж (талломо-альгинит, колло-альгинит?)	Липоидиниты-Ж**	Витриниты-Ж: α-, β-, γ-телинит-Ж*** криптотелинит-Ж Δ-витринит-Ж	коллиниты-Ж** аттрито-витринит-Ж десмито-витринит-Ж	Фюзиниты-Ж·К: α-, β-ортофюзиниты-Ж·К (ксило-ортофюзинит, филло-ортофюзинит) и аттрито-ортофюзинит-Ж·К	α-, β-, γ-семифюзиниты-Ж·К (ксило-семифюзинит, филло-семифюзинит) и аттрито-семифюзинит-Ж·К	Орто-склеротиниты, споро-склеротиниты, гифо-склеротиниты,	Корпо-	Корпо-	Десмито-	Микри
	Альгиниты-К (талломо-альгинит)	Липоидиниты-К**	Витриниты-К: телиниты-К криптотелиниты-К Δ-витринит-К	коллинит-К аттрито-витринит-К							
	Не установлены	Липоидиниты-ОС**: Витриниты: теллиниты-ОС крипто-телиниты-ОС Δ-витринит-ОС		коллинит-СО аттрито-витринит-ОС	Фюзиниты-ОС·Т: α-, β-ортофюзиниты-ОС·Т и аттрито-ортофюзинит-ОС·Т	α-, β-, γ-семифюзиниты-ОС·Т и аттрито-семифюзинит-ОС·Т				Не установлены	β-, λ-, μ-опакоидиниты
		Липоидиниты-Т (макроспоринит, микроспоринит?, кутинит?): Витриниты-Т: телиниты-Т крипто-телиниты-Т Δ-витринит-Т		коллинит-Т аттрито-витринит-Т							
		Липоидинита-ПА (макроспоринит, микроспоринит, кутинит?): Витриниты-ПА: телиниты-ПА крипто-телиниты-ПА Δ-витринит-ПА		коллинит-ПА аттрито-витринит-ПА	Фюзиниты-ПА: α-, β-ортофюзиниты-ПА аттрито-ортофюзинит-ПА	α-, β-, γ-семифюзиниты-ПА аттрито-семифюзинит-ПА				Не установлены	
	Альгиниты-А (?) (проблематичные)	Липоидиниты-А (макроспоринит, микроспоринит?, кутинит, резинит?): Витриниты-А: телиниты-А крипто-телиниты-А Δ-витринит-А		коллинит-А аттрито-витринит-А	Фюзиниты-А: α-, β-ортофюзиниты-А аттрито-ортофюзинит-А	α-, β, γ-семифюзиниты-А аттрито-семифюзинит-А					Графи

* Макро- и микроспоринит, кутинит, суберинит, резинит и аттрито-липоидинит.
** Макро- и микроспоринит, кутинит, резинит, аттрито-липоидинит.
*** Лигнитит (главным образом в бурых углях), ксилинит, филло-паренхинит, феллинит, склеренхинит, спорango-витринит и др.

товка отличается от определений, допускающих для каждого микрокомпонента большой диапазон различий в свойствах и химическом составе. При диагностике микрокомпонентов основными должны являться оптические методы (определение отражательной способности, показателей двуотражения, преломления, степени анизотропности, цветности и прозрачности), некоторые физические свойства (микротвердость, плотность, интервал распределения и положение фракции-максимума при разделении углей в тяжелых жидкостях, характер свечения в ультрафиолетовом свете и др.).

Микрокомпоненты подразделены на четыре класса по исходному растительному материалу, классы — на группы, которые состоят из микрокомпонентов, различающихся по общему габитусу, анатомо-морфологическим признакам исходного растительного остатка (паренхима, древесина, пробковая ткань и др.) и степени сохранности клеточного строения, а в гамме углефикации — по петрографическим и оптическим признакам. Химические различия микрокомпонентов, наиболее четко проявляющиеся в углях слабых углефикаций, в значительной мере обусловлены разницей в исходном растительном материале микрокомпонентов разных классов (см. табл. 4).

Липоиды (или липиды) растений [220] — растительные жиры, воска, смолы, эфирные масла, а также суберин, кутин и спорополенин — характеризуются высоким содержанием углерода (до 75—85%) и водорода (11—14%). Спорополенин [46] содержит углерода 65—68%, водорода 8,6—9,0%, кислорода 22,4—26,0%. По сравнению с липоидами целлюлоза и белковые вещества имеют более низкое содержание углерода (44—55%) и водорода (6—7%). Повышенное содержание азота характерно для белковых соединений — 15—19% (в лигнине 2—3%).

Особенностью высших растений является преобладание в них лигнина (кроме мхов) и углеводов. Для водорослей характерно отсутствие лигнина, незначительное содержание углеводов и преобладание жиров и белковых веществ. Значительные различия обнаруживают растения по содержанию и составу зольной части [45, 108, 157, 281]. У филогенетически продвинутых форм зольность, как правило, выше. В водных растениях она выше (10—30%, иногда до 60%), чем у наземных. Среди болотных растений хвощи являются концентраторами кремния, а плауны — алюминия. Грибы [241] особенно богаты фосфором (до 40—50% P_2O_5 в золе). Цветковые растения содержат больше азота и кальция, чем голосеменные и споровые [292].

В классе микрокомпонентов, образовавшихся из растительных остатков с повышенным содержанием липоидов, выделены две группы: альгиниты и липоидиниты. Для микрокомпонентов, сформировавшихся из лигнинно-целлюлозных тканей, сохранено разделение на группы витринита и фюзинита (ГОСТ 9414—60). Термин «фюзинит» употребляется нами только для обозначения всей группы, основной ее компонент, совершенно непрозрачный, называется ортофюзинитом, от греческого слова ортос — истинный (т. е. типичный фюзинит). В отличие от ГОСТ 9414—60 [82] и ГОСТ 12112—66 [83] в группе фюзинита оставлены только фюзенизированные лигнинно-целлюлозные ткани. Склеротиниты и микриниты в нее не включены.

Группа склеротинита объединяет микрокомпоненты, образовавшиеся из остатков грибов и их спор. Для склеротинитов, образовавшихся из гиф и мицелия, можно использовать термин «гифо-склеротинит», из спор — «споро-склеротинит». И. Н. Дроздова [93] использует термин К. Бенеша [300] «фунгинит», точнее передающий ботаническую природу микрокомпонентов грибного происхождения.

Микрокомпоненты неясной природы в предлагаемой классификации включают (см. табл. 4): корпо-витриниты; микриниты; графити-

ниты. К корпо-витринитам отнесены овальные, округлые и округло-угловатые тела витринитового облика; для которых М. Тайхмюллер предложила следующие термины: «корпо-гуминит» для бурых углей (от латинского corpus — тело) и «корпо-витринит» для каменных [320]. Аналогичные тела, но по цвету, рельефу и отражательной способности близкие к компонентам группы фюзинита, названы корпомикринитом и отнесены в группу микринита. В эту группу, кроме собственно микринита, включены непрозрачный десмит (десмито-микринит) и своеобразные образования, названные нами опакоидинитами [165]. К микрокомпонентам неясной природы отнесен также графитинит [23, 27].

В группе витринита выделяются фрагментарные микрокомпоненты в виде обособленных фрагментов различных размеров и бесформенное вещество, вмещающее или цементирующее другие микрокомпоненты. Оно состоит из бесструктурного однородного вещества или представляет собой аттрит. Среди витренизированных компонентов различают структурные витриниты (телиниты); бесструктурные, или Δ-витриниты и скрытоструктурные, или крипто-телиниты (см. табл. IX, 1, 2). В последних клеточная структура выявляется в результате травления или при скрещенных николях в пр. или отр. св.[1] В некоторых отечественных классификациях к телиниту неправильно относят Δ-витринит. По постановлению Номенклатурной комиссии [213] пользоваться термином «телинит» можно только для обозначения вещества клеточных стенок витренизированных компонентов, что мы и делаем при описании микрокомпонентов.

Для обозначения структур фрагментарного витринита с разной сохранностью клеточного строения использованы греческие буквы α, β, γ и Δ, как это предложено И. Э. Вальц [38]. α-телинит — разновидность, имеющая хорошую сохранность клеточного строения, например α-ксилинит (см. табл. VII, 1, 2). Полости клеток пустые или заполнены минеральным или органическим веществом, отличающимся от вещества стенок, например резинитом. По классификации И. Э. Вальц, α-телинит с полостями клеток, заполненными резинитом или иным органогенным веществом, относится к γ-структурам (см. табл. VIII, 5, 6, 7). Это не соответствует пониманию микрокомпонентов углей как элементарных составляющих, однородных по веществу. По нашему мнению, γ-телинит — это только такая разновидность структурного витринита, в которой клеточные полости отсутствуют (см. табл. VIII, 13). β-телинит — разновидность с неотчетливым клеточным строением и своеобразной комковатостью (см. табл. IV, 1, 2; VII, 9). Кое-где в β-телините видны одиночные клеточные полости и просветы между клетками (см. табл. VII, 4). Δ-витринит в пр. и отр. св. даже при скрещенных николях не обнаруживает клеточного строения (см. табл. VI, 2; VIII, 1, 2, 3). К Δ-витриниту термин «телинит» не применим.

Для углей Ж, К и сильнее углефицированных дробная классификация витринита не всегда нужна. Витринит этих углей целесообразно классифицировать по особенностям их оптических свойств.

В группе фюзинита по сохранности клеточного строения выделяются: 1) α-орто и α-семифюзиниты (см. табл. X, 1, 2, 5, 6, 8) с хорошо сохранившимся клеточным строением и полостями клеток, иногда заполненными минеральным или органическим веществом; 2) β-орто и β-семифюзиниты с неотчетливой сохранностью клеточного строения; 3) γ- орто и γ-семифюзиниты с отчетливым клеточным строением, но с сильно сдавленными и плотно сжатыми стенками клеток. Разграничение микрокомпонентов группы фюзинита по сохранности клеточного строения достоверно только в отр. св. В мезозойских углях многие фю-

[1] Здесь и далее пр. св. — проходящий свет, отр. св. — отраженный свет.

зиниты, в пр. св. не имеющие признаков клеточного строения и кажущиеся однородными (Δ-структура, по И. Э. Вальц), в отр. св. оказываются α- и β-фюзинитами.

Витринит в виде бесструктурного цементирующего или вмещающего вещества подразделяются на: 1) аттрито-витринит — мелкие обломки витренизированных клеточных стенок тканей, отдельные клетки и группы клеток (см. табл. VII, 7; IX, 1, 2); 2) десмито-витринит — продукт предельного остудневания растительных тканей, лишенный признаков первоначального строения клеточной ткани (см. табл. VII, 13, 14; XIII, 5, 6, 7); 3) коллинит — однородное вещество, залегающее в виде цемента между другими микрокомпонентами. Коллинит характерен для средне- и сильноуглефицированных углей (см. табл. VII, 11). Аттрито-витриниты и десмитовитриниты диагностируются в углях слабой и средней углефикации (до Ж включительно) в пр. и отр. св. В углях К, ОС, Т, ПА аттрито-витринит может быть определен только в пр. св. в скрещенных николях, а в антрацитах аттрито-витринит лучше определяется при скрещенных николях в отр. св. (см. табл. IX, 1, 2). Коллинит ЖК, К, ОС, Т и ПА, часто называемый гелифицированной основной массой, неравноценен основной массе (или десмито-витриниту) слабоуглефицированных углей. Он представляет собой микрокомпонент, образовавшийся во вторую стадию углеобразования, вследствие общей гомогенизации гелифицированного вещества. При исследовании углей К, ОС, Т, ПА в отр. св. в коллинит попадают неразличимые исходные гелифицированные и липоидные компоненты. В этих углях фрагменты Δ-витринита, криптотелинита, телинита и аттрито-витринита фиксируются в тонких двухстороннеполированных шлифах в поляризованном свете при скрещенных николях.

Диагностика микрокомпонентов предусматривает определение их ботанической природы (по анатомическим признакам исходной ткани): паренхимы, древесины, пробковой ткани и др. Определение исходных растительных остатков в средне- и сильноуглефицированных углях затруднено; лишь в антрацитах и полуантрацитах наблюдается в отраженном поляризованном свете прекрасная сохранность некоторых растительных тканей [59]. Рекомендовать как массовый метод диагностику микрокомпонентов в углях всех групп углефикации с учетом исходной ботанической природы преждевременно. Поэтому в табл. 4 даны названия витринитов и фюзинитов по природе исходной ткани только от бурых углей до жирных включительно, где могут быть установлены витриниты из древесинных и листовых тканей. Среди древесинных витринитов, по терминологии И. Э. Вальц (см. табл. 3), различаются лигнититы (желтые и оранжевые в пр. св.) и ксилиниты (красные с коричневатым или оранжевым оттенком в пр. св.). По исходной растительной ткани стебля возможно разделение лигнититов и ксилинитов на прозенхо-лигнитит и паренхо-лигнитит. Витриниты из листьев называют паренхинитами (лучше филло-паренхинитами, от греческого слова лист), из пробковой ткани — феллинитами [83, 92], из механической ткани — склеренхинитами, из лигнинно-целлюлозных тканей органов спороношения — споранговитринитами. Если диагностика исходной ткани невозможна, следует пользоваться названиями α-, β-, γ-телинит. Индивидуальные микрокомпоненты среди ортофюзинитов и семифюзинитов обычно определялись только по степени сохранности клеточного строения. Для фюзинитов из паренхимной ткани листьев предлагаются названия филло-ортофюзинит и филло-семифюзинит, из различных тканей стеблей — ксило-ортофюзинит и ксило-семифюзинит.

Для разграничения одноименных микрокомпонентов вводятся буквенные индексы, соответствующие группам углефикации. Например, альгиниты, имеющие в пр. св. бледно-желтый цвет или бесцветные,

ярко люминесцирующие, присутствующие в бурых и длиннопламенных углях, имеют индексы Б и Д (Alg-Б, Alg-Д); микрокомпоненты из такого же исходного материала, но слабопрозрачные, не люминесцирующие, в пр. св. темно-коричневые, почти черные, имеют индексы Alg-Ж, Alg-К, так как они обычно присутствуют в углях Ж и К. В большинстве случаев индексы отдельных микрокомпонентов совпадают с индексом группы углефикации угля, определяемой по петрографическим признакам. Однако в углях Ж, К и ОС наблюдаются совместно оранжевые, коричневые и даже черные (в пр. св.) [1] альгиниты и липоидиниты.

При расчленении витринита на разновидности внутри одной группы углефикации большое значение придают его оттенку, в некоторых классификациях выделяют группу семивитринита, группу слабоокисленного витринита [280] или класс семигелинита [274]. В Донбассе по оттенкам цвета принято выделять слабо-, средне- и сильновосстановленный витринит. Л. И. Сарбеева [259] обозначает последний термином «восстановит». В настоящей работе, чтобы не пользоваться подобными терминами, указывающими на не доказанную по существу причину различий в оттенках витринита, применены буквенные индексы. Витриниты нормального цвета не имеют индекса; индекс а (Vt_a-Б или Vt_a-Г) должен обозначать витринит более темно-красноватый, иногда даже коричневато-красный в пр. св., а в отр.— более светлый. Индекс в ($Vt_в$-Д или $Vt_в$-Ж) используется для обозначения витринита наиболее светлого, оранжевого в пр. св. и более темного — в отр. св. Это относится также к обозначению корпо-витринита — округлых и округло-овальных витренизированных тел неясной ботанической природы. Распознание витринитов по оттенкам цвета достоверно в углях слабой и средней углефикации вплоть до жирных и некоторых коксовых.

1263

Глава 2. ХАРАКТЕРИСТИКА МИКРОКОМПОНЕНТОВ УГЛЕЙ РАЗЛИЧНЫХ ГРУПП УГЛЕФИКАЦИИ

МИКРОКОМПОНЕНТЫ ИЗ РАСТИТЕЛЬНЫХ ОСТАТКОВ С ПОВЫШЕННЫМ СОДЕРЖАНИЕМ ЛИПОИДОВ

Альгиниты (табл. I, II)

В ископаемых углях и горючих сланцах описаны остатки колониальных водорослей типа желто-зеленых, или разножгутиковых — сем. Botryococcaceae родов *Pila* (Pz — Kz), *Reinschia* (Pz — Mz) и *Cladiscothallus* (C_1) и типа сине-зеленых — сем. Gloecapsaceae род *Gloeocapsomorpha* Zal. По мнению М. Д. Залесского [128], *Gloeocapsomorpha* Zal. является основным породообразующим компонентом ордовикского кукерсита; в последнее время это ставится под сомнение [237, 288]. К ископаемым водорослям типа желто-зеленых относили *Pastillus cellulosus* Zal. (табл. III, 6, 7), сейчас эти остатки определяются как мегаспоры [225]. В углях часто встречаются остатки водорослей не в виде альгинита, а в виде псевдоморфоз или частичных, возможно, прижизненных [223] замещений водорослей рудными, кремнистыми или карбонатными минералами (см. табл. I, 10, 15; II, 1, 2).

По общему габитусу производится разграничение на альгиниты в виде обособленных тел — талломо-альгинит (для сокращения обозначаемый как Т-альгинит или Т-Alg) и альгиниты в виде бесформенного

[1] Цвет в пр. св. везде указывается без иммерсии при одном николе, а в отр. св. — в кедровом масле при одном николе.

Библиотека

более или менее однородного вещества — колло-альгинит (К-альгинит или K-Alg). Размеры талломо-альгинитов и их форма весьма разнообразны. Т-альгинит из водорослей *Pila* (в палеозойских углях) и *Cladiscothallus* обычно имеет размеры 0,01—0,05 мм по длинной оси; в мезозойских углях встречается талломо-альгинит, имеющий размеры до 0,2—0,4 мм по длинной оси.

Характеристика альгинитов в гамме углефикации приведена в табл. 5 и 6. Люминесценция, цвет и прозрачность альгинитов в углях различных групп углефикации разные. В коксовых углях альгиниты подобны микриниту, в ОС, Т, ПА они не известны. В антрацитах альгиниты проблематичны.

Альгиниты-Б, -Д, -Г. Талломо-альгиниты-Б (см. табл. I, II) обычно сохраняют конфигурацию и строение исходных водорослей: *Gloeocapsomorpha* Z a l. (см. табл. I, 1, 7), *Pila* (см. табл. I, 3, 4, 8, 11, 12), *Cladiscothallus* (см. табл. I, 2, 9) или *Reinschia* (см. табл. I, 6, 21, 25, 26). В богхедах Подмосковного бассейна [215] альгинит из водоросли *Cladiscothallus* имеет в пр. св. светло-желтый цвет с оливковым оттенком, а из водоросли *Pila* — светло-желтый.

Колло-альгиниты-Б (см. табл. I, 13; II, 6, 12, 13, 14) менее распространены, чем талломо-альгиниты-Б [74, 269, 270]. Это бесструктурное или слегка комковатое вещество, содержащее мелкие включения десмито- и аттрито-витринита. В пр. св. оно желтое, в отр. — темно-серое.

Талломо-альгинит-Д обычно сохраняет строение и очертания исходных водорослей (см. табл. I, 22, 23, 25), но внутреннее строение их иногда неразличимо. В рельефе аншлифа талломо-альгинит-Д довольно отчетливо выступает над витринитом и колло-альгинитом (см. табл. I, 24). Включения талломо-альгинита без следов минерализации с неотчетливым строением исходной водоросли имеют двупреломление более слабое. Лучше двупреломляют включения водорослей, сохранившие четкость своего строения и, вероятно, являющиеся минерализованными. По существу они не являются альгинитом, а представляют собой псевдоморфозы по водорослям (см. табл. I, 10). Колло-альгинит-Д представляет собой вещество желтого цвета, в котором при увеличении свыше 220 раз обнаруживается неяснокомковатое строение, указывающее на происхождение колло-альгинита за счет остудневания и гомогенизации водорослей. Цвет в пр. св. желтый, при наличии глинистой примеси — серовато-желтый. В отр. св. без анализатора и при скрещенных николях он серый, близкий по цвету к талломо-альгиниту, т. е. значительно более темный, чем витринит. Люминесцирует колло-альгинит-Д очень слабо в тех же цветовых оттенках, что и талломо-альгинит-Б. В колло-альгините всегда содержится аттрито-витринит и единично рассеянные включения талломо-альгинита или его минеральные замещения.

Талломо-альгинит-Г (см. табл. I, 5, 12, 20) не люминесцирует и менее прозрачен. Двупреломление различно до полной изотропности у экземпляров, утративших строение исходной водоросли. Талло-альгинит-Г отчетливо выступает в рельефе аншлифа над коллинитом и витринитом. Очертания отчетливые, округло-эллиптические, края ровные, иногда слабоволнистые. Определение систематической принадлежности исходных водорослей весьма затруднительно и возможно только по продуктам мацерации. Достоверный колло-альгинит-Г в углях Советского Союза не описан (возможно, к колло-альгиниту-Г можно отнести микропрослои темно-коричневой основной массы, встречающиеся в некоторых сапропелито-гумитах Львовско-Волынского бассейна).

Микрокомпоненты группы альгинита слабоуглефицированных углей при разделении в тяжелых жидкостях концентрируются в наиболее легких фракциях. Показатели преломления альгинитов [74] более низкие, чем у витринитов: для талломо-альгинита-Б 1,560—1,562; для талломо-альгинита-Д 1,550—1,662. Химические анализы альгинитов-Б, -Д и -Г

Таблица 5

Петрографические признаки талломо-альгинитов в гамме углефикации

Индекс микрокомпонента	Люминесценция	В проходящем свете				В отраженном свете с иммерсией (кедровое масло)	
		без анализатора			николи +	без анализатора	николи +
		очертания	сохранность клеточного строения	степень прозрачности, цвет	двупреломление, цвет	цвет	анизотропность, цвет
T-Alg-Б$_{1-2}$	Яркая зеленовато-желтая	Сохраняют очертания исходной водоросли	Хорошая	Прозрачный, светло-желтый и бесцветный	—	Темно-оранжевый*	—
T-Alg-Б$_3$	Яркая зеленовато-желтая и голубая	То же	„	То же, желтый и зеленоватый	Незаметное, иногда низкое, от темно-серого до серого	Очень темный*, оранжевато-желтый	—
T-Alg-Д	Слабая зеленоватая и голубая	„ „	Хорошая или неотчетливая	То же, бледно-желтый	Низкое, отчетливое, от темно-серого до голубовато-серого	Буровато-коричневый*	Изотропен
T-Alg-Г	Мало данных	Округло-эллиптические, края неровные	Неотчетливая	То же, желтый, темно-желтый, коричневато-желтый	Отчетливое и низкое, от светло-серого до темно-серого, иногда изотропен	Темно-серый	То же
T-Alg-Ж	Свечения нет	Эллиптические, края ровные или волнистые	Бесструктурная	Прозрачен только в тонких участках, слабо плеохроирует в красновато-коричневых тонах	Отчетливое, от темно-коричневого до красного	Светло-серый и серый, обычно несколько темнее витринита	„ „
T-Alg-К	То же	То же	То же	Непрозрачен	Отчетливое, в тонких участках от темно-коричневого до коричневого	Слабо двуотражает от серого, до светло-серого, светлее витринита в положении посветления	Довольно отчетливая; серый на фоне изотропного витринита
T-Alg-А	„ „	Эллиптические, края ровные	„ „	В очень тонких участках плеохроирует от светло-серого до серого	Довольно отчетливое, близкое витриниту; серый и светло-серый, темнее витринита	Двуотражает в серо-белых тонах одновременно с витринитом, но слабее	Отчетливая, но слабее витринита, светло-серый

* По наблюдениям непокрытой поверхности двусторонне-полированного шлифа.

Таблица 6

Химическая характеристика альгинитов в гамме углефикации (в %)

Индекс микрокомпонента	Характеристика пробы	Бассейн, месторождение (возраст)	W^a	A^c	$S^c_{об}$	V^r	T^r	Выход спирто-бензольного экстракта	C^r	H^r	N^r
T-Alg-Б$_{1-2}$	Концентрат (79%)	Днепровский (Pg) [21]	1,16	2,26	—	93,0	—	—	76,2	10,3	0,75
Alg-Б$_3$	Богхед из водоросли *Cladiscothallus* (Т-альгинита 70%, К-альгинита 23%)	Подмосковный (C_1) [17, 62]	—	10,5	2,8	76,8	—	—	77,6	9,2	—
Alg-Б$_3$	Богхед из водоросли *Pila* (Т-альгинита 80%)	То же	3,3	6,6	3,6	86,0	67,2	0,8	79,3	10,0	1,0
Alg-Б$_3$	Богхед из водоросли *Pila* (Т-альгинита 61%, К-альгинита 30%)	» »	—	7,3	—	71,4	45,7	—	76,3	8,3	—
T-Alg-Б$_2$	Концентрат (85%)	Канско-Ачинский (J_2), Назаровское месторождение [166]	7,2	4,6	—	66,0	38,8	—	73,4	6,9	—
T-Alg-Б$_3$	Богхед, содержащий 80% Т-альгинита	Ленский, Нордвикский район (Cr_1)	7,0	3,9	0,3	67,9	39,2	1,8	77,0	8,0	1,2
T-Alg-Д	Богхеды, содержащие 95 и 96% Т-альгинита	Ленский, Оленекский район (Cr_1)	0,95 1,48	2,0 3,5	0,7 1,2	92,1 93,8	71,4 71,2	2,25 3,25	79,2 80,6	11,2 10,7	— —
T-Alg-Д	100%-ные концентраты (фракция легче 1,0 и фракция 1,04—1,06)	Ленский, Таймылырское месторождение** (Cr_1)	0,5 1,3	2,0 2,8	— —	94,1 89,4	80,0 69,4	— —	84,5 83,4	11,2 11,2	0,6 0,9
K-Alg-Д	Колло-альгит, содержащий 92% К-альгинита	Иркутский (J_2) [75]	0,69	13,9	3,0	88,0	—	—	78,8	10,7	—
K-Alg-Д*	Колло-альгит, содержащий 90% К-альгинита	Средняя Азия (J_2) [75]	3,51	28,2	0,52	72,0	—	—	72,2	9,13	—

* Данные относятся к зольному и, судя по содержанию W^a, немного окисленному образцу.
** Неопубликованные данные Н. С. Голоушина (НИИГА).

по результатам разделения углей на центрифуге и по образцам богхедов (талломо-альгинита более 80%) приведены в табл. 6. При их сравнении с данными по липоидным и витринитовым компонентам (см. табл. 8—9, 11—12) видно, что талломо-альгиниты -Б, -Д и -Г содержат больше углерода и водорода и дают больший выход летучих веществ и смолы полукоксования.

Альгиниты-Ж и -К впервые описаны И. Э. Вальц [39] в углях Южно-Якутского бассейна. Они известны также в углях Донецкого и Львовско-Волынского бассейнов и Тувы [184].

Талломо-альгинит-Ж в углях Южно-Якутского бассейна очень своеобразен (см. табл. II, 3, 4, 5, 7, 8). В пр. св. имеет темно-коричневый и черный цвет, в очень тонких местах шлифа — красновато-коричневый. Как это наблюдается и у талломо-альгинита-К (см. табл. II, 5), от талломо-альгинита-Ж отходят в окружающий витринит мелкие трещинки, заполненные веществом, подобным веществу талломо-альгинита. Талломо-альгинит, подобный описанному, был обнаружен в жирных углях типа кеннелей Львовско-Волынского бассейна (см. табл. I, 17, 19), где он залегает в глинисто-гумусовой массе в виде тел эллиптической формы размером 0,01—0,05 мм по длинной оси, имеющих слегка волнистые или ровные края. В пр. св. при скрещенных николях он имеет густо-красный и коричневато-красный цвет, более яркий, чем при одном николе (погасание полное, прямое); в отр. св. альгинит такого же цвета, как липоидинит, R^0_{max} 0,42 (у витринита R^0_{max} 0,90). В донецких углях ГЖ типа кеннеля, близких жирным (Донецко-Макеевский район), также встречается альгинит, подобный талломо-альгиниту-Ж южно-якутских углей (см. табл. I, 16, 18); в этих углях в отр. св. он иногда бывает светлее витринита. При сильной полировке в нем удается обнаружить характерное для альгинитов ячеистое строение.

Альгиниты-К известны в виде талломо-альгинита в касьянитах Южно-Якутского [163] и Улугхемского бассейнов [184] в зонах распространения углей К. По размерам и очертаниям талломо-альгинит-К южно-якутских углей [1] (см. табл. II, 5, 9, 10, 11) похож на талломо-альгинит-Д богхеда Оленекского района. В рельефе аншлифа он почти не выделяется и в отр. св. угадывается благодаря слабому двуотражению (см. табл. II, 9, 10). При скрещенных николях он имеет светло-серый цвет и четко виден на фоне изотропного витринита (см. табл. II, 11). Погасание его прямое, поэтому он наиболее отчетливо наблюдается под углом 45° к нитям окуляра. В этом положении в отдельных включениях выявляется неясная комковатость и след внутренней, сильно сдавленной полости. Талломо-альгинит-К имеет $R°_{max}$=1,63%, $R°_{min}$ 1,21%, ΔR 0,26%, у витринита этого же образца: $R°_{max}$ 1,23%, ΔR 0,06%.

Альгиниты-А определяются при современных методах изучения антрацитов проблематично. Талломо-альгинит-А обнаружен в донецких кеннелевых антрацитах [294] и представляет собой бесструктурные тела с четкими контурами. По цвету и однородности талломо-альгинит-А близок Δ-семифюзиниту. В пр. св. без анализатора талломо-альгинит-А различим только в очень тонких участках шлифа, он темнее витринита, при введении анализатора становится темно-серым, значительно темнее витринита-А (близок семифюзиниту-А). Для талломо-альгинита-А $R°_{max}$ 5,8%; ΔR 0,14; для витринита-А $R°_{max}$ 6,7%; ΔR 0,32. Описаний достоверного колло-альгинита в антрацитах нет, однако в донецких антрацитах предполагается присутствие сапропелево-гумусовой основной массы [294].

Существует мнение, что высокометаморфизованными аналогами сапропелитов являются шунгиты [34, 221, 265, 286]. Л. А. Богдановой в коллекции В. И. Горлова были изучены блестящая чистая и слоистая

[1] По данным Л. А. Богдановой.

минерализованная разновидности шунгитов. В последней обнаружены отдельные овальные участки, обладающие едва заметно большим двупреломлением, чем окружающая масса. Протяженность этих участков до 1,5 мм, толщина 0,08 мм. Они напоминают талломо-альгинит сапроколлитов Иркутского бассейна, можно предположить, что это сильно разложившиеся талломы водорослей. Видимо, шунгит является высокоуглефицированным колло-альгинитом, содержащим проблематичный талломо-альгинит (см. табл. II, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 21). Он обладает таким же содержанием углерода (95—98%) и высоким показателем отражения ($R°_{max}$ 7%), как витринит-А на высоких подстадиях и вместе с тем относительно слабо двуотражает (ΔR 0,38, как у витринита-А низких подстадий).

Липоидиниты (табл. III, IV)

Общие положения. В живых растениях липоидными веществами обогащены покровные ткани корней, стеблей, листьев и органов спороношения, вторичные опробковевшие ткани, оболочки спор и пыльцевых зерен; иногда кутикула наблюдается даже на внутренних поверхностях слоев клеток эндодермы корней [124].

Исходный материал споринита — оболочки мегаспор (женских репродуктивных клеток споровых растений), микроспор (мужских репродуктивных клеток споровых растений) и пыльцевые зерна (редуцированные гаметофиты) голосеменных и цветковых растений. Плауновидные (лепидодендроновые и сигилляриевые) и членистостебельные (каламитовые и клинолистные) продуцировали очень большое количество крупных мегаспор (в диаметре 0,3—3 мм) и микроспор, также довольно крупных (от 0,03 до 0,12 мм). В карбоне они иногда образуют липоидолитовые угли, состоящие на 75—100% из споринита (см. табл. XL, 2—9) и кутинита, и входят в том или ином количестве в состав других типов угля, составляя в них часто от 10 до 30% от органической массы. У растений более поздних эпох микроспоры имеют значительно меньшие размеры. В средне- верхнекарбоновых углях Минусинского, Кузнецкого и Тунгусского бассейнов и Тувы встречается очень своеобразный микрокомпонент, ранее определявшийся как ископаемая водоросль *Pastillus cellulosus* Z a l. (см. табл. III, 6, 7). Размеры его по длинной оси достигают 1—1,4 мм, внутри иногда заметна полость, на внешнем крае наблюдаются выросты, в разрезе имеющие вид разнообразно сдавленных колец. М. В. Ошуркова [225] определила, что это ископаемые мегаспоры *Setosisporites pastillus* O s c h u r k. В пермских углях количество макроспоринита значительно сокращается, в мезозойских и кайнозойских углях он весьма редок. В них микроспоринит иногда образует тоже прослои липоидолитовых углей, но обычно по массе своего вещества из-за малой толщины оболочек пыльцы и спор он значительно уступает другим микрокомпонентам.

Эволюция растительного мира наложила свой отпечаток и на кутинит. Так называемый «кутинит» девонских углей Барзасского месторождения (см. табл. XXXIX) имеет ряд своеобразных черт. Первоначально его исходный материал был определен [133] как стенки слоевищ морских бурых водорослей. Напротив, З. В. Ергольская [97, 98, 99, 100] отнесла исходное растение к псилофитам и назвала его *Orestovia*. А. А. Ларищев [189, 190, 191] пришел к выводу, что некоторые из кутинитов барзасских углей представляют собой кутикулу псилофитов, другие являются остатками бурых водорослей. Н. С. Снигиревская [264] считает, что устьица на кутините отсутствуют, и, следовательно, исходное растение не принадлежит к высшим. В карбоновых углях, особенно нижнекарбоновых, наиболее распространены кутиниты из кутинизированных частей спорангиев, реже встречается кутикула листьев и

стеблей, в частности ботродендрона [17]. В пермских и более молодых углях кутинит, образовавшийся из толстой кутикулы листьев (см. табл. IV, 1), встречается относительно чаще, что связано с увеличением углеобразующей роли голосеменных (кордаитовых, хвойных, цикадофитовых, беннеттитовых, саговых и гинкговых) и появлением листопадной флоры. В кайнозойских углях встречается много кутинита из очень тонкой и нежной листовой кутикулы (вероятно, покрытосеменных), а также из кутинизированных частей спорангиев.

Исходным материалом суберинитов является вещество, концентрирующееся в живом растении во вторичных опробковевших покровных тканях. Суберин откладывается в клеточных стенках феллемы при ее отмирании. В палеозойских углях СССР (см. табл. IV, 17) суберинит проблематичен [13, 254]. Классическим примером ископаемого суберинита пермских углей (см. табл. IV, 14—16) считается углеобразующий компонент лопинита [108, 179, 180]. Однако просмотр микрофотографий и шлифов лопинита заставляет усомниться в этом и предположить, что это была скорее очень своеобразная толстая кутикула стеблей плауновидных (у последних явления опробкования перидермы неизвестны). В мезо-кайнозойских углях (особенно в палеогене и неогене) встречается много суберинита (см. табл. IV, 13).

Исходными веществами резинитов являлись бальзамы, смолы, камеди, эфирные масла растений. В углях карбонового возраста резиниты встречаются редко. В некоторых случаях к ним, вероятно, ошибочно относят компоненты, образовавшиеся из недоразвитых мега- и микроспорангиев. Более достоверны резиниты из верхнепермских угленосных отложений Печорского бассейна, где они входят в состав смоляно-кутикулового липтобиолита [255], и происхождение их, как выполнений секреторных каналов в листьях голосеменных растений, несомненно. В наибольшем количестве резиниты встречаются в углях мезозоя как в древесине и в листьях голосеменных, так и в виде изолированных тел. В угольных пластах юрского и мелового возраста такие резиниты образуют особые типы липоидолитов — резитит и резит, называемые также рабдописситами (см. табл. XXXVIII). В углях кайнозоя (реже мела) резинит встречается в виде натечной излившейся смолы, причем он наблюдается не только в шлифах, но хорошо различим и макроскопически в виде округлых и линзовидных включений диаметром до 2—3 см желтого и оранжевого цвета.

В пределах одноименных групп углефикации липоидиниты очень разнообразны по свойствам и морфологическим признакам. По очертаниям и скульптурным украшениям различаются обособленные тела в виде кутинита, макро- и микроспоринита, суберинита и резинита, и их обрывки — в виде аттрито-липоидинита (см. табл. III, 13). К. И. Иносова предлагает выделять споранго-липоидиниты (см. табл. III, 5), образовавшиеся из кутинизированных частей спорангиев (из перины и, вероятно, из вещества колец спорангиев). Сравнительно редко встречается липоидинит в виде желтой бесструктурной массы, описанной в мезозойских бурых углях Челябинского бассейна [109, 119, 272], как продукт расплывания кутикулы под влиянием микробиологических факторов [1].

Спорониты на поперечных срезах большей частью имеют вид смятых или причудливо изогнутых, слабо и сильно сплющенных колец (см. табл. III). По размерам различают: а) макроспоринит (см. табл. III, 1, 2, 3), имеющий в диаметре более 0,3 мм с толщиной стенки кольца 0,02—0,05 мм (макроспоринит донецких углей) и б) микроспоринит (см. табл. III, 8, 9, 10), имеющий в диаметре меньше 0,2 мм с толщиной стенки кольца значительно меньшей, чем 0,02 мм. В углях средних

[1] Экспериментально показано, что пенициллиновые грибки переводят кутин в форму, растворимую в теплой разбавленной щелочи.

групп углефикации и сильнее углефицированных макроспориниты утоненные, уплотненные, сильно сплющенные, не имеющие резких контуров (табл. V, 4), а микроспориниты едва заметны в виде тонких штрихов.

Кутиниты в штуфных препаратах, изготовленных перпендикулярно к наслоению угля (см. табл. IV, 1—6), характеризуются: а) сильной вытянутостью — длина микрокомпонента во много раз превышает его толщину, б) одна сторона обычно ровная, другая внутренняя с зубчиками. Реже обе стороны бывают ровными или на одной стороне видны выросты в виде волосков и восковых бугорков. В этом случае трудно отличить кутинит от макроспоринита, и такой микрокомпонент приходится определять как липоидинит. Кутиниты часто соединены с филлопаренхинитом, окружая его. Иногда на листьях наблюдается кутинит из нескольких слоев — кутинит из верхних клеток эпидермиса и из кутикулы (табл. V, 12). Кутиниты органов спороношения имеют характер палисадной ткани, кольца спорангия или перины (см. табл. III, 5). В углях К, ОС, Т, ПА кутиниты всегда сильно утончены, различимы с трудом (табл. V, 3).

Резиниты очень разнообразны по очертаниям, размерам и структуре вещества. В одних углях они представлены палочками толщиной 1—3 мм (иногда до 5 мм) и длиной 1—2—3 см, а в шлифах и аншлифах имеют округлые или удлиненные очертания. В других углях это округлые или многогранные зерна размером 3—5 мм, в поперечных срезах имеющие вид круга или многоугольника (см. табл. IV, 7—12). В центре зерна часто видна полость, как будто бы накопление смолы происходило по стенкам секреторной клетки или смоляного хода. Иногда резинит заполняет клеточные полости в ксилините и образует смоляные ходы (см. табл. IV, 7), располагающиеся вдоль сердцевинных лучей. Янтаревидная натечная смола, характерная для палеогена, легко выкрашивается из углей и в препаратах наблюдается редко. Резиниты зольных углей (см. табл. XXXVIII, 5, 6, 7), как правило, сильно изъедены, испещрены мелкими пустотами округлой и удлиненной формы (в виде канальцев).

Суберинниты могут быть определены по цвету и более или менее ясно выраженному клеточному строению пробковой ткани. Чаще всего встречается α-суберинит в виде плотно сомкнутых столбчато расположенных прямоугольных клеток. Такая картина типична для поперечных сечений ткани (см. табл. IV, 13). В тангентальных сечениях, наблюдаемых в шлифах, параллельных наслоению угля, клетки могут иметь очертание многоугольника с 4—6 сторонами. Иногда суберинит пропитывает фрагменты феллинита. Цвет суберинита в пр. св. светло-желтый, светло-палевый и палевый. В отр. св. он по цвету аналогичен спориниту и кутиниту.

Петрографические признаки липоидинитов в ряду углефикации приведены в табл. 7. Различия в оптических свойствах индивидуальных микрокомпонентов мало изучены, однако известно, что резиниты относительно споринита и кутинита дают более яркое люминесцентное свечение (бледно-желтое, иногда голубоватое).

Липоидиниты-Б, -Д и -Г. Для липоидинитов-$Б_{1-2}$ сплющенность растительного остатка, например споровой оболочки или внешней скульптуры не характерна, а липоидиниты-$Б_3$ слабо сплющены. Липоидиниты-Д и -Г, напротив, вполне отчетливо и довольно сильно деформированы. Оптические константы липоидинитов: показатель преломления: $L_{(сп)}$-Б 1,615—1,618; $L_{(кут)}$-Б 1,556; $L_{(рез)}$-Б 1,545; $L_{(кут)}$-Д 1,559; $L_{(рез)}$-Д 1,561—1,600; $L_{(сп)}$-Г 1,710; $L_{(кут)}$-Г 1,556—1,618; $L_{(рез)}$-Г 1,60—1,63; двупреломление: L-Б 0,0002—0,0003; L-Д 0,0003—0,002; L-Г 0,0007—0,002 [121]. Петрографические признаки, приведенные в табл. 7, типичны для преобладающей массы липоидинитов. Однако известны факты, ко-

гда в слабоуглефицированных углях, особенно палеозойских, встречаются спориниты и кутиниты, имеющие иные петрографические свойства: в пр. св. они непрозрачные (черные), а в отр. св. — едва отличимы от витринита, или светлее его, безрельефны или имеют едва заметный рельеф (табл. III, 11, 12; V, 12). Иногда в одном растительном остатке наблюдается постепенный переход от прозрачного к непрозрачному веществу. Такой переход сопровождается возрастанием отражательной способности вплоть до R, соответствующей семифюзиниту [299]. Подобные липоидиниты часто называют фюзенизированными, что нельзя считать вполне доказанным.

Данных для суждения о различиях липоидинитов -Б, -Д и -Г по удельному весу очень мало. Наиболее легкими всегда являются резиниты (фракции легче 1,18 и 1,18—1,20), затем следуют фракции, обогащенные споринитом и кутинитом (фракции 1,20—1,26).

Липоидиниты-Ж. При скрещенных николях в пр. св. все липоидиниты-Ж становятся более яркими, их двупреломление 0,003—0,004 [121]. В отр. св. они темнее витринита. Резинит-Ж темно-коричневый в пр. св., а в отр. — темно-серый (более темный, чем витринит-Ж), отчетливо выступающий в рельефе, описан И. Э. Вальц [39] в южно-якутских углях (табл. IV, 9, 10). В этих же углях И. Э. Вальц был описан суберинит в виде фрагментов пробковой ткани. Он имеет в пр. св. несколько более светлый оранжеватый оттенок, чем у ксилинита и коллинита этих же углей (возможно, его следует относить к феллиниту-Ж; (табл. IV, 15). А. Н. Решетко [240] была доказана возможность получения 90—97% концентратов макроспоринита из кизеловских спекающихся углей, которые, как известно, изобилуют этими микрокомпонентами, однако выделение липоидных компонентов из гелитолитов жирных углей является трудной задачей.

Липоидиниты-К (табл. IV, 4—6; см. VII, 14). Без анализатора они с трудом отличимы от витринита и поэтому часто ускользают от глаз наблюдателя. При скрещенных николях липоидиниты-К просветляются, причем некоторые из них становятся значительно более яркими, чем витринит, и фиксируются более достоверно и в большем количестве, чем без анализатора. В отр. св. липоидиниты-К без анализатора различимы только в иммерсии (кедровое масло) по характерным для них очертаниям. Одни имеют светло-серый цвет с едва заметным более темным оттенком, чем у витринита, другие — с более светлыми. Суберинниты в углях К и сильнее углефицированных неизвестны.

Липоидиниты-ОС, -Т, -ПА и -А (табл. V, 1—9). В отощенно-спекающихся и тощих углях, полуантрацитах и антрацитах обычно фиксируется меньшее количество компонентов липоидной группы по сравнению с менее углефицированными углями. Выделяются липоидиниты: 1) по оптическим свойствам близкие витринитам; 2) с меньшим двупреломлением, чем у витринитов; 3) с бóльшим двупреломлением, чем у витринитов.

Первые в углях ОС и Т видны только в пр. св. при скрещенных николях, отличаясь от витринита несколько более светлым оттенком красного цвета, а часто и иным углом погасания. В углях ПА и А эти липоидиниты видны в отр. св. при скрещенных николях и при одном поляризаторе по едва заметным очертаниям, а также по неодинаковому, по сравнению с витринитом, углу погасания и смене цвета двуотражения (см. табл. V, 8). В пр. св. при скрещенных николях липоидиниты гаснут неодновременно с витринитом.

Вторые по темпу кристаллизации, вероятно, отстают от витринитов. В углях ОС, Т, ПА и А в пр. св. при одном и при скрещенных николях они выглядят всегда темнее витринита. В отр. св. при одном поляризаторе они светлее витринита, но слабо или совсем не двуотражают, а при

Таблица 7

Петрографические признаки липоидинитов в гамме углефикации

Индекс микрокомпонента	Люминесценция	В проходящем свете					В отраженном свете		С иммерсией (кедровое масло)			Интервал удельного веса фракции-максимума липоидинита
		без анализатора		николи +			без анализатора	николи +	отражательная способность, % [260]			
		степень прозрачности	цвет	цвет	$n_g - n_p$		цвет, рельеф	анизотропность, цвет	$R°_{max}$	$R°_{min}$	$\Delta R°$	
L-Б$_{1-2}$	Люминесцируют	Вполне прозрачные	Бесцветные, бледно-желтые и желтые	Нет данных			L-Б$_2$ почти черные коричневатые, рельефные	L-Б$_2$ темно-желтые	<0,04	—	—	Нет данных
L-Б$_3$		То же	Светло-желтые, иногда бесцветные	Серые и желто-серые	Очень низкое	Погасание волнистое	Почти черные, коричневатые рельефные	Буровато-оранжевые, темно-коричневые	0,04—0,08	0,03—0,08	0—0,25	1,20—1,26
L-Д		„ „	Лимонно-желтые, светло-оранжевые, иногда бесцветные	Серовато-желтые	Низкое		Черные с сероватым оттенком, рельефные	Изотропны	0,10—0,22	0,10—0,22	0—0,31	1,18—1,24
L-Г		„ „	Желтые, темно-желтые, оранжевые	Оливково-желтые			Темно-серые, рельефные	То же	$Г_1$ 0,14—0,24 $Г_2$ 0,12—0,30	0,11—0,21 0,11—0,24	0,04—0,21 0—0,26	1,18—1,25
L-Ж	Не люминесцируют	Прозрачные	Желтые, красновато-оранжевые, оранжево-красные, кутиниты бывают коричневыми	Оранжевые, светло- и темно-красные	Отчетливое		Бежевато-серые, темно-серые, темнее витринита, слабо рельефные	„ „	$Ж_1$ 0,39—0,55 $Ж_2$ 0,49—0,83	0,31—0,48 0,41—0,72	0,22—0,22 0,10—0,28	1,18—1,21
L-К		Слабо прозрачные и непрозрачные	Красные, коричневато-оранжевые, коричневые, черные	То же или изотропны		Погасание прямое	Светло-серые, тонкие, слабо отличаются от витринита, безрельефные	Изотропны, единичные слабо анизотропны, серые	0,93—1,25	0,90—0,95	0,02—0,28	$L_{(рез)}$ легче 1,22
L-ОС		Слабо прозрачные и непрозрачные	Красные, серовато-коричневые, черные	Темно-красные или изотропны			Светло-серые, более темные или более светлые, чем витринит, безрельефные	Изотропны и слабо анизотропны, серые, светлее витринита	—	—	—	При разделении неотделимы от витринита
L-Т		То же	Серовато-коричневые, плеохроируют или черные	То же	Очень отчетливое		То же	То же	—	—	—	
L-ПА		„ „	То же	„ „			Слабо-, средне- и сильно двуотражают, серовато-белые, безрельефные	Слабо и отчетливо анизотропны, темно-серые и светло-серые	—	—	—	
L-А		„ „	Плеохроирует от темно- до светло-серого или черные	Очень светло-серые или изотропные			Серовато-белые, средне-, сильно- и очень сильно двуотражают, безрельефные	Очень отчетливо анизотропны и слабо анизотропны, серые, светло-серые и белые	3,60—3,74 5,17—5,68 6,40—7,25	2,97—3,10 3,25—3,60 2,85—4,00	0,14—0,21 0,36—0,39 0,41—0,51	

скрещенных николях — изотропны или слабо просветляются. Такие липоидиниты (табл. VI, 2) близки к семифюзиниту.

Третьи липоидиниты по темпу кристаллизации опережают витринит (см. табл. V, 1—3; 6, 7, 9). В пр. св. при одном поляризаторе при очень тонкой доводке шлифа они плеохроируют от темно-серого цвета до бесцветного, а при скрещенных николях просветляются ярче, чем витринит. В отр. св. эти компоненты лучше заметны при скрещенных николях, благодаря более яркому эффекту анизотропии, чем у витринита; без анализатора они отличаются от витринита более четким двуотражением, в положении потемнения имеют несколько более темные оттенки. Липоидные остатки с низким двупреломлением могут быть легко приняты за микрокомпоненты группы фюзинита, если не пытаться определить природу исходного растительного остатка по морфологическим признакам.

Химическая характеристика липоидинитов. Данные о химическом составе и свойствах липоидинитов (табл. 8—9) немногочисленны.

Таблица 8

Химическая характеристика споринита, споринита + кутинита в гамме углефикации (в %)

Индекс микрокомпонента	Басеейн, месторождение (возраст)	W^a	A^c	$S^c_{об}$	V^r	C^r	H^r	N^r
L (сп)-$Б_3$	Подмосковный (C_1) [62]	7,9	9,4	6,7	63,3	72,9	6,0	—
То же	Подмосковный (C_1)*	5,8	6,9	—	59,4	73,2	6,3	—
L (сп+кут)-$Б_3$	Донецкий (C_2) [183]	3,4	2,4	3,6	—	75,2	8,1	1,4
L (сп+кут)-БД	Донецкий (C_2) [165]	3,1	2,2	2,4	74,6	77,9	7,9	—
L (сп)-Б-Д	„ (C_2) [165]	3,8	0,7	1,7	—	77,8	7,3	1,4
L (сп+кут+ +рез)-Д	„ (C_2) [165]	—	—	—	—	77,8	7,3	—
L (сп)-Д	„ (C_2) [9]	1,1	2,4	1,1	65,7	76,2	6,9	—
L (сп)-Г	Львовско-Волынский (C_1) [184]	3,7	1,3	1,35	61,6	77,2	6,4	—
То же	То же	1,8	1,0	—	73,8	—	—	—
L (сп)-Г	Кизеловский (C_1)*	6,2	10,11	—	—	81,1	7,4	—
L (сп)-Ж	„ (C_1) [240]	1,1	0,9	2,1	72,9	85,8	7,8	0,83
То же	То же	1,7	1,1	2,1	70,3	84,9	7,3	0,86
„ „	Донецкий (C_2) [9]	—	—	—	—	84,1	5,9	—
L (кут)-$Б_3$	Подмосковный (C_1)*	3,0	11,1	—	87,1	79,3	11,7	—
То же	„ [17]	—	8,8	—	—	74,7	9,7	0,97
L (кут)-Г	О-ва Земля Франца-Иосифа (D) [161]	1,2	2,2	0,24	89,2	80,7	9,6	—
То же	Барзасское (D) [13]	1,1	13,7	0,62	87,7	80,7	9,6	0,33

* Материалы Ф. Я. Сапрыкина (ВСЕГЕИ).

Сравнение данных табл. 8—9 и 11—12 показывает, что чем слабее изменено органическое вещество в процессе углеобразования, тем больше различия в элементарном составе между липоидинитами и витринитами. Спориниты и кутиниты бурых углей и переходных от бурых к длиннопламенным содержат углерода и водорода значительно больше, чем витриниты тех же групп углефикации. Эти различия подобны наблюдаемым в химическом составе между липоидами современных растений, с одной стороны, и лигнином и целлюлозой — с другой. Внутри

Таблица 9

Химическая характеристика суберинитов и резинитов в гамме углефикации (в %)

Условный индекс микрокомпонента	Характеристика пробы	Бассейн, месторождение	W^a	A^c	$S^c_{об}$	V^r	T^r	Выход спирто-бензольного экстракта	C^r	H^r	N^r
$L_{(суб)}$-Ж (?)	Концентрат (99%)	Китай (Р) [180]	—	2,2	—	49,6	—	—	86,5	6,8	1,5
То же	То же	„ „ [179]	—	—	—	49,8	—	—	87,1	6,9	1,6
„ „	Типовая проба лопинита	„ „ [113]	0,47	3,7	2,0	65,1	33,1	—	—	7,0	—
$L_{(рез)}$-$Б_2$	Излившийся, натечный резинит	Кенгдейское месторождение (Pg) [164]	0,8	0,8	—	—	88,0	—	81,9	10,7	—
$L_{(рез)}$-Д (?)	То же	Ткибульский бассейн (J_2) [15]	—	—	—	—	—	—	85,1	9,9	—
То же	Смоляные палочки	То же [15]	0,4	4,2	—	89,5	48,0	—	80,1	9,2	1,1
„ „	Смоляные палочки, фракция легче 1,15	„ „ [289]	0,8	13,9	0,7	89,0	—	—	78,8	9,9	0,72
„ „	Концентраты из разных пластов	„ „ [289]	0,9	15,0	0,7	90,3	—	—	79,1	9,9	0,61
„ „	То же	„ „	0,7	14,0	0,8	88,9	—	—	78,8	9,8	—
„ „	„ „	„ „	0,9	13,5	0,7	74,7	—	1,6	80,2	9,4	1,3
$L_{(рез)}$-Д	Концентрат (80%, из них резинита 65%, прочих липоидных 15%), фракция легче 1,18	Донецкий бассейн, Лисичанский район (C_2, пласт $к_8$) [165]	1,8	0,7	3,7	—	—	—	78,1	8,3	1,1
То же	Смоляные палочки	Верхне-Суйфунский бассейн (Cr_1) [247]	—	4,0	0,0	80,0	—	—	80,0	7,6	0,4
$L_{(рез)}$-Г	То же	Ленский бассейн, Булунский район (Cr_1) [164]	1,4	1,2	—	—	59,6	Следы	77,0	9,5	—
То же	Смоляные палочки, концентрат 87%, фракция легче 1,22	Ленский бассейн, Сангарское месторождение (Cr_1) [164]	3,0	5,9	—	67,4	47,3	—	82,6	8,0	—
„ „	Смоляные палочки, концентрат 68%, фракция легче 1,22	То же	2,9	3,1	—	67,9	48,4	20,9	82,3	8,0	—

группы липоидинита в углях от Б до Д наибольшие расхождения в химических параметрах наблюдаются между споринитами и резинитами. Особенно повышенным содержанием углерода и водорода отличается резинит, образовавшийся из натечной излившейся смолы. Спорениты и кутиниты углей Б и Д имеют меньшее содержание углерода и дают меньший выход спирто-бензольного экстракта, чем углей газовых.

МИКРОКОМПОНЕНТЫ ИЗ РАСТИТЕЛЬНЫХ ТКАНЕЙ ЛИГНИННО-ЦЕЛЛЮЛОЗНОГО СОСТАВА

Лигнинно-целлюлозные ткани высших растений подразделяют на образовательные (или меристему) и постоянные [124]. Образовательные ткани значительной роли в угленакоплении не играют. Постоянные ткани разделяются на проводящие, механические, основные и покровные. Проводящие ткани (ксилема или древесина и флоэма или луб) образованы вытянутыми в длину прозенхимными элементами (табл. VII, 2). Механические ткани включают склеренхиму и склереиды. Склеренхима представлена толстостенными, почти без клеточной полости, плотно прилегающими одна к другой прозенхимными клетками (табл. VIII, 13). Склереиды (см. табл. VIII, 12, 14—16) изодиаметрические с очень толстыми стенками, радиальными поровыми каналами и незначительным просветом (остатки клеточной полости) в центре. Основные ткани образованы живыми клетками, обычно паренхимного облика. Этими тканями образованы сердцевина и сердцевинные (или древесинные) (см. табл. VII, 6) лучи. Основные ткани входят также в комплекс тканей коры, составляют мякоть листа (см. табл. VI, 9—11, 14) и участвуют в строении стенок спорангиев (см. табл. III, 4). Покровные или защитные ткани представляют эпидермис или кожицу, пробку, перидерму и корку. Перидерма является сложным комплексом из живых клеток основной ткани и нескольких слоев отмершей пробки (см. табл. VIII, 8—11; XII, 6).

В карбоне преобладающий тип растений-углеобразователей — плауновидные — характеризовался слабо развитой древесиной, имел быстро разрушающуюся сердцевину и мощную кору, достигающую 7—8 см и содержащую много механических тканей. В отличие от мезозойских и более поздних типов растений с теломными листьями и мощной кроной, у карбоновых плауновидных листья не играли заметной роли в общем объеме тела растений. Все карбоновые растения несли на себе большое количество крупных спорангиев и поэтому в карбоновых углях чаще, чем в более молодых, встречаются микрокомпоненты из органов спороношения [144, 145], в частности, в виде споранговитринита (см. табл. VI, 1—3). В углях карбона часто встречаются также витриниты (см. табл. VIII, 6) и фюзиниты из тканей коры плауновидных [58, 59, 94, 182, 282]. В пермских углях Сибири [93] наряду с витринитами и фюзинитами из древесинных тканей встречаются витриниты и фюзиниты из теломных листьев голосеменных (см. табл. VI, 10; XIV, 12) и папоротников.

В мезозойскую эпоху существенную роль начали играть растения с мощными кронами и сильно развитой древесиной. Возросла роль травянистых растений. В осевых органах голосеменных и цветковых растений развиваются несколько рядов пробки (феллемы). Соответственно и в углях, начиная с триаса, а особенно — в юрских и меловых, содержится много витринита древесинного (ксилиниты, лигнититы) и листового происхождения (филло-паренхинит) (см. табл. VI, 4, 7, 9, 12—14), появляется в большом количестве феллинит (см. табл. VIII, 8—11). В палеогене и неогене витринит сохраняет тот же облик (см. табл. VIII, 4), но сокращается количество филло-паренхинита, ассоциирующегося с крупными включениями резинита. Значительно чаще встречаются лигнититы (см. табл. VI, 4, 6, 8). В клеточных полостях α-лигнититов и

α-ксилинитов (см. табл. VII, 5) встречаются флобофинит. В этих углях можно встретить [93] семифюзиниты из листьев (филло-семифюзиниты) хвойных и цветковых растений (см. табл. XIV, 13, 14).

Витриниты (табл. VI—IX)

Общие положения. Существуют две точки зрения на процесс образования витринитовых компонентов из лигнинно-целлюлозных тканей. Согласно одной из них [121], витриниты рассматриваются как образовавшиеся в торфяную стадию. Согласно другой точке зрения, законченного процесса гелификации в торфяной стадии не происходит. Превращение структурных тканей в бесструктурные с образованием однородной основной массы (коллинит) и образование гомогенных фрагментов витринита (бесструктурного витрена) предполагается во вторую стадию углеобразования в результате физико-химических процессов [229, 230, 231]. Г. Д. Петровский указывает на необходимость пересмотра утвердившегося в углепетрографии представления о постоянстве в ряду углефикации соотношения как отдельных микрокомпонентов внутри группы витринита, так и соотношения групп гелифицированных и фюзенизированных микрокомпонентов. Нам представляется, что процесс витренизации компонентов, начавшись на торфяной стадии (Ю. А. Жемчужников), продолжается и в процессе углефикации. Повышенное количество бесструктурных витринитовых компонентов в углях Ж, К, ОС и Т по сравнению с менее углефицированными отмечается в ряде работ [69, 102, 160, 164, 165, 199]. По мнению А. Б. Травина, во вторую стадию углеобразовательного процесса происходит дооформление фюзенизированных и гелифицированных микрокомпонентов. Эти процессы «являются уже химическими и протекают в условиях общего восстановления органики» [280, стр. 15]. «Соотношение между сильно окисленными (фюзинит) и среднеокисленными компонентами (семифюзинит) внутри группы фюзена и между структурными и бесструктурными внутри группы витрена меняется в углях разных групп углефикации» [280, стр. 14]. А. Б. Травин указывает также на необходимость пересмотра мнения о постоянстве петрографического состава типа угля в ряду углефикации. Такое же мнение высказывается и в ряде иностранных работ [335 и др.]. Представления А. Б. Травина и Г. Д. Петровского о неодинаковом микрокомпонентном составе типа угля в ряду углефикации нашло свое подтверждение при исследовании гелитолитов Донбасса по фракциям разделения [165]. Витриниты от Б до Г распределились в широком диапазоне фракций, отличающихся по структурности витринита и его исходным тканям. В углях Ж—К и более углефицированных диапазон фракций витринита значительно у́же (по сравнению с углями Б, Д и Г), а фракции отличаются повышенным содержанием коллинита и скрытоструктурного витринита (крипто-телинит). Подобные же закономерности наблюдались и при изучении гелитолитов других бассейнов (Ленского, Южно-Якутского).

З. В. Ергольская на материале кузнецких углей [103] показала, что лучшая спекаемость, повышенный выход смолы полукоксования и летучих веществ, а также более высокое содержание водорода и азота характерны для клареновых углей, образованных за счет скопления листьев и мелких веток (угли кольчугинской свиты) по сравнению с клареновыми углями, образованными крупными стеблевыми частями растений с хорошо развитой древесиной (угли балахонской свиты). Исследования А. В. Усачевой [285], К. И. Иносовой [16, 144, 145] и А. М. Лаптевой [186] показали, что различия в микроскопических особенностях витринитов донецких углей типа «а» и «в» часто связаны с характером исходного материала углей. А. В. Усачева [285] в составе углей типа «в» отметила повышенное содержание фрагментов витринита из устойчивых

к разложению коровых тканей в виде оранжевых структурных витринитов и других гелифицированных фрагментов, а в углях типа «а» — пониженное их содержание. К. И. Иносова [144] обратила внимание на то, что самые высокие показатели коксующих свойств имеют те угли, в которых преобладают гелифицированные компоненты из тканей органов спороношения — споранго-витриниты — и из паренхимных тканей листьев — филло-паренхиты (эти угли часто называют восстановленными). Исследования мезозойских и кайнозойских гелитолитов [42, 95, 147] обнаружили, что характерный для них повышенный выход летучих веществ и высокое содержание водорода наблюдается в углях с преобладанием филло-паренхита; угли же с преобладанием витринита из древесинных остатков (из ксилинита) дают пониженный выход летучих веществ и пониженное содержание водорода. А. Б. Травин и А. А. Ларищев [192, 193, 194] предполагают, что специфика химических свойств среднеюрских гелитолитов Сибири связана с преобладанием в них витринита из пробковых тканей (по общепринятой сейчас номенклатуре это феллинит). Этот вывод нашел свое подтверждение в работах по углям Южной Якутии [39, 163].

Исследования мезозойских и палеозойских углей по фракциям разделения [6, 164, 165, 166, 181, 184, 227] показали, что микрокомпоненты группы витринита в одной пробе слабо- и среднеуглефицированных углей, различаясь по исходным тканям и степени разложенности, при разделении попадают в разные фракции. В мезозойских углях [166] легкие фракции состоят из витринита менее разложенного, представленного феллинитом, а более тяжелые — из витринита древесинного происхождения (ксилинита) или из Δ-витринита. Легкие фракции витринита дают больший выход смолы полукоксования и летучих веществ, чем более тяжелые. Количественные данные о химических различиях витринитов, выделенных из одного и того же угля, приведены в работах А. В. Лапо [183, 184].

Петрографические признаки и отражательная способность витринитов приведены в табл. 10, данные элементарного состава и технического анализа их фракций-максимумов приведены в табл. 11 (для карбоновых углей) и 12 (для мезозойских).

Витриниты-Б, -Д и -Г. Десмито-витринит, аттрито-витриниты и фрагменты с α- и β-структурами (телиниты) углей $Б_{1-2}$ очень слабо уплотнены, часто имеют прекрасную сохранность исходных тканей (см. табл. VI, 14; VII, 1—3; VIII, 8—9, 14). Много фрагментов с пустыми полостями клеток. Многие лигниты и ксилиниты с α- и отчасти β-структурами в пр. св. четко обнаруживают так называемую «тканевую» анизотропию. В землистых бурых углях некоторых бассейнов встречается гелеподобное гумусовое вещество — допплеринит. При разделении в тяжелых жидкостях $Vt\text{-}Б_{1-2}$ распределяются в широком диапазоне фракций; наблюдается тяготение частиц феллинита к более легким фракциям, а ксилинита и витринита с сильно разложенным веществом ткани — к более тяжелым [184].

Витриниты-$Б_3$ известны главным образом по описаниям в пр. и реже — в отр. св. Аттрито-витриниты-$Б_3$ характеризуются более тесным прилеганием частиц, чем аттрито-витриниты $Б_{1-2}$, и большей степенью остудневания. Фрагментарные $Vt\text{-}Б_3$ значительно сплющены; клеточные полости в них часто пустые. По балансу разделения витриниты-$Б_3$ близки $Vt\text{-}Б_2$.

Витриниты бурых углей по сравнению с витринитами-Д и -Г характеризуются пониженным содержанием углерода и повышенным выходом летучих веществ. Содержание водорода и выход смолы полукоксования $Т^г$ совпадает или несколько ниже, чем у Vt-Д и -Г. Колебания в содержании водорода и выходе смолы полукоксования витринитов-$Б_{1-2}$ и

-$Б_3$, по-видимому, связаны с особенностями исходного растительного материала.

Витриниты-Д в пр. св. менее разнообразны по цвету, чем Vt-$Б_{1-2}$ и Vt-$Б_3$. Десмито-витриниты, аттрито-витриниты и фрагменты с α-, β-, γ- и Δ-структурами уплотнены, но не сильно. Контуры фрагментов отчетливые, часты фрагментарные Vt-Д с закрытыми полостями клеток в результате сжатия (γ-структуры) или с заполнениями полостей клеток резинитом (α- или β-телиниты с резинитом) или иным органическим веществом. При разделении в тяжелых жидкостях витриниты-Д распределяются в довольно широком диапазоне фракций, и при этом наблюдается их разделение по исходному материалу.

Витриниты-Г (см. табл. VII, 10) в пр. св. по цвету довольно однообразны, причем наиболее характерны яркие красновато-оранжевые и красные цвета. Фрагментарные витриниты с α-структурами, имеющие пустые полости клеток, встречаются редко. Контуры фрагментов отчетливые, значительно сдавленные. Аттрито-витриниты в скоплениях характеризуются плотным расположением частиц.

Витриниты-Ж и -К (см. табл. VII, 9, 11—12, 14; VIII, 3). Витриниты-Ж в пр. св. при одном николе плохо дифференцируются по цвету и структуре, а при скрещенных николях вполне отчетливо различаются десмито-витринит, аттрито-витринит и фрагменты с α-, β-, γ-структурами (телиниты) и Δ-витринит. Телиниты с α-структурой встречаются почти исключительно с заполнением клеточных полостей органическим или минеральным веществом. В отр. св. выявляется только часть фрагментов. Витриниты-К в пр. св. еще более однообразны. Различимы: коллинит, неясно выделяющийся фрагментарный витринит с неотчетливым клеточным строением (телинит), Δ-витринит и аттрито-витринит. Определение витринита-К по строению тканей возможно только в пр. св. при скрещенных николях. Для Δ-витринитов -Ж и -К характерны мелкие, часто причудливо ветвящиеся или субпараллельные трещинки. При разделении на фракции, вследствие значительной гомогенности витринита, дифференциации на индивидуальные микрокомпоненты не наблюдается.

Сравнение витринитов -$Б_{1-2}$, -$Б_3$, -Д, -Г, -Ж и -К. Наблюдаются следующие закономерности.

1. Витриниты-$Б_{1-2}$, -$Б_3$, -Д и -Г очень разнообразны по индивидуальным микрокомпонентам, отличающимся между собой строением исходных тканей, степенью остудневания и свойствами.

2. Витриниты -Ж и -К в процессе углеобразования подверглись значительной переработке органического вещества и поэтому менее разнообразны по набору индивидуальных микрокомпонентов и свойствам.

3. В отрезке углефикационного ряда угли бурые — коксовые витриниты обладают значительным диапазоном удельного веса. Наиболее легкими являются витриниты -Г, -Ж и -К, особенно витриниты -Г мезозойских углей.

4. Витриниты -Г по сравнению с витринитами менее углефицированных углей хорошо спекаются, содержат больше водорода, дают наибольший выход смолы полукоксования и повышенный выход спиртобензольного экстракта (последнее определено только для витринитов мезозоя), а иногда — и летучих веществ. Таким образом, по химическим признакам есть основания считать витриниты -Г как бы более восстановленными, чем Vt-Б и -Д [125, 127, 166, 212]. В витринитах -Ж и -К содержание водорода, выход смолы полукоксования и летучих веществ ниже, чем в витринитах -Г.

5. Витриниты -Г, -Ж и -К мезозоя по сравнению с витринитами аналогичных групп углефикации палеозоя обладают меньшим удельным весом, дают более высокий выход смолы полукоксования и летучих веществ.

Таблица 10

Петрографические признаки витринитов в гамме углефикации

Индекс микрокомпонента	В проходящем свете					В отраженном свете с иммерсией (кедровое масло)					Интервал удельного веса фракции-максимума (возраст)
	без анализатора		николи +			показатель преломления n [73]	без анализатора	николи +	отражательная способность*, % [260]		
	степень прозрачности	различимость микрокомпонентов и их цвет	цвет	двупреломление визуально	двупреломление $n_g - n_p$ [121]		цвет	анизотропность, цвет	$R^{\circ}max$	ΔR°	
Vt-Б$_{1-2}$	Различно прозрачные (от вполне до слабо прозрачных)	Отчетливая, много фрагментов с четкой тканевой структурой, с широкой гаммой цветов, от почти бесцветного и желтого до красновато-коричневого и коричневого	Изотропные; при хорошей сохранности клеточной структуры некоторые сильно двупреломляют			1,62—1,66	Очень темно-серый, контуры не видны	Изотропны	Нет данных		1,38—1,44 (Mz)
Vt-Б$_3$			Несколько темнее основного* цвета компонента, с сероватым оттенком	Очень низкое	Наблюдений мало 0,0003—0,0009	1,65—1,72	То же	„	0,40—0,43	0,02—0,07	1,36—1,40 (Pz) 1,34—1,37 (Mz)
Vt-Д	Вполне прозрачные	Отчетливая, много фрагментов с четкой тканевой структурой, с широкой гаммой цветов: от светло-желтого до красного и коричневато-красного	То же	Очень низкое и низкое	0,001—0,002	1,72—1,78	Темно-серый, разных оттенков, контуры не видны	„	0,44—0,60	0,12—0,18	1,30—1,36 (Pz)
Vt-Г		То же, но желтые редки, различимость структуры менее четкая	Как основной цвет компонента и с сероватым оттенком	Отчетливое	0,002—0,003	1,76—1,83	Серый, разных оттенков, контуры не видны	„	0,61—0,80	0,12—0,19	1,27—1,28 (Pz) 1,25—1,30 (Mz)
Vt-Ж		Нечеткая, оранжевый, красновато-оранжевый до коричневато-красного	Как основной цвет компонента	То же	0,003—0,004	1,83—1,90	Светло-серый, контуры не видны	„	1,00—1,27	0,12—0,18	1,27—1,30 (Pz) 1,25—1,30 (Mz)
Vt-К	То же	Нечеткая, от оранжевато-красного до коричневато-красного, иногда очень слабо плеохроируют	Как основной цвет, но более светлых тонов	„ „	0,004—0,008	1,87—1,95	Очень светло-серый, контуры не видны	Изотропны, иногда очень слабо анизотропны	Нет данных		1,28—1,32 (Pz) 1,22—1,32 (Mz)
Vt-ОС		То же	То же	„ „	0,008—0,018	1,93—1,97	Очень светло-серый, серовато-белый, контуры не видны	Изотропны, некоторые слабо анизотропны	1,71—1,80	0,12—0,19	1,30—1,34 (Pz) 1,30—1,34 (Mz)

* Основным считается цвет в пр. св. без анализатора.

Индекс микрокомпонента	В проходящем свете				
	без анализатора		николи +		
				двупреломление	
	степень прозрачности	различимость микрокомпонентов и их цвет	цвет	визуально	$n_g - n_p$ [121]
Vt-T	Прозрачные в очень тонких срезах (0,01 мм)	Слабо выражены или совсем не различаются, слабо плеохроируют в оранжевато-красных и коричневато-красных тонах	Как основной цвет, но значительно более светлых тонов, контуры более четкие	Очень отчетливое	Нет данных
Vt-ПА		Различаются структуры отдельных компонентов, плеохроируют от оранжевато-красного до коричневато-красного	Коричневато-красный, значительно ярче, чем основной цвет, контуры слабо различимы	То же	То же
Vt-A_{1-3}	Прозрачные в особо тонких срезах (0,007 мм)	Преимущественно в виде гомогенной массы, плеохроируют от красновато-оранжевого до коричневато-красного	Прозрачная площадь увеличена, на фоне гомогенной массы единичные структурные компоненты, очень яркие красновато-оранжевые	Очень неотчетливое	„ „
Vt-A_{4-6}		Преимущественно гомогенная масса, плеохроируют от желтовато-светло-серого до темно-серого	То же, но светло-желтый	То же	„ „

* Основным считается цвет в пр. св. без анализатора.

Витриниты -ОС, -Т, -ПА и -А (см. табл. V, 8; VII, 8; IX; XIV). Основные петрографические признаки витринитов-ОС, -Т, -ПА и -А в целом приведены в табл. 10. Витриниты-ОС в пр. св. при одном поляризаторе имеют слабо выраженные структуру и очертания, а при скрещенных николях выглядят несколько более яркими, их структура и контуры видны более отчетливо. В отр. св. при одном поляризаторе среди витринитов-ОС по структуре выделяются только единичные телиниты. Бóльшая часть липоидинита-ОС по цвету не отличается от витринита-ОС; близок к нему и семивитринит-ОС.

Среди витринитов-Т в пр. св. с одним поляризатором структура и контуры отдельных микрокомпонентов не выявляются, за исключением некоторых телинитов. При скрещенных николях витриниты-Т становятся более яркими, у большинства компонентов четко выявляются контуры и структурные особенности. В отр. св. при одном поляризаторе

Продолжение табл. 10

показатель преломления n [73]	В отраженном свете с иммерсией (кедровое масло)				Интервал удельного веса фракции-максимума (возраст)
	без анализатора	николи +	отражательная способность*, % [260]		
	цвет	анизотропность, цвет	R°_{max}	ΔR°	
1,96—2,0	Слабо двуотражают от светло-серого, до серовато-белого, слабо видны контуры	Неотчетливо анизотропны, серый	2,60 – 2,85 (угли T_2)	0,18—0,33	1,32—1,35 (Pz)
1,99—2,02	Двуотражают от светло-серого до неяркого белого, контуры и структуры видны	Анизотропны, светло-серый	3,00—3,18	0,30—0,42	1,39—1,40 (Pz)
2,02—2,06	Сильно двуотражают от серовато-белого до белого, четкая структура	Отчетливо анизотропны, белый	3,80—5,32	0,31—0,63	—
—	Сильно двуотражают от серого до белого, четкие контуры	Сильно анизотропны, ярко-белый	5,90—8,05	0,28—0,75	1,56—1,57 (Pz)

витриниты-Т имеют очень светло-серый цвет; у остальных телинитов различается структура, а при скрещенных николях они имеют серый цвет поляризации и четко видны структура и контуры компонентов.

У большинства витринитов-ПА контуры и структура не различаются в пр. св. с одним поляризатором. При скрещенных николях прозрачная площадь шлифа увеличивается. В отр. св. у витринитов-ПА более отчетливо, чем у витринитов-Т, выявляется структура ряда микрокомпонентов. При скрещенных николях витриниты-ПА имеют средний эффект анизотропии, серовато-белый цвет. Структура компонентов различается еще более отчетливо, чем при одном поляризаторе.

В Донецком бассейне среди антрацитов выделено шесть подстадий метаморфизма [64]. Наиболее слабым двуотражением обладают витриниты антрацитов первой подстадии, наиболее сильным — витриниты шестой подстадии [64, 260]. В пр. св. витриниты-А сильно плеохроиру-

Таблица 11

Химическая характеристика (в %) витринитов по фракциям-максимумам в гамме углефикации карбоновых углей [165, 183, 184]

Индекс микрокомпоненты	Бассейн (возраст)	Индекс фракции-максимума	Vt, %	W^a	A^c	$S^c_{об}$	V^r	T^r	C^r	H^r	N^r
Vt-Б$_3$	Подмосковный (C_1)	—	~100**	—	12,1	3,9	45,1	—	70,5	4,9	0,91
Vt-Б$_3$	Донецкий (C_2)	1,34—1,36	96	8,0	5,2	2,8	44,4	5,3—9,0 / 7,1	72,4	5,2	1,47
Vt-Б-Д	То же	1,34—1,36	>90	7,3	4,1	2,4	40,5	4,0—6,1 / 5,0	73,5	4,8	1,49
Vt-Д	„ „	1,34—1,36	90	8,1	2,0	1,7	39,8—40,9 / 39,8	6,8—7,6 / 7,2	75,3	5,1	1,81
Vt-Д-Г	„ „	1,30—1,32	92	5,8	0,9	3,5	42,8—46,4 / 44,6	12,0	77,7	6,3	1,4
Vt-Г	Донецкий (C_3)	1,27—1,30	95	2,5	1,0	1,7	38,9	9,0—12,5 / 10,7	82,1—83,6 / 82,8	5,4	1,8
Vt-Ж	То же (C_2)	1,27—1,28	91	1,4	0,4	1,2	29,7	6,0	86,5	5,1	1,7
Vt-Ж-К	„ „	1,28—1,30	93	1,4	0,2	0,9	23,3—25,5 / 24,5	4,0	88,1	4,8	1,9
Vt-К	„ „	1,28—1,30	90	1,2	0,8—1,1	0,8	19,5—22,0 / 20,7	2,0—3,2 / 2,6	89,5	4,8	1,9
Vt-К	„ „	1,30—1,32	93	0,83	0,9	2,1	19,5	1,03—2,3 / 1,7	89,0	4,8	1,63
Vt-ОС	„ „	1,30—1,34	>90	1,80	0,7	1,0	17,4	—	91,8—92,6 / 92,2	4,4	1,63
Vt-Т	„ „	1,32—1,35	>90	1,7	0,5	1,1	14,3	—	90,3	3,8	1,77
Vt-ПА	„ „	1,39—1,40	>90	1,4	1,1	1,4	7,3	—	92,2	3,3	1,4
Vt-А	„ „	1,56—1,57	>96	1,83	0,78	1,22	2,2	—	94,2	1,9	0,76

* Средние значения из химического анализа двух смежных фракций, составляющих фракцию-максимум; в случаях, когда разница в двух анализах составляла >0,5%, приведены обе цифры.

** Выделенный вручную стеблевой витрен.

ют: на низких подстадиях от красновато-оранжевого до коричневато-красного цвета, а на высоких — от зеленовато-темно-черного до желтовато-светло-серого. Слабо выявляется структура только у отдельных телинитов с неодновременным и неодинаково интенсивным двупреломлением полостей разных клеток ткани. При скрещенных николях витриниты-А становятся значительно более яркими, прозрачная площадь их (и шлифа в целом) увеличивается; на низких подстадиях они красновато-оранжевые, на высоких — желтовато-белые. При скрещенных николях в пр. и отр. св. так называемая «вторичная» структура у витринитов наблюдается значительно реже, чем у витринитов более низких стадий углефикации.

В отр. св. с иммерсией без анализатора витриниты-А видны лучше, чем в пр. Сильная степень их двуотражения расширяет гамму серо-белых тонов, обусловленную различиями вещества разных тканей, а также отдельных волокон одной ткани, что способствует выявлению растительной структуры исходной ткани (см. табл. VIII, 6; XIV, 3). В отр. св. витриниты-А обладают высоким эффектом анизотропии и имеют цвет от серовато-белого на низких до белого на высоких подстадиях. Тонкие различия в степени поляризации разных тканей и их волокон выявляют очертания и структуру компонентов. При невполне скрещенных николях структурные особенности витринитов выявляются столь же отчетливо, как и при скрещенных николях.

Среди витринитов-ОС, -Т, -ПА и -А различаются коллинит, Δ-витринит (см. табл. VIII, 1), телинит и крипто-телинит. Коллинит большей частью выглядит однородным, бесструктурным, выполняющим роль цемента (см. табл. IX, 3—5). Нередко в антрацитах в отр. св. при скрещенных николях различается и аттрито-витринит, который представляет собой совокупность слабо различимых мелких волокон растительных тканей (см. табл. V, 1, 2; VII, 8). Среди телинитов и крипто-телинитов выявляются фрагменты с α-, β- и γ-структурами. α-телиниты встречаются крайне редко. Они представляют собой ткань, полости клеток которой заполнены минеральным веществом. β-телиниты в одних случаях имеют полное и прямое погасание, в других — с неравномерным проявлением анизотропии во всех полостях клеток, с неполным погасанием при скрещенных николях. У γ-крипто-телинитов (γ-витринитов, в понимании И. Э. Вальц) структура выявляется вследствие неодинаковых свойств вещества полостей и стенок клеток.

По оптическим свойствам среди β- и γ-телинитов выделяются:

1. β- и γ-телиниты, степень анизотропности которых одинакова с коллинитом. Структура их выявляется в пр. св. при одном николе благодаря неодинаковому оттенку полостей и стенок клеток, а при скрещенных николях в пр. и отр. св. — в слабом различии интенсивности анизотропии. Погасание их полное, прямое. В эту же группу входят β- и γ-телиниты, структура которых выявляется вследствие неодинаковой оптической ориентировки вещества полостей и стенок клеток. Такие витриниты дают пеструю окраску в пр. и отр. св. с одним поляризатором, а с анализатором неполностью гаснут и просветляются, благодаря чему при беглом взгляде их можно принять за семифюзиниты.

2. β- и γ-телиниты, степень анизотропности которых меньше, чем у коллинита. В пр. св. при одном поляризаторе они несколько более светлые, чем коллинит, с плохо различимой структурой. В отр. св. при поляризаторе не отличаются от коллинита, а при введенном анализаторе неясно структурные. Встречаются редко.

3. β- и γ-телиниты, степень анизотропии которых больше, чем у коллинита. В пр. св. при одном поляризаторе они плохо различимы, полости их клеток несколько темнее клеточных стенок; при скрещенных николях клеточные полости становятся ярче стенок. В отр. св. выделяются при одном николе по более четкому двуотражению. Погасание

Таблица 12

Химическая характеристика (в %) витринитов по фракциям-максимумам в гамме углефикации мезозойских углей Сибири [164, 166, 181, 183, 184]

Индекс микрокомпонента	Бассейн, месторождение (возраст)	Индекс фракции-максимума	Vt, %	W^a	A^c	$S^c_{об}$	V^r	T^r	Выход спирто-бензольного экстракта	C^r	H^r	N^r
Vt-Б$_2$	Канско-Ачинский бассейн. Назаровское месторождение (J_2)	1,40—1,44	87—80	11,5	6,4	—	50,3	4,8	3,95	66,9—68,4 / 67,7	4,0	0,9
„	То же	1,40—1,44	>75	17,3	6,7	—	45,8	3,3	1,9	68,8	3,4	0,8
„	Ленский бассейн. Кангаласское месторождение (J_3—Cr_1)	1,38—1,42	99	12,0	7,2	0,28	45,8	4,6—8,4 / 6,5	—	70,75	4,6	—
Vt-Б$_3$	Канско-Ачинский бассейн. Бородинское месторождение (J_2)	1,36—1,40	97	14,0	4,0	—	45,2	9,7	—	72,4	4,1	0,9
„	Ленский бассейн (Cr_1). Леписское месторождение	1,38—1,40	92	10,1	4,1	0,15	42,0	3,3	—	71,2	4,3	—
Vt-Г	Ленский бассейн (Cr_1). Сангарское месторождение, пласт Нижний	1,26—1,30	90—95	3,6	4,0	0,3	45,7—47,7 / 46,7	20,8—23,2 / 22,0	—	80,9	6,0	—
„	Ленский бассейн (Cr_1). Сангарское месторождение, пласт Д	1,26—1,30	97	4,4	3,2	0,2	45,6	21,5	8,6	80,6	6,0	—
Vt-Ж	Ленский бассейн (Cr_1). Чечумское месторождение	1,25—1,30	95 - 97	2,0	4,0	—	36,8—38,2 / 37,5	14,0	—	85,4	5,8	—
„	Южно-Якутский бассейн. Чульмаканское месторождение (J_{2+3})	1,24—1,28	90—97 (в основном феллинит)	1,0	2,5—4,1 / 3,3	—	37,9—38,5 / 38,2	13,1—14,3 / 13,7	0,6	87,1—88,4 / 87,7	5,8	1,62
Vt-К	Улугхемский бассейн. Элегестское месторождение (J_2)	1,24—1,25	>90	0,9	1,7	0,40	34,9	—	—	89,0	5,7	—
„	Ленский бассейн. Чечумское месторождение (Cr_1)	1,25—1,30	91	1,7	3,1	0,3	34,2	10,0	—	87,6—88,4 / 88,0	5,6—6,1 / 5,9	—
„	Южно-Якутский бассейн. Чульмаканское месторождение (J_{2-3})	1,24—1,28	100 (в основном феллинит)	1,3	3,0—5,3 / 4,1	0,3	34,9	10,8	0,7	88,8	5,7	1,63
„	То же	1,22—1,28	То же	1,5	2,9	—	29,2	9,8	0,6	90,3	5,3	1,65
„	Южно-Якутский бассейн. Налдинская площадь (J_3)	1,26—1,30	89—100 (в основном феллинит)	1,2	2,9	0,4	24,3	5,1—6,7 / 5,9	0,4	90,5—92,0 / 91,2	3,8—5,0 / 4,4	1,45
„	То же	1,28—1,32	100	0,6	2,9	—	—	3,3	—	91,0—92,3 / 91,7	5,3	1,70
„	Южно-Якутский бассейн. Кабактинская площадь (J_3)	1,28—1,32	95—100	1,3	2,4—3,7 / 3,1	0,4	20,2	4,6	0,4	91,3	5,2	1,70
Vt-К-ОС	Южно-Якутский бассейн. Нерюнгринское месторождение (Cr_1)	1,30—1,34	97	1,3	2,8	—	19,3	3,7	0,6	93,7	4,9	1,20

* Приведены средние из данных химических анализов двух фракций, составляющих вместе фракцию-максимум; в тех случаях, когда разница в двух анализах составляла >0,5%, приведены обе цифры.

полное, прямое. В эту же группу входят и компоненты с повышенной степенью анизотропии и с разной оптической ориентировкой вещества полостей клеток. Эти компоненты имеют пятнистую окраску при одном и при скрещенных николях.

Об исходном растительном материале высокоуглефицированных углей данных пока мало [58, 59]. Разделение в тяжелых жидкостях донецких гелитов -ОС, -Т, -ПА и -А не дало дифференциации микрокомпонентов на фракции [165, 184]. Интервал фракций витринита узкий.

Витриниты высокометаморфизованных углей регионально-термального типа (в Тунгусском, Сучанском бассейнах, некоторых месторождениях Караганды и др.) и углей регионального типа метаморфизма большей частью не отличаются по свойствам, однако в первых часто наблюдается различная степень анизотропности в пределах одного образца. При слабой изоляции от интрузий через пористые породы чаще, чем в регионально-метаморфизованных углях, витриниты имеют ореолы анизотропии, волнистое или пятнистое погасание.

Витриниты сильноуглефицированных углей очень мало изучены. Особенно скудны сведения по сравнительным химико-петрографическим характеристикам индивидуальных микрокомпонентов. Разделение витринитов сильноуглефицированных углей на фракции пока не дали положительных результатов. По-видимому, на современном этапе изучение свойств этих витринитов возможно только путем подбора серии образцов с разным соотношением индивидуальных микрокомпонентов этой группы, а не методом разделения. Исследования витринитов -ОС, -Т, -ПА и -А при использовании поляризованного света должны быть направлены на изучение оптических свойств компонентов и на выявление их связи с ботанической и анатомической принадлежностью исходной растительной ткани.

Витриниты-МА (метаантрацитов) и витриниты-СГр (субграфитов). Метаантрациты и субграфиты изучены в Тунгусском бассейне [26]. Витриниты-МА отличаются от витринитов-А еще большей степенью двуотражения — ΔR 0,77—0,93% [26]. Среди них различаются те же структурные и бесструктурные компоненты, которые наблюдались среди витринитов-А. В пр. св. без анализатора витриниты-МА прозрачны только в очень тонких срезах по краю шлифа. Они плеохроируют от зеленовато-серого до черного цвета. В пр. св. при скрещенных николях площадь прозрачной части шлифа увеличивается. Витриниты-МА имеют серовато-белый цвет интерференции. В отр. св. витриниты-МА двуотражают от очень темно-серого до очень ярко-белого. При скрещенных николях они имеют ярко-белый цвет, очень хорошо различимы их структура и очертания, характерны ореолы анизотропии.

Субграфит отличается от метаантрацита тем, что в нем, наряду с обычными органическими компонентами, наблюдаются частично или полностью раскристаллизованные компоненты. Чешуйчатые, волокнистые и столбчатые кристаллики графита размером от 0,001 до 0,008 мм либо полностью замещают отдельные витриниты, либо образуют групповые и одиночные включения в витрините и фюзините. Друзы наиболее крупных кристалликов графита помещаются в структурных гелифицированных и фюзенизированных тканях и по стенкам трещин. Натечные сферические формы графита часто образованы по стенкам трещин.

Незатронутые кристаллизацией витриниты-СГр в пр. и отр. св. проявляют себя так же, как и витриниты-МА.

Фюзиниты (табл. X; XIV, 1—3, 12—14)

По поводу образования микрокомпонентов группы фюзинита нет единого мнения [38, 121, 147, 217, 229, 230, 231, 280]. Одна из гипотез происхождения фюзена — теория лесных пожаров. Эта гипотеза не мо-

жет объяснить все наблюдающееся разнообразие фюзинитовых и семифюзинитовых микрокомпонентов. Другая гипотеза [129] основывается на допущении, что перидерма и древесина, подвергаясь действию аэробных микроорганизмов, превращались в гнилушки. Эти гнилушки в аэробных условиях преобразовывались в фюзен или семифюзен. Было также высказано предположение о наложении процесса фюзенизации на предварительно гелифицированные остудневшие растительные остатки [205, 206]. По Г. Д. Петровскому [229—231], фюзенизированные микрокомпоненты возникают двумя путями в результате высокотемпературных процессов: за счет горения лесов и торфяников (первичное образование) и в процессе метаморфизма [176] из структурного витринита (вторичный процесс). А. Б. Травин [280], признавая образование некоторых фюзинитов и семифюзинитов в торфяную стадию, также высказывался за наличие в каменных углях фюзинитов, образовавшихся в процессе углефикации, в условиях общего восстановления органики. В. Н. Нестеров [217] считает, что фюзенизация растительных остатков представляет сложный, двухстадийный процесс. Главным условием образования фюзенизированных микрокомпонентов в углях является глубокое структурное изменение составных частей растительных тканей — лигнина и целлюлозы главным образом под влиянием химического действия среды торфонакопления. При этом, чем больше расшатывается их химическая природа, тем сильнее и при более низкой температуре протекает обуглероживание при тепловом влиянии земных недр. Очевидно, оформление фюзенизированных тканей морфологически и химически происходит после торфяной стадии (см. с. 7, 8).

А. И. Гинзбург [70] впервые в СССР дала краткую сводную характеристику фюзинитов углей разных групп углефикации. Изучением отражательной способности фюзинитов донецких и кузнецких углей занимались Л. И. Сарбеева и Н. М. Крылова [260]. В их данных наблюдается большой разброс показателей отражения ортофюзинитов и особенно семифюзинитов (например, $R°_{max}$ донецких семифюзинитов оказались ниже даже $R°_{max}$ семивитринитов кузнецких углей), так как в группе фюзинита были отнесены не только компоненты, образовавшиеся из лигнинно-целлюлозных тканей, но также и бесструктурный массивный микринит, остатки грибов и опакоидиниты [260, стр. 75]. Учитывая недостаточную изученность орто- и семифюзинитов, они подразделены в ряду углефикации на фюзиниты-$Б_{1-2}$; -$Б_3$·Г; -Ж·К; -ОС·Т и -ПА·А. Диагностика ортофюзинитов и семифюзинитов наиболее достоверна в отр. св., при котором даже без иммерсии лучше виден характер их клеточной структуры и анатомо-морфологические особенности тканей (см. табл. X, 6—11). Наиболее трудны при диагностике фюзиниты-ОС·Т и ПА·А (см. табл. IX, 1, 2, 8, 9), так как в углях ОС и Т большая часть фюзинитов по цвету и рельефу почти сравнивается с витринитом. Из них ортофюзинит виден сравнительно хорошо, а семифюзинит отличается от витринита только с применением масляной иммерсии. Фюзиниты-ПА·А безрельефны и характеризуются слабым двуотражением (благодаря чему при потемнении витринита они выглядят более светлыми, а при просветлении витринита — более темными). В отр. св. при скрещенных николях ортофюзиниты изотропны (за исключением некоторых разновидностей), а семифюзиниты в углях Т, ПА и А слабо анизотропны.

Данные химических анализов [17, 30, 60, 70, 84, 127, 164, 166] показывают, что группа фюзинита при более детальном исследовании, возможно, окажется не менее разнообразной по свойствам, чем группа витринита.

МИКРОКОМПОНЕНТЫ ИЗ ОСТАТКОВ ГРИБОВ

Склеротиниты (табл. XI)

В наиболее распространенных классификациях микрокомпонентов ископаемых углей остаткам грибов присвоено наименование склеротинитов. Этот термин (от греческого слова склерос — твердый) был предположен Э. Штахом в 1951 г. для обозначения спор, склероций, мицелия и плектенхимы низших грибов. К. Бенеш [300] именует эти образования фунгинитами.

Известно, что низшие грибы являются главными истребителями древесных тканей и по характеру производимых ими разрушений подразделяются на три группы. Представители одной из них разлагают целлюлозу, оставляя нетронутыми лигнин, другие избирательно потребляют лигнин, не затрагивая целлюлозы, и, наконец, третьи разрушают все вещество растительной ткани, не оставляя никаких твердых продуктов превращения. В отличие от этого растительные ткани, испытавшие воздействие первых двух групп низших грибов, в той или иной мере сохраняют признаки своего исходного анатомического строения.

Низшие грибы могут размножаться как вегетативно, так и с помощью специальных репродуктивных органов — спор.

Нитевидные гифы, переплетаясь между собой, образуют своеобразную грибную ткань, именуемую плектенхимой, или ложной паренхимой (см. табл. XI, 4). При наступлении неблагоприятных жизненных условий плектенхима распадается на отдельные части, каждая из которых, постепенно уплотняясь, принимает шарообразную, эллиптическую или многоугольную форму и образует на своей поверхности особо уплотненный слой, напоминающий оболочку (см. табл. XI, 2, 15). Возникшие таким путем тела носят название склероциев и являются покоящимся состоянием грибного организма. С наступлением благоприятных жизненных условий склероций, набухая, может распасться на отдельные части, каждая из которых способна дать начало новому грибному организму (см. табл. XI, 5).

Встречающиеся в углях склероции очень многообразны по своему строению. Они могут иметь различные очертания на поперечном разрезе, различимую толщину уплотненного периферического слоя и различные размеры наблюдаемой в середине тела пористости, обусловленной толщиной гифов и плотностью их переплетения и слияния между собой. Соответственно в настоящее время различают многочисленные виды склероций, описанные Э. Штахом, В. Пикхардом [300, 332] и многими другими исследователями. Споры также отличаются разнообразием форм. Различают одно-, двух и трехкамерные споры (см. табл. XI, 6, 14), встречаются также разновидности с еще большим числом отдельных камер. Споры грибов в ископаемом состоянии имеют сильно уплотненную, более или менее толстую оболочку и пустую внутреннюю полость. В строении оболочек грибных спор и гифов принимает участие хитин, чем обусловлено повышенное, по сравнению с растительными тканями, содержание азота и значительная твердость грибных остатков. Отличительной особенностью их химического состава является также высокое содержание углерода. В наиболее тонких шлифах гифы, склероции и споры грибов просвечивают, имея интенсивную серовато-коричневую окраску (см. табл. XI, 2, 5, 12). В более толстых участках шлифа они выглядят черными (см. табл. XI, 6, 13, 15), а в аншлифах обладают повышенным рельефом, особенно склероции и споры грибов (см. табл. XI, 7—9), и при рассмотрении в масляной иммерсии обнаруживают ясно выраженную белую окраску.

Гифы и склероции грибов встречаются в углях как в изолированном виде среди участков аттритового вещества, так и в самих остатках разрушаемых ими растительных тканей (см. табл. XI, 1, 3).

Остатки низших грибов известны с девона. В углях карбонового возраста споры и склероции грибов многочисленны, в то время как остатки плектенхимы отмечаются относительно редко. Склероции палеозойских грибов долгое время описывались под названием округло-угловатых тел и лишь предположительно относились к остаткам грибных организмов. В некоторых пермских углях (в частности, Кузбасс и Тунгусский бассейн) включения склероциев настолько характерны и многочисленны, что могут быть использованы в качестве руководящих ископаемых. В углях мезозоя они менее многочисленны, но нередко имеют очень характерные признаки, что также позволяет использовать их для стратиграфии. В кайнозойских землистых бурых углях они наиболее часты, причем представлены большим разнообразием форм (см. табл. XI, 1, 2, 5, 6, 11, 14). В изобилии грибные организмы встречаются также в лесных торфах, содержащих большие количества аттрита древесных тканей.

МИКРОКОМПОНЕНТЫ НЕЯСНОЙ ПРИРОДЫ

В предлагаемой классификации среди микрокомпонентов неясной природы выделены три группы (см. табл. 4).

Корпо-витриниты (табл. XII, 1—6)

Для обозначения корпо-витринитов в литературе используются различные названия: кругляшки, округлые тела, округло-угловатые тела, секретвитрит [314], гелисекретинит [202]. Содержание корпо-витринитов и, по-видимому, происхождение их в углях разных эпох различно.

Значительное содержание корпо-витринита характерно для углей долинской [202] и тентекской свит [203] Карагандинского бассейна, определенных горизонтов пласта $к_2$ Донецкого бассейна [187], углей ерунаковской свиты Кузнецкого бассейна [218] и др. В карбоновых углях встречаются изолированные (см. табл. XII, 1; XIII, 1) и в тканях (табл. XII, 3) округлые тела, имеющие в поперечнике сотни микронов [318, 330] и представляющие собой, видимо, секреторные выделения птеридоспермов в виде палочек [202, 224, 314, 325, 326, 338]. В других случаях создается впечатление, что корпо-витринит представляет собой вещество заполнения полостей в угле (см. табл. XII, 2). Округло-угловатые тела — корпо-витринит пермских углей (см. табл. XII, 4, 5) Л. П. Нефедьева [218] связывает со спорангиями. В пермских углях в оболочках спорангиев иногда встречаются цепочки сближенных округлых тел [218, 308]. Несомненно, что и древесины пермских голосеменных также служили поставщиками корпо-витринита [4, 5, 218]. Корпо-витринит углей последующих геологических эпох (см. табл. IX, 6; XII, 6) изучен меньше.

Химические свойства корпо-витринита почти неизвестны. Г. М. Лущихин [202] указывает на повышенный выход летучих веществ, пониженное содержание углерода и повышенное содержание серы в кларене с корпо-витринитом.

Микриниты (табл. XII, 7—11; XIII)

В группе микринита выделяются корпо-микриниты, десмито-микриниты, микриниты нерасчлененные и опакоидиниты.

Корпо-микриниты. К корпо-микринитам[1] относятся непрозрачные округло-угловатые тела, сходные со склеротинитом, но не являющиеся

[1] Название «корпо-склеротинит» (от корпо — тело и склерос — твердый) ближе к традиционному и, на наш взгляд, было бы удачнее. Однако, во избежание путаницы, им можно пользоваться только в том случае, если отказаться от названия «склеротинит» для обозначения достоверных остатков грибов и называть последние фунгинитом, как это обоснованно предлагает К. Бенеш [300].

достоверными остатками грибов. Обычно их относят к массивному микриниту — макриниту или к склеротиниту (см. табл. XI, 7—8; XIV, 1, 2, 3), либо варьирует последнее название: склерот [307], склеротиоид [303, 310]; существуют и другие наименования [232, стр. 175—177], в том числе фюзинит-секретинит [202], фюзенизированная смола [322], склеротинито-резинит [329]. В вертикальных шлифах корпо-микринит представляет собой большей частью вытянутые овальные или круглые тела размером в несколько сотен микронов (см. табл. XII, 7—10; XIII, 5), часто встречающиеся совместно с корпо-витринитом (см. табл. XIII, 1). Корпо-микринит карбоновых углей, выделенный из углей мацерацией, или разделением в тяжелых жидкостях, представляет собой палочки длиной в несколько миллиметров (возможно, и больше) с поперечным сечением в сотни микронов[1] (см. табл. XIII, 2). Иначе выглядят так называемые «высокорельефные тела», описанные И. Н. Семашевой и И. С. Софиевым [261] в юрских углях Ангрена — это черные корочки с очень ярким смолистым блеском, иногда с бронзовым отливом.

В отр. св. корпо-микринит гладкий, или же в нем наблюдаются каверны или трещины (см. табл. XII, 8—10; XIII, 5б). Видимо, это результат подсыхания или иного преобразования исходного вещества, возможно, мегаспор или смолы [299, 318, 322, 329] (см. табл. XII, 10). В пр. св. трещиноватость видна не всегда (см. табл. XII, 7; XIII, 1, 5а). Отражательная способность корпо-микринитов, видимо, не зависит от углефикации: в бурых углях $R°_{max}$ 1,0—4,0%, в жирных 2,3—2,8%, в коксовых 1,5—3,1%. Содержание корпо-микринита в углях сильно варьирует. В СССР описан только один случай, когда корпо-микринит является основным углеобразователем [10, стр. 76]. Характер распределения корпо-микринита иногда используется при корреляции угольных пластов [323]. Мнение о грибном происхождении всех округлых тел чаще подвергается сомнению [4, 5, 126, 160, 298, 324, 336]. Верхнепалеозойские корпо-микриниты могут быть остатками *Psaronius* [333, fig 147] и *Dadoxylon* (табл. XIII, сравните 4 и 5).

Химически корпо-микриниты изучены недостаточно. Указывалось на повышенное содержание углерода, пониженный выход летучих веществ и пониженную спекаемость углей с корпо-микринитом [202, 218, 318]. Детальные исследования произведены только для корпо-микринита (высокорельефных тел) юрских бурых углей Ангрена [261].

Десмито-микриниты и микриниты нерасчлененные. В работах 1930—1940 гг. часто указывалось на значительное содержание в углях непрозрачной основной массы. После усовершенствования техники изготовления шлифов обнаружился гетерогенный (аттритовый) характер основной массы, которую считали однородной. Однако в некоторых углях, главным образом нижнекарбоновых, и в двустороннеполированных шлифах на небольших участках наблюдается непрозрачное вещество (см. табл. XIII, 6), цементирующее другие микрокомпоненты. Для такого вещества предлагается название десмито-микринит. Поскольку десмито-микринит определяется как непрозрачная основная масса, его распознавание возможно только в пр. св. в шлифах. Поэтому известен он только в углях слабых и средних углефикаций.

Непрозрачные мелкие угловатые тела (см. табл. XII, 11; XIII, 5а), в том или ином количестве входящие в состав вмещающего (гетерогенного) вещества углей, со времени Геерленского конгресса 1935 г. принято называть микринитом. Микринит при больших увеличениях (под электронным микроскопом) обнаруживает точечную структуру [321, 331]. Для некоторых разностей микринита предполагается образование из склеренхимы [304]. Возможно, микриниты полигенетичны, и из-за

[1] Корпо-микринит донецких углей морфологически сходен с резинитом и при разделении совместно с ним попадает в наиболее легкие фракции [184].

отсутствия достоверных данных об их исходной природе помещены в класс микрокомпонентов неясной природы.

Опакоидиниты. Термин «опакоид» был введен З. В. Ергольской [101, 102] и изменен на «опакоидинит» Е. С. Корженевской и А. В. Лапо [165]. Под этим названием предлагается выделять три непрозрачных или полупрозрачных микрокомпонента, характерных для среднеуглефицированных углей. β-опакоидинит описан в донецких углях [165] и характеризуется комковатой структурой (см. табл. XIII, 7). λ-опакоидинит известен в карбоновых углях и представляет собой тонкие нити толщиной несколько микронов, ассоциирующие с липоидными компонентами (см. табл. XIII, 8). μ-опакоидинит (от греч. μετακινηδη — перемещение) распространен в юрских углях Тувы и Южной Якутии [184] и является оптически изотропным продуктом выжиманий или сублимаций липоидных компонентов и альгинита в гетерогенную основу угля (см. табл. II, 5; VII, 14; XIII, 3). В вертикальных препаратах он имеет вид наклонных «иголочек» или цемента, в который заключены фрагменты брекчированного угля. В отр. св. опакоидиниты различимы плохо (λ- и μ-опакоидиниты несколько светлее витринита). Отсутствие опакоидинитов в слабоуглефицированных углях позволяет предполагать, что их формирование происходило не в торфяную, а в углефикационную стадию углеобразования.

Графитиниты (табл. V, 10, 11; XIV, 4—11)

Графитиниты — это микрокомпоненты, обладающие значительно более высокой степенью двупреломления и большей отражательной способностью, чем витринит тех же углей. Такая трактовка термина, известного ранее [8], предложена Л. А. Богдановой [23, 27]. Высокоанизотропные образования, или графитиниты, известны в углях Донецкого, Кузнецкого, Печорского, Горловского, Таймырского, Тунгусского и Южно-Якутского бассейнов [23, 25, 27, 175, 176]. В слабоуглефицированных углях они единичны, в сильноуглефицированных углях встречаются чаще. В фюзенолитах графитиниты более распространены, чем в гелитолитах. В Тунгусском бассейне они встречаются в количестве до 2%. Графитиниты можно разделить на каемчатые, нитевидные и фрагментарные. Каемчатые обычно наблюдаются вокруг семифизинита. Ширина каемок не превышает 0,002 мм (см. табл. V, 10, 11). Нитевидные ориентированы по наслоению и по очертаниям напоминают микро- и мегаспоры и кутилуку. Ширина их от 0,001 до 0,01 мм. Фрагментарные очень разнообразны по форме и величине (от мелких частиц до линз шириной 0,1 мм и длиной до 3 мм) и по структуре напоминают фрагменты различных тканей и водоросли (табл. XIV, 4—11).

В отр. св. при параллельных николях графитиниты ярко-белые, имеют невысокий рельеф, сильно двуотражают (пятнисто, сегментарно, волнисто, и реже равномерно по всему компоненту). В отр. св. при скрещенных николях графитиниты редко имеют полное, одновременное погасание. В пр. св. графитиниты в большинстве своем непрозрачны, а некоторые в тонком срезе прозрачны и отчетливо плеохроируют (другие, сходные с семифюзинитом, плеохроируют очень слабо). Показатели отражения графитинитов значительно выше, чем витринитов тех же углей [27], причем вследствие очень малых размеров графитинита показатели отражения могут оказаться заниженными.

Образование графитинитов, вероятно, следует рассматривать как крайнее выражение неравномерности изменения органического вещества углей в процессе его углефикации [23—27]. По Н. М. Крыловой [176], высокоанизотропные образования представляют своеобразные формы графитопроявления.

Даже в длиннопламенных углях (Ленский и др. басс.) выявляются фрагменты тканей, обладающих более высокой степенью анизотропии, чем окружающий их почти изотропный витринит. По-видимому только отдельные химически подготовленные растительные ткани сказываются наиболее восприимчивыми к метаморфизующим факторам. Часть графитинита, возможно, образована в процессе уплотнения угля из продуктов возгона (метасоматоза?) подвижной части гумусового вещества и последующей конденсации его уже с более совершенной молекулярной структурой. Совершенство молекулярной структуры как непосредственно растительных фрагментов, так и продуктов возгона достигало любой стадии (Т, А), включая графитовую. В донецких и кавказских антрацитах наблюдается метаморфоза графита по мегаспорам, в углях ряда бассейнов встречаются друзы графита по трещинам.

Часть вторая

МИНЕРАЛЬНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В УГЛЯХ

Минеральные включения в зависимости от способа образования, условий накопления и парагенетических ассоциаций с петрогенетическими типами углей подразделяются на терригенные (или механические) и аутигенные образования. Соотношение терригенных и аутигенных минеральных групп в разных типах углей различное. Для малозольных блестящих и полублестящих углей характерно в основном аутигенное минералообразование. В зольных углях преобладают минералы обломочного происхождения, главным образом пелитоморфное глинистое вещество и кварц (табл. 13).

Таблица 13

Классификация минеральных включений в углях

Генетический тип минерализации			Состав	Форма нахождения	В каких углях встречаются
Терригенные примеси	Накопившиеся одновременно с исходным веществом углей	Минералы и обломки пород, принесенные текучими водами или мельчайшие частицы эолового происхождения	Пелитоморфное глинистое вещество	Прослойки, линзы и дисперсно-рассеянные включения	В основном в матовых и полуматовых углях фации проточных и периодически проточных торфяных болот
			Песчано-алевритовый материал: зерна кварца, полевых шпатов, пепловые частицы	Прослойки, линзы, отдельные зерна и кристаллы	
			Акцессорные минералы: биотит, хлорит, мусковит, пироксен, роговая обманка, эпидот, турмалин, сфен, циркон, апатит, магнетит, ильменит, гематит, корунд, рутил, анатаз, гранаты и др.	Отдельные зерна и кристаллы	
			Валуны и галька различных пород		
	Более поздние	Вмытые в трещины грунтовыми водами	„Кластические жилы" и „дайки"		В различных типах углей
		Втертые в уголь из боковых пород и породных прослоев в результате тектонических подвижек	Обломки пород почвы, кровли и внутрипластовых прослойков, остроугольные или несколько сглаженные		

Продолжение табл. 13

Генетический тип минерализации			Состав	Форма нахождения	В каких углях встречаются
Аутигенные образования	Сингенетичные и диагенетичные	Минералы, выпавшие из растворов в результате физико-химических реакций в условиях торфяных болот и погребенных торфяных масс	Каолинит, гидрослюды, глауконит, галлуазит, цеолиты, кальцит, сидерит, арагонит, анкерит, пирит, халькопирит, марказит, галенит, сфалерит, опал, халцедон, кварцин, кварц, мелит и др.	Кристаллы, зерна, конкреции, линзы, прослои, дисперсно-рассеянные частицы, псевдоморфозы по растительным тканям	Преимущественно в микстогумолитах
		Выпавшие из растворов, циркулирующих по трещинам и порам в углях	Кварц, кальцит, гипс, сульфиды, гидроокислы железа, глинистые образования	Пленки, прожилки, включения	Чаще всего в гелитолитах, но встречаются и в других типах
	Эпигенетичные	Образовавшиеся в зонах окисления угольных пластов	Продукты разложения сульфидов, сидерита и других минералов	Корочки, пленки, налеты, рыхлые агрегаты	В любых типах угля
		Минералы гидротермального генезиса	Главным образом сульфиды	Вкрапленность, мелкие прожилки, секущие жилы	То же
		Минералы динамотермального генезиса	Графит, тальк	Пленки, корочки, микровключения	" "

ТЕРРИГЕННЫЕ ПРИМЕСИ

К терригенным примесям относятся минералы и обломки пород, принесенные в торфяник постоянными и временными потоками, а также минеральные частицы эолового происхождения.

Наиболее распространен глинистый материал, затем песчано-алевритовый, валуны, гальки пород, а также так называемые «кластические жилы» и «дайки».

ПЕЛИТОМОРФНОЕ ГЛИНИСТОЕ ВЕЩЕСТВО

Пелитоморфное глинистое вещество в большинстве случаев преобладает над алевритовым и песчанистым материалом. В чистом виде пелитоморфное вещество почти бесцветное, в углях под влиянием гуминовых кислот обычно приобретает слегка буроватый оттенок. При скрещенных николях дает золотистые цвета интерференции. Тонкочешуйчатое глинистое вещество имеет единую оптическую ориентировку, параллельную плоскости наслоения. Оно и сопутствующий алевритовый материал встречаются почти во всех петрографических типах, особенно в углях, образовавшихся в условиях проточных или периодически проточных торфяных болот.

Характер распределения пелитоморфного вещества зависит от динамики водного режима. В одних случаях это равномерное смешение

тонкодисперсного глинистого и органического вещества, в других — образование микроскопически нитевидных глинистых слойков. Нередко в углях наблюдаются крупные прослои или замывы алевро-пелитового материала.

ПЕСЧАНО-АЛЕВРИТОВЫЙ МАТЕРИАЛ

Встречается в виде отдельных зерен в массе угля или образует послойные скопления и включения неправильной формы. Представлен в основном зернами кварца, обломками полевых шпатов и в некоторых случаях заметным количеством туфогенных частиц. Акцессорные минералы в шлифах встречаются очень редко.

Кварц в группе обломочных минералов представлен остроугольными или угловато-окатанными зернами. Иногда они довольно крупные (1—1,5 мм) и хорошо видны невооруженным глазом. Наиболее трудно отделимым при обогащении является кварц, тесно связанный в угле с тонкочешуйчатым глинистым веществом.

Полевые шпаты в количественном отношении занимают одно из ведущих мест среди терригенных минералов легкой фракции. Иногда отдельные их таблички можно встретить непосредственно в шлифах, хотя вообще таблитчатая форма сохраняется нечасто, так как в результате переноса образуются зерна угловатой или слегка окатанной формы. Чистые и прозрачные зерна полевых шпатов встречаются редко. Обычно они довольно мутные за счет процессов каолинизации или серицитизации.

Пепловый материал представлен угловатыми или слабоокатанными обломками непрозрачного или полупрозрачного вулканического стекла буроватых, желтоватых или зеленоватых тонов. Пирокластический пепловый материал ассоциирует обычно с алевропелитовой примесью, реже дает самостоятельные прослои. Н. В. Ренгартен [239] считает, что в условиях торфяных болот вулканический пепел образует прослои чистых туфов, а в проточной среде выпадает в осадок вместе с алевропелитовым материалом. В зоне торфяных болот пепловые частицы, претерпевая значительные изменения, образуют различные гидрослюдистые минералы и каолинит.

Из терригенных примесей, повышающих зольность углей, наиболее трудно отделяются при обогащении алевритовый материал и пелитоморфное глинистое вещество.

Валуны и гальки пород покрыты плотной угольной коркой, реже хорошо отполированы.

«Кластические жилы» и «дайки» отнесены в разряд терригенных условно. Они представляют собой своеобразные внедрения обломочного материала в угольные пласты. В литературе эти образования долгое время трактовались как сингенетичные [44, 87, 296]. Однако специальные исследования показали, что кластические образования не связаны с фациальной обстановкой, а всецело зависят от эпигенетических факторов [91, 158].

АУТИГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Аутигенное минералообразование начинается в ранний период отложения исходного растительного вещества, продолжается в период диагенеза, эпигенеза и заканчивается на стадии выветривания. Все аутигенные минералы в углях в зависимости от времени их образования обладают различными морфологическими особенностями. В период накопления торфяных масс образуются сингенетичные минералы, выпадающие из коллоидных и реже из истинных растворов, состав которых предопределен химизмом среды и характером торфяных болот. В связи

с этим сингенетичные минералы обнаруживают определенные парагенетические ассоциации с петрографическими типами угля. В следующий период происходит собственно диагенетическое минералообразование со своими характерными признаками и формами проявлений. Минералы эпигенеза образуются в разные промежутки времени в сформировавшемся угольном пласте. Связаны они с циркуляцией грунтовых вод, влиянием термального и собственно контактового метаморфизма углей и с выветриванием.

В одних и тех же минеральных группах могут быть встречены как хорошо сформированные кристаллы и кристаллические агрегаты, так и скопления с отчетливо выраженными признаками коллоидно-дисперсных образований.

На разных этапах изменения осадочных пород аутигенный комплекс минералов не остается постоянным. В период диагенеза происходит обезвоживание минеральных коллоидов, причем процесс минералообразования оказывается обусловлен не только наличием минеральных растворов, но и характером среды.

В угольных пластах, перекрытых кровлей, изменяется величина pH по сравнению с той, которая имела место в осадке до покрытия его кровлей. Изменение pH влечет изменение процессов минералообразования, так как соединения, устойчивые при одних физико-химических условиях, становятся менее устойчивыми или совсем неустойчивыми при других.

Эпигенетичные минералы выполняют обычно трещины и различные пустоты в углях, замещают раннеобразованные минералы, а в тектонически нарушенных участках угольных пластов образуют целые зоны минерализации.

Из аутигенных образований наиболее распространены глинистые минералы, карбонаты и сульфиды, наименее окислы и гидроокислы, сульфаты, минералы динамо-термального генезиса, радиоактивные и органо-минеральные соединения.

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ (табл. XV)

Глинистые минералы в углях представлены главным образом каолинитом и гидрослюдами. Размеры отдельных включений колеблются в очень широких пределах — от нескольких микрон до 1—1,5 мм. Структура пластинчатая, чешуйчатая, реже спутанно-волокнистая, показатели преломления невысокие, твердость очень низкая. Цвет белый, желтоватый и сероватый. В шлифах они бесцветные или слегка буроватые. Цвета интерференции от серых низкого порядка до золотистых.

Каолинит — самый распространенный минерал угольных фаций [236, 301, 312, 313, 317 и др.]. Встречается в виде отдельных мелких зерен в массе угля, образует пластинчатые пакеты, так называемые «монетные столбики» и характерные червеобразные кристаллы типа вермикулитов, слагает разнообразные кристаллические макро- и микроагрегаты, встречается в аморфном виде и выполняет трещины эндокливажа и полости клеток в растительных тканях. В пр. св. каолинит — бесцветный, интерференционная окраска серая. Двупреломление низкое, в аншлифах характеризуется буровато-серым цветом и рельефом, близким рельефу гелифицированного вещества. При больших увеличениях в зернах заметно неравномерно-волнистое погасание.

Пластинчатые пакеты каолинита типа «монетных столбиков» и червеобразные кристаллы характеризуются отчетливо выраженной спайностью и сегментарно-волнистым погасанием. Встречаются в угле и в глинистом веществе тонштейнов [140]. Иногда эти прослои состоят из крупных кристаллов каолинита и очень небольшого количества тонкокристаллической массы.

Кристаллические агрегаты каолинита наблюдаются в виде бесцветной или слегка сероватой вкрапленности, а также крупных включений овальной, реже неправильной формы. Под микроскопом без анализатора они кажутся однородными, при скрещенных николях представляют скопления крупных, хорошо сформированных кристаллов или агрегатные образования с мозаично-волнистым погасанием.

Аморфный каолинит в углях встречается гораздо реже. Это прозрачные или серовато-кремовые включения неправильной, реже овальной формы, изотропные при скрещенных николях. Обычно они довольно крупные и хорошо заметны невооруженным глазом.

Мелкокристаллический каолинит в клеточных полостях растительных тканей относится к разновидности кристаллических агрегатов. Без анализатора эти включения бесцветные или слегка буроватые, при скрещенных николях обладают серыми цветами интерференции и волнисто-мозаичным погасанием.

Каолинит, выполняющий трещины эндокливажа, встречается часто. Обычно он мелко- или среднекристаллический, в краях трещин иногда имеет пластинчатую структуру. Наиболее ранним является, вероятно, каолинит в клеточных полостях тканей, не успевших пройти стадию остудневания, и в рыхлой гетерогенной массе углей смешанного состава (различные микстогумиты). Трещины эндокливажа, которые образуются в результате дегидратации гумусовых коллоидов, заполняются остаточными коллоидными растворами алюмосиликатов, по-видимому, в стадию диагенеза.

Вокруг включений каолинита не наблюдаются явления оптического напряжения и другие изменения в структуре угля, связанные с напряженным ростом кристаллов. Это говорит о том, что каолинит формируется одновременно с процессом торфообразования.

Эпигенетические образования глинистого вещества наблюдаются в виде пленок и мучнистых налетов по трещинам экзокливажа и на плоскостях скалывания. Особенно часто они встречаются в тектонически развальцованных углях.

Монотермит (синонимы гидрослюда, иллит), как и каолинит, полигенетичен. Сингенетичный монотермит представлен мельчайшими светлыми чешуйками, заключенными в основной массе угля или среди аттритового материала. Реже встречаются более крупные таблички с отчетливо выраженной спайностью. Окраска в пр. св. слегка буроватая. От каолинита отличается более высоким двупреломлением и золотистыми цветами интерференции. Образуется в качестве промежуточного продукта при превращении полевых шпатов в каолинит. Эпигенетичный монотермит встречается значительно реже.

В блестящих и полублестящих углях каолинито-гидрослюдистый материал имеет в основном аутигенное происхождение, в то время как в матовых и полуматовых разновидностях отмечается главным образом терригенное глинистое вещество.

Глауконит (гидрослюда) также относится некоторыми авторами к группе глинистых минералов. В углях отмечается крайне редко в виде неправильных, изометрических или слегка удлиненных зерен зеленовато-бурого цвета. В пр. св. зеленый с отчетливо агрегатным строением. Образуется в основном за счет разложения и замещения алюмосиликатов. Галлуазит встречается в виде буровато-коричневых включений со скрыточешуйчатой структурой. Окраска связана, по всей вероятности, с влиянием гумусового вещества. Галлуазит в массе угля сингенетичен, а по трещинам кливажа он, вероятно, более поздний. Не исключено, что галлуазит нередко принимают за каолинит.

Цеолиты присутствуют в очень небольшом количестве, обычно совместно с опалом и халцедоном. Образуют мелкие кристаллики призматической или таблитчатой формы с прямым погасанием.

В Грузии в среднеюрских углях Гелатского месторождения был обнаружен аутигенный анальцим в виде бесцветных включений неопределенных и многогранных очертаний. Иногда наблюдаются неотчетливые сферолиты анальцима.

Несмотря на незначительное содержание цеолитов в веществе угля, они являются очень характерными минералами некоторых угольных месторождений, содержащих угли ранних стадий углефикации.

КАРБОНАТЫ (табл. XVI)

Минералы этой группы в угольных пластах пользуются широким распространением. Часто встречаются кальцит и сидерит, реже арагонит и анкерит. Образуются они в период диагенеза и эпигенеза.

Кальцит является самым распространенным из карбонатных минералов. В большинстве случаев встречается эпигенетичный кальцит, который развивается по многочисленным трещинам экзокливажа, образуя прожилки или тончайшие пленки. Приурочен в основном к наиболее трещиноватым блестящим и полублестящим типам угля. Нередко кальцит замещает каолинит в клеточных полостях тканей, встречается в виде агрегатов или отдельных зерен с более или менее правильными изометричными очертаниями и отчетливо выраженной спайностью. В пр. св. кальцит бесцветный, обладает отчетливой псевдоадсорбцией. В скрещенных николях дает агрегатную поляризацию и малиново-зеленовато-желтоватые цвета интерференции.

В отр. св. он дымчато-серый, нередко обладает характерным внутренним отражением в перламутровых тонах. В бурых углях он светлее витринита, в длиннопламенных оттенки их почти одинаковые, а начиная с газовых углей кальцит выглядит темнее, чем гелифицированное вещество.

Сидерит типичный аутигенный минерал, образующийся в углях в стадию диагенеза. Он, как правило, приурочен к блестящим и полублестящим углям, значительно реже встречается среди полуматовых. Наблюдается несколько морфологических разновидностей.

Сферолиты сидерита встречаются в виде отдельных мелких включений в веществе угля и значительных скоплений.

В тонких шлифах сферокристаллы сидерита имеют буровато-желтую окраску; в скрещенных николях — четкое радиально-лучистое погасание. Вокруг них наблюдаются явления оптического напряжения, что связано, вероятно, с интенсивным ростом сферокристаллов в уплотненном веществе угля.

В аншлифах сферосидериты темно-серые с радиально-лучистым строением. В зоне окисления сферолиты покрыты коричневато-бурыми корочками за счет продуктов разложения, а прослойки углей, обогащенные окисленными сферолитами сидерита, приобретают характерный коричневатый оттенок. Мелкокристаллическая разновидность сидерита в углях представлена скоплениями послойно вытянутой или неправильной формы. Псевдоморфозы сидерита по растительным тканям являются довольно распространенной разновидностью. Развивается сидерит чаще по коровым тканям, давая частичное и полное замещение. Иногда встречаются сидеритизированные древесные стволики.

Арагонит менее распространен. Образует поперечные волокнистые прожилки эпигенетичного происхождения, дает отдельные волокнистые кристаллические агрегаты или переслаивается с веществом угля. Анкерит встречается реже. От кальцита отличается светло-бурым цветом и более высокими показателями преломления. Представлен отдельными зернами изометрической, реже ромбоэдрической формы. Иногда образует псевдоморфозы по фюзену.

Карбонатные конкреции являются весьма распространенными образованиями в угленосных толщах [36 и др.] и угольных пластах [54, 309]. Встречаются шарообразные, овальные и лентовидные формы. Благодаря выдержанности на больших расстояниях по площади они имеют важное значение для синонимики угольных пластов. Главной составной частью большинства карбонатных конкреций является сидерит. Помимо собственно сидеритовых конкреций, сидерит, как составная часть, входит в состав мергелистых (карбонатно-глинистых) и известково-доломитовых желваков. Наблюдаются также стяжения сидерита вокруг кристаллов пирита.

СУЛЬФИДЫ (табл. XVII)

Сульфиды представлены в углях главным образом пиритом и марказитом, которые нередко описываются как серный колчедан. В виде включений встречаются халькопирит, галенит и сфалерит. Сульфидная минерализация в углях описана в ряде работ [72, 85, 86; 136, 137; 150, 151, 153; 242, 248, 249, 250].

Пирит наиболее распространен и приурочен, как правило, к гелифицированному веществу. В отр. св. он имеет латунно-желтый цвет и очень яркий блеск. При скрещенных николях изотропен. Вокруг включений пирита наблюдается некоторое окисление угольного вещества и ореолы оптических напряжений, связанные с давлением растущих зерен пирита на гелифицированное вещество.

Часто пирит заполняет клеточные полости или замещает клеточные стенки тканей, развивается по кутикуле, выполняет внутренние части микроспор или образует тончайшую вкрапленность по периферии витренизированных склероций. Встречаются обломки пиритизированной древесины или стволики, замещенные пиритом.

Из всех форм проявления пиритной минерализации наиболее ранними по времени образования являются инкрустации пиритом растительных тканей с хорошо сохранившейся клеточной структурой.

Глобулярная форма пиритизации является, по-видимому, более поздней, так как развивается в бесструктурном гелифицированном веществе или по остудневшим тканям.

По данным Л. Я. Кизильштейна [150, 152], эта форма является псевдоморфозой пирита по микроорганизмам, населяющим торфяник, и характерна для углей фации застойных торфяных болот.

Эпигенетичный пирит образует пленки или плоские розетки на поверхностях кливажа или прожилки по тектоническим трещинам. В зонах дробления наблюдаются иногда участки сплошной сульфидной минерализации с преобладанием пирита.

Марказит представлен копьевидными ромбическими или таблитчатыми кристаллами радиально-лучистого строения. Цвет латунно-желтый с сероватым или зеленоватым оттенком, блеск металлический. В зернистых агрегатах, слагающих конкреции, пирит и марказит почти не отличимы. В пр. св. марказит непрозрачен, а в отр. св. при скрещенных николях отчетливо анизотропен.

Халькопирит менее распространен. Сингенетичный халькопирит образует изометричные зерна, вкрапленные совместно с пиритом в гелифицированное вещество углей, эпигенетичный встречается в виде различно ориентированных прожилков. В отр. св. халькопирит желтый, в пр. св. — непрозрачен.

Галенит присутствует в ничтожном количестве главным образом как спутник пирита и марказита. Наблюдается в гелифицированном веществе, под микроскопом — в виде единичных мелких зерен неправильной или округлой формы, характеризуется высокой отражательной способностью, имеет белый цвет, низкий рельеф, оптически изотропен.

Сфалерит чрезвычайно редок. Представлен мелкими включениями голубовато-серого цвета неправильной формы с низким рельефом. Приурочен к гелифицированному веществу, ассоциирует с блестящими типами угля.

Сульфидные конкреции — наиболее распространенная форма сингенетичной минерализации. Характер проявления разнообразный. Часто встречаются «плиты» или слои интенсивно пиритизированного угля. Наиболее распространены желваки и шаровидные конкреции. Иногда поверхность конкреций бывает покрыта мелкими кристалликами пирита (пиритные «ежики»).

Состав конкреций редко бывает мономинеральным. Исследования Л. Н. Юловского в углях Подмосковного бассейна показали, что основными компонентами конкреций являются пирит и марказит, в качестве примесей присутствуют лимонит, марматит, цинковая обманка и халькопирит.

Сульфидные конкреции в угольных пластах Ангренского месторождения имеют ярко-желтый цвет [72].

Мельниковит — коллоидный бисульфид железа, который в виде тонкодисперсного вещества черного цвета в небольших количествах входит в состав конкреций; самостоятельно не встречается.

Большинство сульфидов в угольных пластах формируется в раннюю стадию торфонакопления в виде конкреций и псевдоморфоз по растительным тканям. Глобулярная форма пирита образуется, по-видимому, в начальную стадию диагенеза в результате соединения остаточных количеств двухвалентного железа с дополнительными порциями серы, появляющимися в процессе сероводородного брожения, вызванного жизнедеятельностью серных бактерий. Самой поздней по времени образования является эпигенетичная форма.

Наиболее трудно отделимой является тонкорассеянная (глобулярная) разновидность пирита. Значительная часть пирита остается в сростках с органическими компонентами. Угли с эпигенетичной сульфидной минерализацией легко обогатимы.

ОКИСЛЫ И ГИДРООКИСЛЫ (табл. XVIII, 1—5)

Минералы этой группы представлены в углях различными модификациями кремнекислоты и соединениями железа и титана.

Наиболее распространены опал, халцедон с волокнистыми разновидностями и кварц, представляющие три стадии развития осадочного кремнезема. В пр. св. эти минералы, кроме опала, прозрачны и анизотропны, в отр. св. — серые, с низким рельефом.

Опал в углях встречается редко и представляет собой типичный твердый гель. Образует сферолиты или зерна неправильной формы. В шлифах он слегка буроватый, изотропен. Обезвоживаясь и кристаллизуясь, переходит в минералы типа халцедона и кварц.

Халцедон наблюдается в виде бесцветно-прозрачных включений неправильной формы с волокнистой, радиально-лучистой, реже шестоватой структурой и соответствующим погасанием. Отмечаются розетчатые и веерообразные сростки и мелкие сферокристаллики, заключенные в витрините и создающие ореолы оптических напряжений.

Кварцин — редко встречающаяся волокнистая разновидность кремнекислоты. От халцедона отличается знаком удлинения. Установлен в углях Карагандинского бассейна и Донбасса.

Аутигенная разновидность кварца встречается реже, чем терригенный кварц. Представлена бесцветными кристаллическими агрегатами с мозаичной структурой или включениями в клеточных полостях тканей. Реже наблюдаются послойно вытянутые образования шестоватого кварца.

Кремнистые конкреции в углях развиваются главным образом по растительным остаткам. Известны также случаи окремнения целых древесных стволов.

Кремнистые образования описаны в Атласах углей и в работах И. Е. Лескевич [197, 198], И. Б. Волковой [51], П. В. Зарицкого [135, 138, 139, 313] и др. По степени сохранности растительных остатков различается ранне- и позднедиагенетическое окремнение.

Эпигенетичный мелкокристаллический кварц развит обычно по трещинам экзокливажа, в зонах тектонических нарушений образует серию ветвящихся прожилков. Образуется в кислой среде при понижении температуры, когда резко снижается растворимость кремнезема. Высокотемпературный кварц встречается в контактово-метаморфизованных углях, где выполняет поры и минерализует вещество угля в зонах дробления.

При обогащении кремнистые минералы, образовавшиеся в стадию сингенеза и диагенеза, отделимы труднее, чем эпигенетичные. Так как они имеют сугубо локальное распространение, то содержащие их угли относятся к средней категории по обогатимости. Конкреционные формы являются легко отделимой примесью.

Окислы и гидроокислы железа представлены гематитом и бурым железняком. Гематит в отр. св. ярко-белый с высоким рельефом; в тонких шлифах просвечивает в оранжеватых тонах. Округлые зерна гематита, рассеянные в гелифицированном веществе, обнаружены А. И. Гинзбург в антрацитах Восточно-Ферганского бассейна.

Бурый железняк (лимонит) встречается чаще, чем гематит. Это типичный эпигенетический минерал, который образуется в зоне окисления в виде бурых и ржаво-бурых пленок и охристых налетов по трещинкам или в виде плотных корочек по сульфидам, сидериту и другим железистым минералам.

Минералы группы анатаз-брукита встречаются редко. Цвет их коричневато-бурый до черного, контуры неотчетливые. Цвета интерференции высокие, рельеф резкий. Иногда встречаются землистые новообразования титанистых минералов, имеющие мучнистый облик [238].

СУЛЬФАТЫ (табл. XVIII, 6—9)

Из группы сульфатов в углях развиты гипс, ангидрит, целестин, ярозит и мелантерит. Широкого распространения они не имеют. Гипс в угольных пластах приурочен обычно к зоне выветривания, образует тонкие прослойки водяно-прозрачных кристаллов со стекловидным блеском, выполняет трещины отдельности в виде пленок и тончайших розеток. А. И. Гинзбург наблюдала гипс в виде конкреций и отдельных кристаллов на месторождении Хаджа-Ата в Северной Фергане.

Ангидрит редок, от гипса отличается пестрыми цветами интерференции, формы проявления те же. Преобладают пластинчато-сферолитовые разности.

Целестин встречен в одном из угольных пластов Карагандинского бассейна в виде прожилков гребенчатой структуры по горизонтальным трещинкам в витрините.

Ярозит мало распространен, встречается в зонах окисления. Ассоциирует с сульфидами и включениями бурого железняка, образуя охристо-желтые рыхлые агрегаты в трещинах или пустотах. В аншлифах имеет низкую отражательную способность и желтовато-бурые внутренние рефлексы.

Мелантерит, или железный купорос [200], выполняет трещинки и пустоты в угле. Цвет светло-зеленый, реже сероватый. Кристаллизуется при недостатке кислорода. Встречается в ассоциации с гипсом и дру-

гими сульфатами (кроме ярозита). Первоисточником мелантерита служит, вероятно, пирит.

Иногда в углях встречается самородная сера, которая, выделяясь из растворов, образует налеты по трещинам или плоскостям наслоения.

РАДИОАКТИВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ (табл. XIX)

Радиоактивные включения, как правило, вызывают вокруг себя ореолы резкого повышения углефикации. В отр. св. это выражается в интенсивном посветлении гелифицированного вещества и значительном повышении его рельефа.

ОРГАНО-МИНЕРАЛЬНЫЕ СОЕДИНЕНИЯ

Эта группа минералов (меллит, уэдделит и ювеллит) изучена слабо. Меллит — алюминиевая соль меллитовой кислоты образуется в результате окисления бурых углей [221] в виде отдельных прослойков или яйцевидных включений светло-оранжевого цвета. Наибольшие количества меллита встречены в шахте Гостевской Подмосковного бассейна. Уэдделит и ювеллит обнаружены Е. И. Нефедовым в меловых углях некоторых арктических месторождений.

МИНЕРАЛЫ ДИНАМО-ТЕРМАЛЬНОГО ГЕНЕЗИСА
(табл. XX, XXI)

Графит и графитоподобные новообразования встречаются в углях различных стадий углефикации. Характерны для районов интенсивной тектоники и с проявлением контактового и термального метаморфизма. В первом случае графит макроскопически фиксируется на поверхностях зеркал скольжения в виде примазок и корочек. Наиболее распространена каемчатая форма графитоподобных новообразований, которая представляет собой графитовые оторочки, развитые преимущественно по периферии семивитринита и семифюзинита. Нередко наблюдаются таблитчатая, лентовидная и фрагментарно-избирательная разновидности. Последняя образует псевдоморфозы по растительным тканям. Реже встречаются чешуйчатая разновидность, выполняющая трещины или пустоты; пятнистая, приуроченная к местам стрессовых подвижек; и сферолитовая с характерной скорлуповатой структурой и сегментарным погасанием.

Благодаря резкому плеохроизму от ярко-белого до черного цвета и интенсивной анизотропности эти образования в отр. св. отчетливо выделяются не только на фоне изотропных микрокомпонентов в стадии каменных углей, но и в антрацитах. В пр. св. эти включения просвечивают только в предельно тонких участках шлифа, плеохроируя от желтовато-беловатых до темно-бурых тонов, обладают яркой анизотропией и дают золотистые цвета интерференции.

Графитоподобные образования отличаются высокими значениями R и особенно высоким коэффициентом двуотражения. Максимальное значение этой константы (ΔR) соответствует 98% (при $R_{max}=8{,}8$ и $R_{min}=0{,}1$ в масляной иммерсии). Наибольшее R в пределах одной и той же стадии метаморфизма имеют таблитчатая и ленточная разновидности, обладающие наиболее совершенной и однонаправленной оптической ориентировкой [175, 176].

В Кузбассе наибольшее количество графитовых новообразований наблюдалось в углях Прокопьевско-Киселевского и Анжерского районов. Кроме того, отдельные включения графита встречены в углях Ленинского района. Не исключена возможность, что наряду с влиянием тектонического фактора, графитообразование в Кузбассе связано так-

же с близостью магматического очага, о чем свидетельствуют интрузии Томь-Усинского района. Особенно характерно наличие контактово-термальной графитовой минерализации для углей Тунгусского бассейна, где она связана в основном с влиянием пластовых интрузий. Отдельные графитоподобные новообразования встречены в углях Таймыра, на Пай-Хое и отмечены А. А. Кузнецовой в отдельных районах Карагандинского бассейна. По данным Г. П. Вырвич и В. В. Комогорова, аналогичные включения встречены в донецких и среднеазиатских углях. Эти образования изучены Л. А. Богдановой [23, 27] и названы ею графитинитом. Вопрос о генезисе графитовой минерализации в углях окончательно не решен и находится в стадии изучения.

Тальк наблюдается в виде примазок зеленовато-серого цвета на поверхностях кливажа и зеркал скольжения в зонах дизъюнктивных нарушений. Он, очевидно, характерен для углей районов со сложной тектоникой. В литературе нет указаний на его нахождение в углях.

Часть третья

ГРУППЫ, КЛАССЫ И ТИПЫ УГЛЕЙ РАЗЛИЧНЫХ СТАДИЙ УГЛЕФИКАЦИИ

Глава 1. ВЕЩЕСТВЕННО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ИСКОПАЕМЫХ УГЛЕЙ

В Советском Союзе в углепетрографии наметились два основных направления: геолого-генетическое и технологическое. Исследования первого направления связаны с решением ряда геологических вопросов и посвящены выявлению состава и структуры угольных пластов, их корреляции, выяснению условий накопления исходного материала, первичных процессов его превращения в уголь, изменению последнего в течение геологической истории и т. п. В связи с этим в работах геолого-генетического направления широкое применение получили и соответствующие методы изучения угольных пластов в условиях их естественного залегания.

В петрографических исследованиях, связанных с промышленным использованием углей, основное значение имеют методы, выясняющие качественные особенности углей. Такое направление работ предусматривает группировку углей, базирующуюся главным образом на учете процентного содержания в среднепластовых и товарных пробах групп микрокомпонентов и определении промышленной марки угля.

В работах геолого-генетического направления приведены различные классификации гумусовых углей. Наиболее известна классификация Ю. А. Жемчужникова [108, 110, 113], уточненная его последователями [121, 149].

Вещественно-петрографическая классификация гумусовых углей предложена в 1955 г. Н. М. Крыловой, И. Э. Вальц, А. А. Любер и А. И. Гинзбург [222]. Некоторые применяют классификацию П. П. Тимофеева и Л. И. Боголюбовой [274]. При решении вопросов практического использования углей применяют промышленно-генетическую классификацию углей, разработанную в 1964 г. И. И. Аммосовым, Б. Г. Бабашкиным, Н. П. Гречишниковым, И. В. Ереминым, Г. С. Калмыковым и В. К. Прянишниковым [235].

Многие углепетрографы считают вещественно-петрографический состав существенным признаком, определяющим генезис и важнейшие качественные особенности углей. Поэтому этот признак обычно используется при выделении основных классификационных единиц, дальнейшее подразделение углей проводится с учетом сохранности структуры преобладающего растительного вещества и по соотношению углеобразующих и второстепенных компонентов.

П. П. Тимофеев и Л. И. Боголюбова за основу классификации гумусовых углей приняли структуру углеобразующих микрокомпонентов с последующим подразделением их по вещественному составу. Стадии углефикации в отличие от предлагаемого варианта в генетических классификациях не учитываются.

В промышленно-генетической классификации И. И. Аммосова и др. органическая часть угля характеризуется количественными показателями стадий углефикации, петрографического состава среднепластовых проб, спекаемостью, а минеральная — определяется по обогатимости, зольности и сернистости. Все показатели выражаются кодовой системой.

При сопоставлении различных классификаций видно, что понятия одноименных таксономических единиц не совпадают, как не совпадают принципы их выделения или порядковые места в соответствующих схемах (табл. 14). В классификациях Ю. А. Жемчужникова и А. И. Гинзбург, а также Н. М. Крыловой, И. Э. Вальц, А. А. Любер и А. И. Гинзбург группа углей является наиболее крупной таксономической единицей и отражает общий характер исходного материала, состоящего из остатков высших или низших растений [121, 222]. В классификации П. П. Тимофеева и Л. И. Боголюбовой группа углей — таксономическая единица второго порядка и определяет степень разложения лигноцеллюлозных тканей. Аналогичные расхождения имеют место и в других классификационных подразделениях. Авторы различно подходят к выделению петрографических типов углей. На данной стадии развития представлений о значимости классификационных показателей подобные расхождения неизбежны.

В настоящей работе приведен переработанный и дополненный вариант вещественно-петрографической классификации углей, предложенный в 1955 г. на II Всесоюзном угольном совещании в Ленинграде. Схема классификации дополнена описанием сапрогумолитов и сапропелитов. Принципиально новым в предлагаемом варианте классификационной схемы является выделение углефикационного ряда и указание степени различимости тех или иных подразделений на определенной стадии углефикации.

Группы углей, как у Г. Потонье и Ю. А. Жемчужникова [113], выделены нами с учетом общего характера исходного материала, образовавшегося из остатков высших или низших растений в принципиально различных условиях накопления (табл. 15, рис. 1).

Классы углей отражают конкретные и наиболее характерные условия преобразования исходного растительного материала. Они выделяются по вещественно-петрографическому составу основных углеобразующих микрокомпонентов.

Подклассы углей отражают степень преобладания основного углеобразующего вещества. Подклассы хорошо различаются по внешнему виду и, как и классы, в типичном проявлении определяются макроскопически в угольных пластах. Подклассы углей в предлагаемой классификации соответствуют петрографическим типам в классификации Ю. А. Жемчужникова [110, 121].

Последующие подразделения выделяются под микроскопом и отличаются друг от друга степенью детальности расшифровки основного углеобразующего вещества, находящегося в соотношении с второстепенными компонентами. Названия типов, подтипов и разновидностей слагаются из наименования углеобразующих и второстепенных компонентов. Эти обозначения заканчиваются названием углеобразующих компонентов, что акцентирует их преобладание в составе соответствующих углей.

Типы углей являются наиболее часто употребляемой таксономической единицей. Они выделяются в пределах каждого подкласса по соотношению углеобразующих и второстепенных микрокомпонентов, без учета структуры и микрокомпонентного состава основного углеобразующего вещества.

Подтипы углей выделяются в пределах каждого типа и отражают структуру основного углеобразующего вещества, что передается добавлением к названию типа следующих корней: тело, гомо, аттрито. Это подразделение выделено для всех классов, кроме липоидолитов и микстогумолитов, где структурный признак не имеет первостепенного значения.

Таблица 14

Основные подразделения гумусовых углей по петрографическим признакам и их номенклатурные обозначения [149]

По Ю. А. Жемчужникову и А. И. Гинзбург [121] с дополнениями		По Н. М. Крыловой, И. Э. Вальц, А. А. Любер и А. И. Гинзбург [222] с дополнениями				
Гелифицированное вещество, %	Тип	Класс	Тип	Основные группы микрокомпонентов, %		
				Vt	L	F
90—100	Витреновый и ксиловитреновитреновый (ультраклареновый)		Гелиты**	90—100	0—10	0—10
75—90	Клареновый с липоидными компонентами		Липоидо-гелиты	75—90	5—25	0—5
	Клареновый с фюзенизированными компонентами		Фюзинито-гелиты	75—90	0—5	5—25
	Клареновый с липоидными и фюзенизированными компонентами		Липоидо-фюзинито-гелиты	75—90	5—20	5—20
50—75	Дюрено-клареновый с липоидными компонентами	Гелитолиты Блестящие и полублестящие угли с преобладанием гелифицированных микрокомпонентов*	Липоидо-гелититы	50—75	15—50	0—10
	Дюрено-клареновый с фюзенизированными компонентами		Фюзинито-гелититы	50—75	0—10	15—50
	Дюрено-клареновый с липоидными и фюзенизированными компонентами		Липоидо-фюзинито-гелититы	50—75	10—40	10—40
25—50	Кларено-дюреновый с фюзенизированными компонентами	Фюзенолиты Полуматовые и матовые угли с преобладанием фюзенизированных микрокомпонентов	Гелито-фюзиниты***	15—50	0—10	50—75
			Липоидо-фюзититы	0—10	15—50	50—75
			Гелито-липоидо-фюзититы	10—40	10—40	50—75
10—25	Дюреновый с фюзенизированными компонентами		Гелито-фюзиты	5—25	0—5	75—90
			Липоидо-фюзиты	0—5	5—25	75—90
0—10	Фюзено-семифюзеновый		Гелито-липоидо-фюзиты	5—20	5—20	75—90
			Фюзиты	0—10	0—10	90—100
25—50	Кларено-дюреновый с липоидными и фюзенизированными компонентами	Микстогумолиты Полуматовые и матовые угли без резкого преобладания групп микрокомпонентов	Микстогумиты	25—50	25—50	25—50
			Гелито-липоидо-микстогумититы	25—50	25—50	0—25
			Гелито-фюзинито-микстогумититы	25—50	0—25	25—50
10—25	Дюреновый с липоидными и фюзенизированными компонентами		Липоидо-фюзинито-микстогумититы	0—25	25—50	25—50

* Блеск указан для разновидностей с небольшим содержанием минеральных включений.

** Если преобладает однородное гелифицированное вещество, то добавляется слово гомо (например, липоидо-гомогелиты), если структурное вещество, то — тело (например, липоидо-телогелиты). Микстогелитами, или гелитами, называются угли со смешанным (структурным и бесструктурным (гелифицированным веществом.

*** При смешанном составе фюзенизированных компонентов — микстофюзититы, при преобладании слабофюзенизированных компонентов — семифюзититы.

Продолжение табл. 14

По Ю. А. Жемчужникову и А. И. Гинзбург [121] с дополнениями		По Н. М. Крыловой, И. Э. Вальц, А. А. Любер и А. И. Гинзбург [222] с дополнениями				
Гелифицированное вещество, %	Тип	Класс	Тип	Основные группы микрокомпонентов, %		
				Vt	L	F
25—50	Кларено-дюреновый с липоидными компонентами	Липоидолиты Полуматовые и матовые угли с преобладанием липоидных микрокомпонентов	Гелито-спорититы*	15—50	50—75	0—10
			Фюзинито-спорититы	0—10	50—75	15—50
10—25	Дюреновый с липоидными компонентами		Гелито-фюзинито-спорититы	10—40	50—75	10—40
			Гелито-спориты	5—25	75—90	0—5
0—10	Липтобиолитовый (споровый, кутикуловый и др.)		Фюзинито-спориты	0—5	75—90	5—25
			Гелито-фюзинито-спориты	5—20	75—90	5—20
			Спориты, кутиниты и др.	0—10	90—100	0—10

* При преобладании в составе липоидных компонентов оболочек спор — спориты (например, фюзинито-спориты), кутикулы — кутиниты, смоляных зерен — резиты и т. о.

Разновидности углей в предлагаемой схеме классификации являются наиболее мелкой таксономической единицей. Они отражают микрокомпонентный состав основного углеобразующего вещества, который в пределах гелифицированного ряда дает представление о характере исходного материала. Необходимость выделения разновидностей с учетом тканевой природы основного углеобразующего вещества обусловлена тем, что при прочих равных условиях сложенные ими угли обладают неодинаковыми физическими, химическими и технологическими свойствами. При классификации фюзенолитов этот принцип нарушается и входящие в их состав разновидности отражают степень фюзенизации основного углеобразующего вещества. В других классах углей разновидности не выделены.

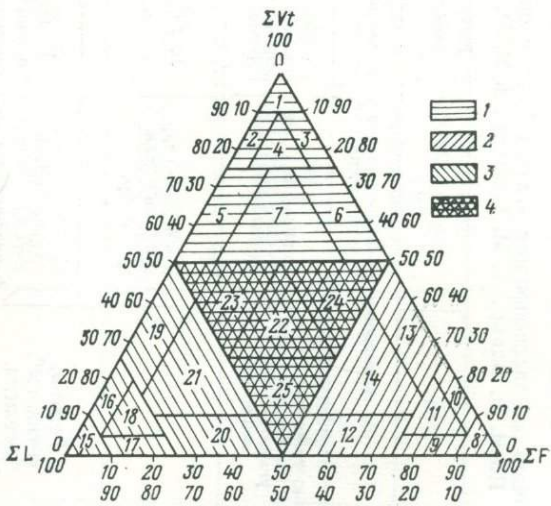


Рис. 1. Диаграмма вещественно-петрографического состава классов, подклассов и типов гумусовых углей.

1 — гелитолиты; *2* — фюзенолиты; *3* — липоидолиты; *4* — микстогумолиты. Цифры на диаграмме. Гелиты: *1* — гелиты; *2* — липоидо-гелиты; *3* — фюзинито-гелиты; *4* — липоидо-фюзинито-гелиты. Гелититы: *5* — липоидо-гелититы; *6* — фюзинито-гелититы; *7* — липоидо-фюзинито-гелититы. Фюзиты: *8* — фюзиты; *9* — липоидо-фюзиты; *10* — гелито-фюзиты; *11* — гелито-липоидо-фюзиты. Фюзититы: *12* — липоидо-фюзититы; *13* — гелито-фюзититы, *14* — гелито-липоидо-фюзититы. Липоидиты: *15* — липоидиты; *16* — гелито-липоидиты; *17* — фюзинито-липоидиты; *18* — гелито-фюзинито-липоидиты. Липоидотиты: *19* — гелито-липоидотиты; *20* — фюзинито-липоидотиты; *21* — гелито-фюзинито-липоидотиты; *22* — миксто-гумиты. Микстогумититы: *23* — гелито-липоидо-микстогумиты; *24* — гелито-фюзинито-микстогумититы; *25* — липоидо-фюзинито-микстогумититы.

Углефикационный ряд охватывает все стадии метаморфизма от бурых до антрацитов включительно и отражает степень распознавания углей разных таксонов классификации в пределах каждой стадии.

Таблица 15

Вещественно-петрографическая классификация углей с учетом восстановленности и стадии углефикации. По И. Э. Вальц, А. И. Гинзбург и Н. М. Крыловой [41]

Группа	Класс	Подкласс	Тип	Подтип	Разновидность	Тип	Углефикационный ряд								
			по соотношению углеобразующих и второстепенных компонентов				0	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
по образованию из высших и низших растений	по составу основного углеобразующего вещества, %	по степени преобладания основного углеобразующего вещества, %	без учета структуры и состава основного углеобразующего вещества	с учетом структуры основного углеобразующего вещества	с учетом микрокомпонентного состава основного углеобразующего вещества	по восстановленности	Б	Д	Г	Ж	К	ОС	Т	ПА	А
литы	Гелитолиты блестящие и полублестящие*** Vt**>50% L+F+St<50%	Гелиты Vt 75—100% F+Sf+L 0—25% однородные, штриховатые и полосчатые с линзами витрена	Гелиты, ф-гелиты*, л-гелиты, ф-л-гелиты	Гомогелиты, л-гомогелиты и др.	Не выделяются	Преимущественно тип „а", реже „б" и „в"	шо различимы все градации в шлифах				различимы классы, подклассы и типы с фюзинитом			личимы почти все градации	
				Телогелиты, л-телогелиты, ф-телогелиты и др.	Ксилогелиты, паренхогелиты, спорангогелиты и др.	Преимущественно тип „в", реже „а" и „б"									
				Аттритогелиты, л-аттритогелиты, ф-аттритогелиты и др.	То же	То же										
		Гелититы Vt 50—75% F+Sf+L 25—50% Преимущественно штриховатые и полосчатые	ф-гелититы, л-гелититы, ф-л-гелититы	ф-гомогелититы, л-гомогелититы и др.	Не выделяются	Преимущественно тип „а", реже „б" и „в"									
				ф-телогелититы, л-телогелититы и др.	Ксилогелититы, паренхогелититы, спорангогелититы и др.	Преимущественно тип „в", реже „б" и „в"									
Гумо	Фюзенолиты F+Sf>50% Vt+L<50% Матовые и полуматовые	Фюзиты F+Sf 75—100% Vt+L 0—25% однородные и штриховатые с линзами фюзена	Фюзиты, л-фюзиты, г-фюзиты, г-л-фюзиты	ф-аттритогелититы л-аттритогелититы			Хоро				Хорошо			Раз	
				Гомофюзиты (микриниты), л-гомофюзиты, г-гомофюзиты и др.	Гомофюзиты, гомосемифюзиты и др.	Не выделяются	Различаются все градации в шлифах				Различаются все градации кроме типов и разновидностей с липоидинитом			Различаются почти все градации	
				Телофюзиты, л-телофюзиты, г-телофюзиты	Телофюзиты, телосемифюзиты и др.										
				Аттритофюзиты, л-аттритофюзиты и др.	Аттритофюзиты, аттритосемифюзиты и др.										
		Фюзититы F+Sf 50—75% Vt+L 25—50% полосчатые с линзами витрена, реже однородные и штриховатые	л-фюзититы, г-фюзититы, л-ф-фюзититы	л-гомофюзититы, г-гомофюзититы и др.	л-гомофюзититы, г-гомосемифюзититы и др.										
				л-телофюзититы, г-телофюзититы и др.	л-телофюзититы, л-телосемифюзититы и др.										
				л-аттритофюзититы, г-аттритофюзититы и др.	л-аттритофюзититы, л-аттритосемифюзититы и др.										

* а — альгинито-, г — гелито-, л — липоидо-, ф — фюзинито-; л-ф — липоидо-фюзинито и т. д. Второстепенные компоненты должны присутствовать в количестве более 10%.
** Vt — витринит; F — фюзинит; Sf — семифюзинит; L — липоидинит; A — альгинит.
*** Имеются в виду угли, начиная с $Б_2$ и $Б_3$.

Продолжение табл. 15

Группа	Класс	Подкласс	Тип	Подтип	Разновидность	Тип	Углефикационный ряд								
по образованию из высших и низших растений	по составу основного углеобразующего вещества, %	по степени преобладания основного углеобразующего вещества, %	по соотношению углеобразующих и второстепенных компонентов: без учета структуры и состава основного углеобразующего вещества	с учетом структуры основного углеобразующего вещества	с учетом микрокомпонентного состава основного углеобразующего вещества	по восстановленности	0 Б	I Д	II Г	III Ж	IV К	V ОС	VI Т	VII ПА	VIII А
Гумолиты	Липоидолиты L>50% Vt+Sf+F<50% полуматовые, реже матовые и полублестящие	Липоидиты L 75—100% Vt+Sf+F 0—25% однородные, массивные, слоистые, реже штриховатые с витреном	Липоидиты, г-липоидиты, ф-липоидиты, г-ф-липоидиты	Не выделяются	Спориты, г-спориты, ф-спориты, г-ф-спориты, кутиты, г-кутиты, резиты, г-резиты, субериты, г-субериты	Не выделяются	все градации в шлифах				Точно не установлены	за исключением а-л-гелитов (кеннелей)	установлены		
		Липоидотиты L 50—75% Vt+F+Sf 25—50% однородные, массивные, слоистые, реже штриховатые с витреном	г-липоидотиты, ф-липоидотиты, г-ф-липоидотиты	То же	г-спорититы, ф-спорититы и др. г-кутинотиты, г-резититы, г-суберинотиты и др.	То же									
	Микстогумолиты Vt<50% L<50% F+Sf<50% полуматовые и матовые	Микстогумиты Vt 25—50% L 25—50% F+Sf 25—50% однородные	Микстогумиты	„ „	Не выделяются										
		Микстогумититы однородные, штриховатые, полосчатые	г-л-микстогумититы F+Sf<25% г-ф-микстогумититы	„ „	То же										
			$L<25\%$ л-ф-микстогумититы $V<25\%$				Хорошо различимы				Точно не установлены, и а-л-геллитов		Точно не		
Сапрогумолиты	Сапрогелитолиты тусклополублестящие и полуматовые	Сапрогелиты Vt>75%, A<25% L+F+Sf<25% однородные	а-гелиты (касьяниты) а-л-гелиты (кеннели), а-л-ф-гелиты	а-гомогелиты, а-телогелиты, а-аттритогелиты и др.	Не выделяются	Не выделяются, но могут быть введены по аналогии с гелитолитами									
		Сапрогелититы Vt 50—75% A<50% L+F+Sf<25% однородные	а-гелититы (касьяниты), а-л-гелититы (кеннели) и др.	а-гомогелититы, а-телогелититы и др.											
Сапропелиты	Гелито-сапропелиты A 25—50% Vt+F+Sf++L 50—75% полуматовые, матовые	Гелито-альгиты A 35—50% Vt+F+Sf+L 50—65% однородные	Не выделяются	г-коллоальгиты (черемхиты) г-л-талломоальгиты (кеннель-богхеды) и др.		Не выделяются	Хорошо различимы все установленные градации в шлифах				Точно не установлены				
		Гелито-альгититы A 25—35% Vt+F+Sf+L 65—75%		г-коллоальгититы (черемхиты) г-л-талломоальгититы (кеннель-богхеды) и др.											
	Собственно сапропелиты A>50 Vt+F+Sf++L<50% преимущественно матовые, реже полуматовые	Альгиты A 75—100% Vt+F+Sf+L 0—25% однородные		Коллоальгиты (сапроколлиты), талломоальгиты (богхеды)											
		Альгититы A 50—75% Vt+F+Sf+L 25—50% однородные		Коллоальгититы (сапроколлиты), талломоальгититы (богхеды)											

Глава 2. ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕНЕТИЧЕСКИХ ГРУПП, КЛАССОВ И ТИПОВ УГЛЕЙ РАЗЛИЧНЫХ СТАДИЙ УГЛЕФИКАЦИИ

ГРУППА ГУМОЛИТОВ

К группе гумолитов относятся угли, образовавшиеся при разложении лигнино-целлюлозных тканей высших растений с участием кутиновых, суберинових и смоляных компонентов.

Класс гелитолитов

Общая характеристика

Гелитолиты — ископаемые угли, которые по вещественно-петрографическому составу характеризуются преобладанием микрокомпонентов группы витринита. В старой классификации класс гелитолитов соответствует углям клареновым, дюрено-клареновым и частично кларено-дюреновым (см. табл. 14).

Для гелитолитов существенное значение имеет разделение их по восстановленности [63, 64]. Распространено мнение (в частности, для Донецкого бассейна, что восстановленность углей является следствием определенных условий преобразования органического вещества в период седиментогенеза и диагенеза, при этом основное влияние на формирование свойств углей оказывает характер среды, в которую погружен органический материал. В связи с этим у гелитолитов показана приуроченность к типам по восстановленности (см. табл. 15). В настоящей монографии предлагается, как это принято в Донецком бассейне, проводить выделение трех основных типов по восстановленности: «а», «б», «в». При этом «а» — представляют наименее восстановленные угли, «б» — средневосстановленные, «в» — наиболее восстановленные.

Гелитолиты во всех стадиях углефикации от бурых углей до антрацитов включительно, кроме самой низкой стадии углефикации $Б_1$, являются более блестящими и хрупкими, менее крепкими и твердыми относительно других классов (фюзенолитов, микстогумолитов, липоидолитов). Эти свойства особенно отчетливо проявляются у тех гелитолитов, в которых количество микрокомпонентов группы витринита приближается к 100%.

На границе с другими классами углей, в связи со значительным изменением вещественно-петрографического состава, свойства гелитолитов (внешний вид, микроструктура, химические и физические особенности) постепенно изменяются.

Характер макроструктуры углей влияет на их вещественно-петрографический состав и нередко обусловливает отнесение их к определенному типу. Так, угли полосчатые с полуматовой фюзенолитовой основой, состоящей преимущественно из микрокомпонентов группы фюзинита и семифюзинита, содержащие значительное количество линз витрена (густополосчатые), по суммарному содержанию микрокомпонентов группы витринита могут оказаться на границе с классом гелитолитов или по микрокомпонентному составу полностью ему соответствовать. Текстурные особенности в гелитолитах проявляются на разных стадиях углефикации неодинаково. Гелитолиты на самой низкой стадии землистые лигнитовые, на высокой — массивные и слоистые.

По мере перехода от бурых углей к антрацитам понижаются содержание кислорода и выход летучих веществ, возрастает содержание углерода. Гелитолиты средних стадий углефикации (Ж, К, ОС) характеризуются хрупкостью, частыми трещинами эндокливажа, дают хорошо сплавленный кокс. По содержанию углерода, водорода, выходу летучих

веществ и выходу дегтя, растворимости в органических растворителях органической массы и содержанию гуминовых кислот на буроугольной стадии они занимают среднее место между углями классов фюзенолитов и липоидолитов. Эти свойства проявляются тем сильнее, чем больше содержится в угле микрокомпонентов группы витринита, а также в зависимости от типа по восстановленности. Наиболее восстановленные гелитолиты типа «в» по свойствам стоят несколько ближе к классу липоидолитов, чем гелитолиты типа «а». Угли этого класса составляют 90% мировых запасов ископаемых углей.

Гелиты слагают пласты простого и сложного строения мощностью от нескольких сантиметров до 100 м и более. Наиболее характерные примеры: 1) гелитовые угли (кольчугинская серия Кузнецкого бассейна); 2) чередование гелитов с гелititами (средний карбон Донецкого бассейна; 3) чередование гелитов, гелititов и фюзititов, реже с фюзитом (пермь Печорского бассейна). Иногда тонкие прослойки гелитов залегают среди микстогумитов и микстогумititов (Кизеловский бассейн). Гелиты вмещают слои липоидолитов (Суйфунский бассейн).

Гелитовые угли относительно самые блестящие, кроме раннебуроугольной стадии углефикации $Б_1$ и до некоторой степени $Б_2$, в которых все генетические классы и подклассы углей матовые.

По макроструктуре гелиты чаще штриховатые и полосчатые, бывают однородные и комплексно-полосчатые. В низких стадиях углефикации неоднородность углей проявляется более отчетливо, чем в средних и высоких; текстурные особенности, наоборот, выражены более отчетливо в углях средних и высоких стадий углефикации.

Гомогелиты являются более блестящими и наиболее хрупкими в изометаморфных углях. В связи с сильным остудневанием растительная структура гелифицированных компонентов в гомогелитах лишь иногда проявляется в пр. св. при скрещенных николях. При одном николе в поляризованном свете гелифицированное вещество на всех стадиях углефикации бесструктурно. Поэтому дальнейшее подразделение гомогелитов по тканевой природе основного углеобразующего вещества практически невозможно. Лишь по комплексу признаков (химическая характеристика, содержание серы, отражательная способность и др.) различаются типы по восстановленности.

Телогелиты чаще тусклоблестящие и менее хрупкие, чем гемогелиты той же стадии углефикации. Микрокомпоненты группы витринита преимущественно структурные, структура различима в углях до коксовой стадии углефикации в шлифах при одном николе.

В телогелитах, особенно на низких стадиях углефикации, можно определить тканевую природу микрокомпонентов основного углеобразующего вещества (витринита). Это позволяет выделять угли, сложенные остатками стеблевых тканей, преимущественно древесины (ксилогелиты), остатками остудневшей коры (феллогелиты, перидермогелиты), листовым материалом (паренхогелиты), спорангиями (спорангогелиты), и смешанные разновидности.

Аттритогелиты широко распространены в углях низких стадий углефикации от Б до Ж, в буроугольных нередко наблюдаются постепенные переходы от аттритогелитов к телогелитам.

Дальнейшее подразделение гелитов проводится по степени восстановленности: паренхогелит «в», ксилогелит «а», спорангогелит «в», гомогелит «а». Преобладание в Донецком бассейне гомогелитов «а» и телогелитов «в» свидетельствует о разнообразии условий преобразования органического вещества [274] и неодинаковости исходного материала углей различных типов по восстановленности [144, 145].

Гелititы реже, чем гелиты, образуют мощные пласты. Чаще они слагают отдельные пачки в пластах сложного петрографического строе-

ния и переслаиваются с гелитами и фюзитами. Чаще, чем гелиты, они образуют тонкие прослойки среди микстогумолитов.

По внешнему виду и микроструктурным особенностям гелититы часто незначительно отличаются от гелитов. На соответствующих стадиях углефикации они полублестящие, черные, относительно хрупкие с угловато-неровным изломом, гладкими поверхностями излома и многочисленными трещинами отдельности. По макроструктуре гелититы, как и гелиты, чаще штриховатые и полосчатые, реже — однородные и комплексно-полосчатые.

На разных стадиях углефикации в гелититах сохраняются те же закономерности, что и в гелитах. Однако гелититы, содержащие от 50 до 60% микрокомпонентов группы витринита, как во внешнем виде, так и в микроструктурных особенностях часто очень сильно приближаются к микстогумититам или фюзититам. Степень блеска их уменьшается, они становятся полуматовыми, приобретают большую крепость и вязкость. Эти особенности гелититов на границе с другими генетическими классами углей обычно служат основанием для неоднозначного отнесения углей к тому или иному вещественно-петрографическому классу или петрогенетическому типу. Многие исследователи гелитолиты с содержанием витринита от 50 до 60 или до 65% относят к кларено-дюреновым углям [257, 199], что несоответствует принципам предлагаемой классификации.

Описание гелитолитов углефикационного ряда

Буроугольная (Б) стадия углефикации (табл. XXII). Гелитолиты буроугольной стадии углефикации имеют широкое распространение, начиная с мезозоя. В палеозое (в частности, в нижнем карбоне Подмосковного бассейна), а также в верхней перми в Южной Удмуртии, Северной Татарии и Западной Башкирии они являются наименее распространенными углями и обычно залегают в виде маломощных линзообразных прослоев среди других классов углей или образуют в пластах прослои небольшой мощности и очень редко слагают отдельные пачки пластов. Начиная с позднего триаса и кончая неогеном, они приобретают в строении пластов основное пластообразующее значение. Угольные пласты верхнего триаса месторождений восточного склона Урала, юры и мела месторождений и бассейнов Казахстана, Средней Азии, Канско-Ачинского бассейна, Забайкалья, Ленского бассейна, Дальнего Востока и Северо-Востока СССР состоят или исключительно из гелитолитов, или из гелитолитов и фюзенолитов. Весьма мощные и сверхмощные пласты кайнозойских Днепровского и Южно-Уральского бассейнов и месторождений Белоруссии и Хабаровского края слагаются гелитолитами особого типа, охарактеризованными ниже. Многие палеогеновые и неогеновые угли Дальнего Востока, Закарпатья и др. представляют гелитолиты, напоминающие мезозойские по целому ряду признаков [1, 2, 17, 29, 30, 31, 32, 33, 65, 77, 78, 111, 164, 169, 270, 283].

В пределах гелитолитов-Б различаются угли бурые, часто называемые землистыми, относящиеся к подстадии $Б_1$, и угли бурые плотные, среди которых различаются две подстадии: $Б_2$ и $Б_3$. Первые — землистые или несколько уплотненные коричневые различных оттенков, всегда матовые, в них обнаруживается до 80—85% аттрито-витринита, в котором распределены обломки гелифицированной древесины и коровых тканей. Характерной особенностью землистых гелитов является слабая сцементированность частиц аттрито-витринита доплеритовым веществом, чем обусловлено рыхлое сложение угля. По ряду внешних и микроструктурных признаков, по мнению И. Э. Вальц [40], эти угли очень напоминают древесные торфы сильной степени разложения. Гелитолиты, относящиеся к бурым плотным углям, имеют в куске темно-коричневый

или черный с коричневым оттенком цвет, черта коричневая; они более плотные и вязкие, чем землистые. По сравнению с гелитолитами более высоких стадий углефикации они более матовые. В малозольных углях ($A^c < 15\%$) блеск их изменяется от едва заметного до яркосмолистого. Высокозольные ($A^c > 15\%$) являются матовыми.

Гелитолиты плотных бурых углей с точки зрения общего характера микроструктуры приближаются к углям более высоких стадий углефикации и от землистых нередко отличаются большей степенью остудневания и уплотнения исходного растительного материала. Обобщенный химический состав землистых гелитолитов следующий (в %): W^p 40—60; W^a 8—15; C^r 55—70; H^r 4,8—6,5; O^r 20—30; V^r 50—65. Теплота сгорания $Q^r_б$ 5400—7200 ккал/кг; часто имеют повышенное содержание битуминозных компонентов. Для плотных гелитолитов характерно содержание C^r 65—75%; H^r 4,9—5,5%; V^r 42—53%, теплота сгорания до 7300 ккал/кг.

Гелитолиты-Б охватывают целую гамму различных переходов по всем показателям (особенно четко это проявляется по выходу летучих веществ и по содержанию углерода и менее отчетливо по содержанию водорода). Они более гигроскопичны (более 8%, иногда 20—25% $W^л$), чем гелитолиты длиннопламенных стадий углефикации (с $W^л$ 5%); обладают лучшей адсорбционной способностью, повышенной газоемкостью. Эти особенности объясняются свойствами и количеством содержащихся в них гуминовых кислот, которые убывают в направлении каменных углей.

Гелитолиты нижнего карбона представлены преимущественно гелититами. Выделяются липоидо-гелититы, фюзинито-гелититы и липоидо-фюзинито-гелититы (Подмосковный бассейн). В триасе, нижней и средней юре гелитолиты слагают целые пласты или отдельные пачки и слои, чередуясь чаще с фюзенолитами, реже с липоидолитами (резитами и кутитами). В бассейнах и месторождениях мезозойского возраста в пластах преобладают гелиты или фюзинито-гелиты, реже встречаются фюзинито-гелититы. Липоидные компоненты в этих углях (до 10%) представлены преимущественно кутинитом, резинитом и суберинитом. Для верхнетриасовых гелитолитов Челябинского месторождения характерно превращение кутинита, благодаря слиянию отдельных фрагментов в бесструктурное вещество. Ранее это вещество называли желтой основной массой [119]. Правильнее его относить к десмито-кутиниту.

Палеогеновые и неогеновые гелитолиты отвечают типичным гелитам и значительно реже — суберинито-гелитам. В палеогеновых днепровских гелитах отсутствуют микрокомпоненты группы фюзинита. В неогеновых гелитовых углях Южно-Уральского, Ново-Димитровского, Свободного месторождений отмечается до 10—15% α- и β-фюзинита, липоидных компонентов (споринита и кутинита), редко более 1%, присутствует склеротинит (споры и склероции грибов).

Углеобразующее гелифицированное вещество гелитолитов-Б является телинитовым и аттритовым. Для мезозойских гелитолитов-Б характерно скопление витринитов с β-, Δ- и γ-структурами[1] и присутствие в относительно меньшем количестве аттрито-витринита с неопределимой структурой. Палеоген-неогеновые гелиты состоят преимущественно из аттрито-витринитового вещества, а витренизированные фрагменты с β-, Δ- и γ-структурами обычно имеют подчиненное значение.

По морфологическим особенностям микрокомпонентов в гелитолитах-Б диагностируются составные части растений, преобладающие в период торфонакопления. Различаются стебель, лист, споры, реже корень. Удается определить листовую паренхиму, прозенхиму, пробковые ткани, смоляные тельца. В мезозойских гелитолитах нередко одновременно

[1] Структуры углей принимаются в представлении И. Э. Вальц [38].

присутствуют паренхо- и ксилогелиты, слагая самостоятельные пачки и слои (Челябинский бассейн, Богословское месторождение), в других преобладают ксилогелиты (Днепровский, Южно-Уральский бассейны, месторождение Свободное). Часто эти угли представляют смешанные разновидности, в которых одновременно участвуют фрагменты ксилинита, паренхинита и феллинита (Тавричанское, Артемовское месторождения и др.).

Часто гелитолиты имеют одинаковый или близкий состав. Так, различаются ксилогелиты, представляющие скопление обломков стволов деревьев, чаще хвойных, с древесной структурой (Южно-Уральский, Днепровский бассейны и многие месторождения Хабаровского края). В более углефицированных бурых углях Средней Азии (витреновые угли месторождений Шураб, Сулюкта) ксилогелиты слагаются мелкими и крупными обломками ксилинита. В Канско-Ачинском бассейне ксилогелиты [31] состоят из мелких обломков ксилинита с примесью паренхинита и феллинита.

Паренхогелиты, слагающие пласты и пачки, известны в Средней Азии и Казахстане (Кок-Майнакское и Майкюбенское месторождения). На Кок-Майнакском месторождении блестящий штриховатый уголь с характерными шаровыми формами отдельности почти целиком состоит из отдельных плотно прилегающих друг к другу разбухших клеток (ксиловитреновая основная масса или аттрито-витринит) и линзочек β-телинита и Δ-витринита. В них распределено иногда значительное количество тонких фрагментов кутикулы (кутинита).

Характер микроструктуры рэт-юрских гелитолитов, как правило, не микрополосчатый, а равномерный или групповой. В палеоген-неогеновых гелитах преобладает аттритовая микроструктура.

Макроструктура большинства палеоген-неогеновых землистых гелитов резко отличается от мезозойских. Днепровские землистые гелиты однородные, так как не содержат включений витрена и фюзена. В них отчетливо наблюдаются темные или черные включения корневой системы, расположенные перпендикулярно к наслоению. Однородность угля нарушают также обломки деревьев (лигниты), различно ориентированные к наслоению. Штриховатые и линзовидно-полосчатые гелиты месторождений Хабаровского края составляют исключение.

Макроструктура мезозойских гелитолитов, относящихся к более углефицированным бурым углям ($Б_2$, $Б_3$), особенно не отличается от углей каменных. Они обычно штриховатые и полосчатые или линзовидно-полосчатые. В полуматовой или полублестящей основе содержатся линзы витрена, обусловливающие неоднородность угля.

В гелитолитах-Б ботаническая природа гелифицированных компонентов значительно сказывается на химических свойствах углей. В паренхогелитах по сравнению с ксилогелитами независимо от степени структурности гелифицированного вещества отмечается более высокий выход летучих веществ, повышенное содержание кислорода и водорода и повышенная калорийность (табл. 16).

Детальные химико-петрографические исследования гелитолитов Канско-Ачинского бассейна [32] показали, что ксилогелитовые крупнофрагментарные угли (лигниты), представляющие скопление древесины хвойных растений, по сравнению с мелкофрагментарными гелитами, также состоящими в преобладающей части из ксилинита, характеризуются низким содержанием гуминовых кислот, пониженным выходом летучих веществ, более высоким содержанием гидроксильных и метаксильных групп, пониженным содержанием азота. Кроме того, авторы отмечают, что по некоторым химическим показателям гелитолиты Канско-Ачинского бассейна относятся к маловосстановленным по сравнению с гелитолитами Подмосковного бассейна, Верхнесокурского и Алакульского месторождений Казахстана.

Таблица 16

Химический состав (в %) паренхогелитов и ксилогелитов-Б [42]

Разновидность угля	$W^л$	A^c	S^c	$V^г$	$O^г$	$H^г$	$N^г$	Выход гуминовых кислот	Выход бензольного экстракта
Майкюбенский бассейн									
Паренхогелит	9,6	10,1	0,3	43,9	73,8	5,2	1,2	13,3	2,1
Паренхогелитит	9,6	2,5	0,1	43,5	74,3	5,4	1,1	10,5	2,5
	9,9	4,4	0,4	45,0	73,5	5,3	1,4	16,3	2,4
Ксилогелит	11,1	3,2	0,1	39,2	73,6	4,8	0,9	13,2	1,07
	10,4	4,7	0,6	39,3	73,6	4,6	1,4	17,0	0,7
Ксилогелитит	10,3	10,9	0,6	40,0	73,6	4,8	1,3	17,7	2,2
Бикинское месторождение									
Паренхогелит	12,03	25,6	—	56,84	62,53	5,84	—	—	—
Ксилогелит	9,19	5,68	0,83	51,23	67,14	4,76	—	—	—
Хабаровское месторождение									
Паренхогелит	11,3	12,3	0,5	54,6	70,9	6,3	—	—	—
	10,9	15,3	0,5	54,8	69,7	6,0	—	—	—
Ксилогелит	13,5	10,3	0,5	49,2	68,4	5,4	—	—	—
	12,4	13,7	0,5	48,6	69,2	5,4	—	—	—

Длиннопламенная (Д) стадия углефикации (табл. XXIII, 1, 2). Гелитолиты длиннопламенной стадии углефикации широко распространены со среднего карбона до мела включительно. Они слагают тонкие средней мощности и мощные пласты или пачки в пластах. В нижнепермских пластах имеют подчиненное значение и залегают в виде отдельных пачек и слоев среди фюзенолитов [2, 10, 16, 65, 66, 69, 80, 89, 118, 143, 145, 168, 192, 254, 255].

Они черные, блестящие (смолистые), вязкие расстояния между трещинами эндогенной отдельности составляют 3—4 см, макроструктура проявляется отчетливо, черта твердая, коричневая. В шлифах хорошо просвечивают. В шлифах определяются микроструктура, вещественно-петрографический состав и классификационные подразделения, включая разновидности и тип по восстановленности.

Физико-химическая характеристика их выражается в следующем: витринит имеет среднюю максимальную отражательную способность при 5730 Å в воздухе 7,3%, в масле 0,60%, показатель преломления 1,72—1,78, плотность 1,08—1,20 г/см³, удельный вес органической массы около 1,30 г/см³, W^a 5—10%, $V^г$ 40—45%, $C^г$ 76—80%, $H^г$ около 5,5%, $Q_б^г$ 7600—8000 ккал/кг. Угли не спекаются или спекаются очень незначительно.

В нижнем карбоне Донецкого бассейна гелитолиты-Д слагают тонкие слои или отдельные пачки среди липоидолитов и микстогумолитов. Преобладают споринито-гелититы, фюзинито-гелититы и споринито-фюзинито-гелититы. В некоторых гелитах присутствуют споринит, фюзинит и семифюзинит. Среднекарбоновые гелиты и гелититы-Д Донецкого бассейна имеют пластообразующее значение; нередко преобладают гелиты, что обусловлено включением линз витрена в гелититовую основу. Как и в нижнем карбоне, гелиты и гелититы чаще всего здесь бывают споринитовые, фюзинито-споринитовые и реже — фюзинитовые, с включением отдельных оболочек спор, аттрито-спринита, липоидных обрывков органов спороношения или кутинита. В пермских углях Печорского бассейна преобладают фюзинито-гелиты и фюзинито-гелититы, в которых в небольшом количестве присутствует споринит.

В нижнепермских отложениях Кузнецкого бассейна гелитолиты длиннопламенной стадии углефикации не установлены, в верхнепермских отложениях кольчугинской серии они целиком слагают пласты; чаще это гелиты, реже липоидо-фюзинито-гелиты. В гелитах-Д нижнего и среднего карбона присутствует спорини́т, в гелитах-Д верхней перми Кузбасса — кутинит.

В пермских отложениях Тунгусского бассейна встречаются преимущественно фюзинитовые гелиты и гелититы. Гелитолиты-Д триаса, юры, мела и неогена (о. Сахалин) слагают целиком пласты и преобладающие пачки; это гелиты, иногда резинито-гелититы и фюзинито-резинито-гелиты. Кроме того, как и в верхнетриасовых гелитах-Б Челябинского бассейна, в гелитах-Д Буланашского месторождения встречаются участки со значительным количеством желтого бесструктурного вещества, представляющего результат слияния отдельных фрагментов кутикулы и превращение их в гомогенное вещество.

Гелифицированное вещество гелитолитов-Д телинитовое и аттритовое, иногда гомогенное. Это видно в гелитолитах Донецкого бассейна, в которых выделяются типы по восстановленности. Восстановленные угли типа «в» содержат значительное количество линз γ-телинита; гетерогенная основа их состоит из мелких обрывков β- и γ-телинита и светлоокрашенного аттрито-витринита [1]. Это обусловлено, по К. И. Иносовой [145], другой растительностью. Для маловосстановленных углей характерно относительно бóльшее остудневание микрокомпонентов группы витринита.

В длиннопламенных гелитах и гелититах Печорского бассейна преобладают Δ-витринит и реже — десмито-витринит. В Тунгусском бассейне углеобразующее вещество гелитолитов также преимущественно гомогенное.

С верхней перми до неогена включительно в гелитах преобладают β-, Δ- и γ-витриниты и аттрито-витриниты. Нередко развиты совместно структурные ткани (β-витриниты) с аттрито-витринитом. Хорошо изучены полублестящие штриховые среднеюрские гелиты Черемховского месторождения, Кузнецкого бассейна и некоторые нижнеюрские Средней Азии (Кок-Янгакское, Нарынское, Кумбельское месторождения). В них преобладает аттрито-витринит, в котором наблюдаются мелкие фрагменты β-витриниты, Δ-витринита и реже γ-витриниты и γ-феллинита, а также отдельные экземпляры спорини́та и кутинита. Десмито-витринит содержится в очень небольшом количестве и различим под микроскопом при увеличении в 500 раз.

В карбоновых гелитолитах установлено [94, 145], что крупные полосы γ-витриниты и мелкие линзы β- и γ-витриниты являются остатками стволов плауновых (их перидерма) и голосеменных; в гетерогенной основе распространены продукты распада органов спороношения, встречаются остатки листьевых тканей. Начиная с верхней перми в исходном материале гелитов-Д, многих месторождений намечается преобладание растительной паренхимы, частично листьевой, а также тонких веточек кустарников. Это хорошо видно в кузнецких углях кольчугинской и тарбаганской серий [194], в среднеюрских Иркутского бассейна [276] и меловых Ленского бассейна [164]. В неогеновых гелитолитах существенное значение приобретают стеблевые части растений.

Для средне- и нижнекарбоновых гелитов и гелититов под микроскопом отчетливо намечается микрослоистое расположение микроингредиентов. В мезозойских гелитолитах микрополосчатое расположение микроингредиентов проявляется менее отчетливо или не отмечается. Для

---

[1] Под гетерогенной основой донецкими углепетрографами понимается сочетание микрокомпонентов группы витринита, представленных аттрито-витринитом и десмито-витринитом, а также очень мелкими обрывками β-телинита и Δ-витринита.

них типичны аттритово-фрагментарная, фрагментарно-аттритовая и аттритовая микроструктуры.

В карбоне (Донецкий бассейн) преобладают угли полосчатые за счет включений линз витрена в блестящую гелитовую или полублестящую гелититовую основу. В перми (Печорский бассейн и др.) в гелитолитах преобладают линзы витрена; они чередуются с полублестящей гелититовой или полуматовой фюзититовой составной частью. Часто угли комплексно-полосчатые. В мезозое гелитолиты-Д штриховатые или однородные. Преобладает блестящая гелитовая или полублестящая гелититовая основа со штрихами или тонкими линзочками витрена.

Гелитолиты-Д Иркутского бассейна в зависимости от содержания в них разновидностей микрокомпонентов группы витринита имеют различную спекаемость (табл. 17). Однако авторы считают, что деление

Таблица 17

Свойства углей Иркутского бассейна с различным содержанием разновидностей витринита [226]

Месторождение	$R^{\circ}_{ср}$, %	Витринит, %	Разновидности витринита, %			Химический состав, %								у, мм	Число вспучивания
			I	II	III	A^c	V^r	$S^c_{об}$	C^r	H^r	N^r	S^r	O^r		
Черемховское (разрез Новогришевский	0,66	90	12	50	28	9,9	44,2	0,54	79,50	5,8	1,75	0,65	12,3	10	9
Голуметское (скв. 2)	0,65	90	20	45	25	19,3	44,6	0,65	80,23	5,82	1,78	0,68	11,49	12	25
Ишинское (пласт I)	0,65	87	60	15	12	7,2	44,0	0,98	80,92	5,91	1,92	1,05	10,20	15	52
Новометелкинское (пласт II)	0,61	91	76	12	3	3,5	52,6	7,30	77,31	5,75	0,83	6,77	8,71	26	152

Примечание. I — слабоструктурный оранжево-красный; II — фрагменты с клеточным строением, густо-красные; III — аттрит, состоящий из I и II.

витринита по структуре весьма условное, поскольку переход одной разновидности в другую проявляется постепенно и четкие границы между ними отсутствуют. Нам представляется, что неодинаковая спекаемость гелитов различных месторождений в значительной степени обусловлена содержанием серы. Вероятно, спекаемость зависит от среды, в которой образовался уголь, а сера свидетельствует об этом и лишь в какой-то степени непосредственно влияет на спекаемость.

Газовая (Г) стадия углефикации (табл. XXIII, 3—6; XXIV; XXV). Гелитолиты газовой стадии углефикации, в отличие от длиннопламенной, имеют большее распространение в нижнем карбоне. Они образуют отдельные слои в пластах Карагандинского, Львовско-Волынского, Донецкого и Кизеловского бассейнов. Начиная со среднего карбона и до мела включительно ими сложены угольные пласты различной мощности. В нижнепермских пластах они имеют подчиненное значение [10, 12, 15, 16, 26, 63, 69, 90, 111, 143, 147, 164, 167, 174, 178, 216, 251, 255].

Угли черные, блеск стеклянный, черта с едва заметным коричневатым оттенком. Обладают большей хрупкостью, чем длиннопламенные; расстояния между эндогенными трещинами отдельности 1—3 см, реже более; макроструктура различается отчетливо. В шлифе хорошо просвечивают и в них отчетливо выделяются классификационные градации, включая разновидность и тип по восстановленности.

Типичная физико-химическая характеристика гелитолитов следующая: витринит имеет среднюю максимальную отражательную способ-

ность при 5730 Å в воздухе 7,8%, в масле 0,80%; показатель преломления 1,76—1,83; плотность 1,11—1,24 г/см³; удельный вес органической массы 1,26—1,28 г/см³; W^a 1,5—4%; V^r 35—45%; C^r 81—84%; H 5—5,5%; $Q^r_б$ 8000—8400 ккал/кг: y — 6—20 мм.

Для гелитолитов-Г различных месторождений и бассейнов присущи примерно те же закономерности, что и гелитолитов-Д.

Гелитолиты-Г в нижнем карбоне преимущественно споринитовые с небольшим количеством фюзинита (α- и β-структуры), в среднем карбоне — споринито-фюзинитовые, споринитовые, реже фюзинитовые, в нижней перми — фюзинитовые. В верхней перми, юре и мелу основное значение приобретают гелиты. Нередко встречаются слои, сложенные фюзинито-гелитом или фюзинито-гелititом. Большее значение, чем в палеозое, приобретают кутинит, резинит и суберинит.

Микрокомпоненты группы витринита в гелитолитах-Г представлены β-γ-витринитом и Δ-витринитом. Встречается десмито-витринит, реже аттрито-витринит. Гомогенный характер витринита, имеющий сугубо относительный характер, хорошо проявляется в маловосстановленных углях Донецкого и Печорского бассейнов и в гелитолитах многих мезозойских бассейнов. В мезозойских гелитолитах-Г аттрито-витринит различается менее отчетливо. На раннемеловом Сангарском месторождении, по Е. С. Корженевской, микрокомпоненты группы витринита представлены аттритовым и гомогенным веществом со слабыми следами растительной структуры.

В газовых восстановленных гелитах и гелititах Донецкого бассейна крупные линзы γ-витринита, как и в углях более низкой углефикации, являются остатками коровых и стеблевых тканей. Фрагменты с хорошо выраженной комковатой структурой, обладающие нередко ярко-оранжевым оттенком, являются продуктами распада органов спороношения. Иногда встречаются рыхлые образования, окаймленные тонкой желтой кутикулой. Возможно, что они представляют собой паренхимную ткань листьев. Наряду с хорошо очерченными фрагментами в гетерогенной основе в большом количестве присутствует аттрито-витринит в виде мелких комочков и частиц различных очертаний.

В маловосстановленных газовых донецких гелитах-Г и гелititах-Г микрокомпоненты группы витринита сильно разложены, тканевую их принадлежность определить трудно. Однако имеются основания полагать, что маловосстановленные угли представляют также скопления органов спороношения и перидермы, но других видов плауновых. В нижней перми (Тунгусский, Печорский, Кузнецкий бассейны) гелиты имеют стеблевую природу, а начиная с верхней перми Кузбасса (кольчугинская серия) и до мела включительно хорошо видно, что в гелитах и гелititах значительно развита паренхима и, по-видимому, гелифицированные коровые ткани. В гелитолитах-Г встречаются три сочетания: 1) отдельные слои преимущественно паренхогелитов чередуются с ксилогелитами; 2) паренхогелиты чередуются с ксилинито-паренхогелитами; 3) гелиты состоят из смеси паренхинита с ксилинитом.

Палеозойские гелиты (особенно гелититы) микрополосчатые. В мезозойских гелитолитах-Г микрополосчатость выражена менее отчетливо. Различаются фрагментарно-аттритовая, фрагментарно-гомогенная, иногда фрагментарная структуры. Преобладают полосчатые и комплексно-полосчатые макроструктуры, в то время как в мезозойских чаще встречаются штриховатые, тонкополосчатые и однородные.

В восстановленных среднекарбоновых углях Донбасса большой выход летучих веществ, водорода, лучше спекаемость, много серы. Это же намечается и в Кузнецком бассейне для нижней и верхней перми. Существенная разница наблюдается между палеозойскими и мезозойскими гелитами-Г, особенно когда последние представлены паренхогелитами. По выходу летучих веществ, содержанию водорода и толщине

пластического слоя они резко отличаются от палеозойских гелитов-Г и гелититов-Г, особенно от маловосстановленных донецких [164, 166, 193, 194].

По данным В. В. Калиненко [147], свойства гелитолитов Тувы газовой и более высоких стадий углефикации зависят от степени разложения микрокомпонентов группы витринита. Наибольший выход летучих веществ, самый высокий пластический слой наблюдается у гелитолитов со слабо разложившимися гелифицированными компонентами, и наоборот.

Жирная стадия (Ж) углефикации (табл. XXVI). Гелитолиты жирной стадии углефикации имеют широкое распространение от карбона до мела включительно. Они слагают целиком пласты различной мощности, отдельные слои и пачки среди углей других классов, преимущественно фюзенолитов, или отмечается равномерное чередование слоев гелитолитов со слоями фюзенолитов [10, 15, 69, 90, 143, 163, 164, 178, 217]. Гелитолиты-Ж интенсивно черного цвета, черта черная с очень слабым коричневатым оттенком, блеск стеклянный; угли хрупкие, расстояния между эндогенными трещинами отдельности 1—2, реже 3—5 мм; макроструктура различима. В шлифах угли хорошо просвечивают, в них распознаются микроструктура, вещественно-петрографический состав и классификационные градации, включая разновидности и тип по восстановленности.

Типичная физико-химическая характеристика их выражается в следующем: витринит имеет среднюю максимальную отражательную способность при 5730 Å в воздухе 8,9%, в масле 1,10%, показатель преломления 1,81—1,90; плотность гелитолитов 1,15—1,25 г/см^3, удельный вес органической массы 1,25—1,27 г/см^3, W^a 0,5—1,5%; V^r 30—35%; C^r 85—88%; H^r 4,9—5,5%; $Q^r_б$ 8550 ккал/кг.

Со среднего карбона до мела включительно гелитолиты-Ж имеют пластообразующее значение (кроме нижней перми). Обычно они слагают целиком пласты или основные пачки пластов, и лишь в нижнепермских отложениях Кузнецкого и Тунгусского бассейнов, где пластообразующими являются фюзенолиты, они чередуются с ними и имеют преимущественно подчиненное значение. В карагандинской свите Карагандинского бассейна развиты споринито-фюзинито-гелититы, реже споринито-гелититы, почти отсутствуют гелиты. В долинской свите преобладают гелиты, редко встречаются гелититы фюзинитового и спорините-фюзинитового состава.

В среднем карбоне Донецкого бассейна также преобладают гелиты и гелититы. Последние обычно являются спорините-семифюзинито-фюзинитовыми, реже они чисто споринитовые. В перми гелиты и гелититы фюзинитовые; количество липоидных компонентов не более 10%. Более молодые угольные пласты представлены гелитами, лишь в Сучанском бассейне имеются единичные пачки, состоящие из фюзинито-гелититов.

Гелифицированное вещество в гелитолитах-Ж телинитовое, реже аттритовое, иногда гомогенное. Структурные компоненты группы витринита чаще всего представлены β- и γ-витринитом и Δ-витринитом. В Караганде развиты угли с коллинитовой (десмито-витринитовой) и телинитовой структурой, в среднем карбоне Донбасса отмечается бóльшая гомогенность витринита в углях менее восстановленных. В Тунгусском Таймырском бассейнах выделяются гомогенное и телинитовое и аттритовое вещество группы витринита, в Южно-Якутском и Ленском бассейнах угли слагаются главным образом гомогенным веществом (десмито-витринитом) и аттритовым (аттрито-витринитом).

Исходный материал микрокомпонентов группы витринита изучен недостаточно. В гелитолитах-Ж Донецкого бассейна преобладает перидерма плауновых, представленная линзами витрена (преимущественно γ-телинита), образующего полосчатость и находящегося в виде мелких

фрагментов с гетерогенной основой углей, а также вещества органов спороношения различной степени сохранности. Перидерминито-спорангинитовые донецкие гелиты относятся к обоим типам по восстановленности, но, как указывалось, характер его проявления неодинаковый. В ткварчельских, южно-якутских, ленских и сучанских углях характерно значительное участие паренхимного материала в смеси со стеблевым и коровым. В Южно-Якутском бассейне преимущественно встречаются феллинито-ксилогелиты, в Ленском, Сучанском и Ткварчельском — паренхинито-ксилогелиты.

Микроструктура палеозойских гелитолитов-Ж преимущественно микрополосчатая. В мезозойских гелитолитах-Ж микрополосчатое строение проявляется значительно меньше. Преобладают аттритово-фрагментарные микроструктуры, подчиненное место имеют гомогенные.

Палеозойские угли почти всегда полосчатые с линзами витрена (Печорский и Кузнецкий бассейны), мезозойские однородные, штриховатые, реже тонкополосчатые или линзовидно-полосчатые.

Соотношение микрокомпонентов группы витринита значительно влияет на свойства гелитолитов-Ж, что убедительно показано на примере Карагандинского, Донецкого, Южно-Якутского и Ленского бассейнов [163, 164, 166, 217, 226].

Спекаемость, коксуемость и элементарный состав гелитолитов-Ж обусловлены особенностями микрокомпонентов группы витринита, которые не всегда зависят от структуры витринита. В одних гелитолитах лучшими показателями спекаемости и определенным элементарным составом характеризуются витриниты с преобладанием телинита, в других — с преобладанием коллинита. Наглядными примерами могут служить гелитолиты-Ж Карагандинского бассейна (табл. 18) и юрские угли Тувы, в которых лучшие показатели спекаемости установлены при преобладании в витрините телинита и наоборот — витринит гелитолитов кольчугинской серии Кузнецкого бассейна проявляет лучшую спекаемость при большем содержании в нем коллинита. В Донецком бассейне восстановленные угли с преобладанием структурных компонентов группы витринита лучше спекаются, чем маловосстановленные с преобладанием более однородного (гомогенного) гелифицированного вещества.

Коксовая стадия (К) углефикации (табл. XXVII, 1—4, 8). Гелитолиты-К установлены в угленосных отложениях с карбона до нижнего мела. Они слагают пласты различной мощности (преимущественно тонкие и средние) или отдельные пачки и слои примерно в тех же районах, где распространены гелитолиты жирные и отощенно-спекающиеся [10, 26, 69, 90, 143, 145, 163, 164, 178, 259].

У них интенсивно черный цвет, черная черта, яркий стеклянный блеск, значительная хрупкость, наличие мелких, близко расположенных друг к другу (1—2, реже 3—5 мм) эндогенных трещин отдельности. Макроструктура различается менее отчетливо, чем в гелитолитах более низких стадий углефикации, и угли производят впечатление почти однородных. В шлифах они хорошо просвечивают. Более отчетливо микроструктурные особенности и вещественно-петрографический состав распознаются в пр. св. в скрещенных николях. По шлифам устанавливаются только классы, подклассы и типы углей.

Типичная физико-химическая характеристика гелитолитов-К выражается в следующем: витринит имеет среднюю максимальную отражательную способность при 5730 Å в воздухе 9,7%; в масле 1,60%; показатель преломления 1,87—1,95; плотность 1,18—1,24 г/см^3; удельный вес органической массы 1,28—1,29 г/см^3; W^a 1,0%; V^r 22—26%; C^r 88—90%; H^r 4,8—4,9%; $Q^r_б$ 8500—8700 ккал/кг; y 10—25 мм.

В среднем карбоне гелитов-К больше, чем фюзинито-гелититов, они часто чередуются с витреном. В пермских бассейнах отчетливо преобладают фюзинито-гелититы; нередко фюзититовая основа угля играет на-

Таблица 18

Химико-петрографические особенности изометаморфных пар углей Карагандинского бассейна [217]

Тип угля	Степень метаморфизма, по ВУХИНу	Технический анализ, %			Элементарный состав, %					Показатели спекаемости		Состав витринизированного вещества*, %	
		A^c	V^r	$S^c_{об}$	C^o	H^o	N^o	O^o	S^o	у мм	Число вспучивания	Фрагментарное	Цементирующее
Полублестящий, тонкополосчатый (пласт $Д_7$, Самарское месторождение)	$Г_в$	5,2	42,9	1,89	83,81	5,85	2,14	7,30	0,90	20	99	62	33
Полублестящий неясно-полосчатый (пласт $Д_8$) То же		6,0	38,9	0,80	83,69	5,81	2,07	7,58	0,85	17	92	40	60
Полублестящий (тонкополосчатый, пласт $Д_6$, шахта 13)	$Ж_м$	3,5	34,8	0,73	86,19	5,65	2,01	5,40	0,75	31	154	67	33
Полублестящий, полосчатый пласт ($К_{18}$, шахта 38)		2,8	33,0	0,47	86,49	5,46	1,94	5,63	0,48	20	117	30	70
Полублестящий тонкополосчатый (пласт $Д_4$, шахта 2)	$Ж_с$	5,1	30,5	1,13	87,55	5,47	2,17	3,92	0,89	36	144	63	37
Полублестящий линзовидно-полосчатый (пласт $К_3$, Самарское месторождение)		4,5	30,8	0,59	87,25	5,43	1,99	4,68	0,62	22	126	39	61
Полублестящий тонкополосчатый (пласт $К_9$, Завьяловское месторождение)	$Ж_в$	6,5	29,7	2,45	88,90	5,34	2,37	2,51	0,88	—	148	70	30
Полублестящий полосчатый (пласт $Д_8$, штольня 1/2 наклонная)		4,9	25,7	0,53	88,55	5,29	2,18	3,43	0,55	25	101	25	75

* Фрагментарное витринизированное вещество соответствует телинитовому, цементирующее — коллинитовому.

столько подчиненную роль при доминирующем значении линз витрена, что средний состав гелитолитов гелититовый. В мезозойских отложениях в основном распространены гелиты.

Микрокомпоненты группы витринита даже в прозрачно-полированных шлифах и при скрещенных николях более гомогенны, чем в гелитолитах более низких стадий углефикации. Почти всегда, при прочих равных условиях, фиксируется бесструктурное гомогенное вещество, представляющее в одних случаях результат первичной и вторичной гомогенизации [165]. Почти всегда микрокомпоненты группы витринита имеют коллинитовый облик.

В донецких коксовых гелитолитах различных по восстановленности под микроскопом характер гелифицированного вещества почти не различим. Микрокомпоненты группы витринита представлены Δ-витринитом, очень редко γ-витринитом и однородной коллинитовой гетерогенной основой. Не наблюдается четкой границы между витринитом и однородным гелифицированным веществом гетерогенной основы. Наличие различных гелифицированных фрагментов, их очертания и размеры более или менее выявляются в проходящем свете лишь в скрещенных николях. Эти угли, по существу, следует относить к гомогелитам, где гомогенность обусловлена влиянием вторичных изменений (углефикацией). Диагностика степени их восстановленности по структурности микрокомпонентов группы витринита является проблематичной.

Гелиты Алдано-Чульманского района Южно-Якутского бассейна преимущественно коксовой стадии углефикации отличаются очень сильной степенью разложения растительных остатков, и все угли относятся Е. С. Корженевской и И. Э. Вальц к гомогелитам. Лишь при больших увеличениях и особенно при изучении шлифов с масляной иммерсией обнаруживаются то более, то менее отчетливая клеточная структура и неясные очертания отдельных растительных фрагментов. Вероятно, в этих углях бесструктурность гелифицированного вещества обусловлена значительной разложенностью в период седиментогенеза и дополнительной уплотненностью вследствие углефикационных изменений.

В гелитолитах-К Чечумского месторождения Ленского бассейна (пласт VI) значительная часть гелифицированного вещества не обнаруживает растительной структуры; оно более плотное и однородное, что также обусловлено углефикационными изменениями.

Трудность распознавания микрокомпонентного состава углеобразующего вещества гелитолитов-К усложняет расшифровку исходного материала этих углей. Однако совместное их нахождение в одном бассейне с углями жирными, в которых все микрокомпоненты группы витринита различимы, а также ряд косвенных данных позволяют высказать предположения об их исходном материале. Так, карагандинские гелитолиты долинской свиты представляют скопление остатков плауновых, каламитов и птеридоспермов, донецкие — скопление перидермы и органов спороношения плауновых, тунгусские — остатки стеблевых и листовых паренхимных тканей папоротников и в меньшей степени хвойных; большая часть южно-якутских гелитолитов-К образована преимущественно пробковой тканью и отчасти древесиной; материнским веществом ленских гелитолитов-К были остатки голосеменных растений (преимущественно хвойных) и в меньшем количестве папоротники.

Гелитолиты-К Донецкого, Южно-Якутского и Ленского бассейнов различаются по спекаемости и некоторым химическим показателям. Южно-Якутские гелитолиты дают больший выход летучих веществ, чем донецкие, характеризуются бо́льшим пластическим слоем, меньшим удельным весом органической массы. Чечумские и сангарские гелитолиты-К по выходу летучих веществ также не укладываются в общепринятую классификацию. Они, как и южно-якутские, показывают повышенный выход летучих веществ и смолы полукоксования.

Отощенно-спекающаяся стадия (ОС) углефикации (табл. XXVII, 5—7). Гелитолиты-ОС установлены с карбона до верхней юры включительно. Они слагают преимущественно тонкие и средние пласты примерно в тех же районах, где распространены гелитолиты коксовой стадии углефикации [10, 15, 26, 69, 143, 145, 163, 178, 255].

Они черные с едва заметным сероватым оттенком; черта черная; блеск яркий алмазный; относительно хрупкие, расстояние между эндогенными трещинами отдельности 3—5, реже 7 мм. Макроструктура, представляющая чередование гелитов или гелититов с витреном, почти не различается; менее отчетливо, чем в низких стадиях углефикации, распознается комплексная полосчатость. В очень тонких прозрачно-полированных шлифах видна их микроструктура и определим вещественно-петрографический состав, они исследуются при скрещенных николях; хорошо различаются три наиболее крупные таксономические единицы — до подкласса включительно. Липоидные компоненты почти неразличимы (кроме крупных макроспор).

Типичная их физико-химическая характеристика выражается в следующем: витринит имеет среднюю максимальную отражательную способность при 5730 Å в воздухе 10,6%, в масле 1,90%; показатель преломления 1,93—1,97%, плотность 1,20—1,24 г/см^3; удельный вес органической массы 1,29—1,32 г/см^3, W^a 0,5%; V^r 14—19%; C^r 89—91%; H^r 4,1—4,6%; $Q^r_б$ 8600—8700 ккал/кг; y 6—9 мм.

Сравнительное рассмотрение гелитолитов-ОС по месторождениям показало их значительное сходство с гелитолитами-К. В палеозое они более гелититовые, а в мезозое — гелитовые, строение гелифицированного вещества почти везде является гомогенным. Вполне определенно намечается, что гелитолиты-ОС мезозоя по своим химическим особенностям отличаются от гелитолитов палеозоя несколько лучшей спекаемостью.

Тощая стадия (Т) углефикации (табл. XXVIII, 1). Гелитолиты-Т известны в угленосных отложениях с нижнего карбона по нижний мел включительно. Они слагают пласты средней мощности, реже образуют отдельные пачки и слои среди фюзенолитов [10, 26, 15, 69, 123, 134, 143, 145, 228, 255, 266].

Гелитолиты-Т в куске имеют черный цвет, яркий алмазный блеск, серовато-черную твердую черту. Макроструктура их различается хорошо, хотя и менее отчетливо, чем в углях более низких стадий углефикации. Она выражена включением линз витрена и фюзена в слитную или волокнистую угольную массу. Ясно видны трещины эндокливажа, расстояние между которыми 0,3—1 см. Отдельность прямоугольная, излом ступенчатый или неровный.

В проходящем свете микроструктура различается с трудом. Липоидинит в основном не виден; витринит более плотный и однородный, с едва проявляющейся структурой; семифюзинит часто также непрозрачен, как и ортофюзинит. При скрещенных николях контуры и структура витринитов и семифюзинитов выявляются достаточно четко, по характеру витринитов гелитолит диагностируется до разновидности и очень редко до типа по восстановленности.

В аншлифе вещественно-петрографический состав тощих гелитолитов различается менее отчетливо, чем в шлифе. Из липоидинитов видны лишь единичные экземпляры макроспор и кутикулы; структура витринитов выявляется слабо как при одном, так и при скрещенных николях. В аншлифах состав тощих гелитолитов определяется более четко, чем отощенно-спекающихся.

Витринит имеет среднюю максимальную отражательную способность в воздухе 11,1%, в масле 3,0%. Типичные физико-химические показатели гелитолитов-Т следующие: механическая прочность 300—320 г/см; твердость витрена по Моосу 2,5—2,7; микротвердость

35—50 кг/мм^2; удельный вес органической массы 1,30—1,36 г/см^3; W^a 0,50—1,3%; V^r 8—14%; C^r 89—92%; H^r 3—4%; $Q^r_б$ 8500—8600 ккал/кг; угли не спекаются.

Изученность гелитолитов-Т значительно более слабая, чем углей того же класса менее высоких стадий углефикации.

Нижнекарбоновые гелитолиты-Т Донецкого и Восточно-Уральского бассейнов слагают слои, пачки и пласты. Представлены они преимущественно гелititами (фюзинито-гелititами и проблематичными липоидо-фюзинито-гелititами).

Среднекарбоновые гелитолиты-Т в Донбассе представлены гелитами и в меньшей степени фюзинито-гелititами. Этого же возраста гелитолиты-Т известны в Казахстане, в Карагандинском бассейне они являются пластообразующими.

В пермских угленосных толщах гелитолиты-Т распределяются неравномерно: в нижнем отделе они слагают слои и отдельные пачки между фюзенолитами, в верхнем — являются преобладающими. Представлены они в равной степени гелитами и гелititами.

Юрские гелитолиты известны в Средней Азии, где они являются пластообразующими и чередуются с отдельными пачками фюзенолитовых углей, нижнемеловые — в Сучанском бассейне и на о. Сахалин. В последних доказано региональное тепловое воздействие интрузии. Гелитолиты-Т представлены преимущественно гелитами, редко среди них встречаются гелititы. Пермские и мезозойские гелитолиты представлены фюзинито-гелитами и фюзинито-гелititами.

Витринит гелитолитов-Т всех возрастов по наблюдениям в отр. св. преимущественно фрагментарный, в меньшем количестве наблюдается аттритовый и гомогенный. Аттритовый состав витринита больше характерен для нижнекарбоновых гелитолитов, гомогенный чаще наблюдается в среднекарбоновых и пермских.

Ботаническая принадлежность витринита гелитолитов на тощей стадии углефикации определяется только для единичных экземпляров. Чаще об исходном материале тощих гелитолитов можно сделать заключения лишь в сравнительном изучении их с менее углефицированными гелитолитами той же угленосной толщи.

Микроструктура гелитолитов-Т в большинстве случаев микрополосчатая. В нижнекарбоновых и реже в среднекарбоновых гелитолитах она выражена чередованием полосок аттритового и фрагментарного витринита, в других — чередованием фрагментарных разновидностей витринита и фюзинита, что характерно для пермских углей; в третьих — чередованием фрагментарного витринита с коллинитом, насыщенным фюзинитом, что наблюдается в гелитолитах любого возраста. Реже наблюдается массивная микротекстура, которая обусловлена однородностью витринита и равномерным распределением некрупных второстепенных микрокомпонентов.

Макроструктура гелитолитов-Т в карбоне однородная или полосчатая; последняя образована включением линз витрена в слитную или волокнистую вмещающую основу угля; в перми гелитолиты чаще штриховато-полосчатые, в мезозое — однородные или с тонкими линзами витрена.

Гелитолиты-Т регионального термального метаморфизма, как, например, тунгусские пермского возраста и сучанские нижнемеловые, внешне либо не отличаются от обычно углефицированных углей (донецких), либо имеют серый оттенок черного цвета. По петрографическим свойствам они также не отличаются от донецких гелитолитов-Т, либо характеризуются более контрастным выделением индивидуальных оптических свойств витринитов.

Полуантрацитовая (ПА) стадия углефикации (табл. XXVIII, 2—7). Гелитолиты-ПА имеют большое распространение в палеозое, незна-

чительное — в юре Средней Азии и весьма ограниченное в нижнем мелу [10, 12, 26, 90, 134, 143, 156, 228].

Гелитолиты-ПА в куске черные или серовато-черные, с ярким алмазным блеском, черта твердая, серовато-черная. Они крепкие вязкие, трещины эндокливажа располагаются через 2—3 см, макроструктура менее отчетливо выражена, чем в углях более низких стадий углефикации. Отдельность прямоугольная или неправильная, поверхность отдельности неровная или ступенчатая.

Шлиф из гелитолита-ПА с трудом доводится до прозрачности. В пр. св. при одном николе структура гелитолита определяется до подтипа, без учета липоидинита; видны единичные фрагменты витринитов. При скрещенных николях выявляются контуры и иногда структура витринитов, по которым можно определить микроструктуру угля в целом, в отдельных случаях отметить признаки восстановленности и ботанической принадлежности витринитов.

В аншлифе вещественно-петрографический состав полуантрацитовых гелитолитов выявляется лучше, чем в шлифе. Видны фюзиниты, их строение, значительная степень анизотропии витринитов способствует более полному проявлению их структуры, чем в углях ОС и Т. Из липоидинитов различаются только наиболее крупные экземпляры, которые в одинаковой степени видны при одном николе, при скрещенных и невполне скрещенных николях. Однако их количество значительно меньше, чем в одновозрастных гелитолитах на низких стадиях углефикации. Гелитолиты-ПА диагностируются до типа, разновидности и нередко до типа по восстановленности.

Типичные физико-химические показатели гелитолитов-ПА следующие: витринит имеет максимальную отражательную способность в воздухе 12,0%, в масле 2,97—4,31%; механическая прочность 500—790 г/см, твердость витренов по Моосу 3,75; микротвердость 100 кг/мм^2; плотность 1,30—1,32 г/см^3; удельный вес органической массы 1,35—1,40 г/см^3; W^a 0,60—1,20%; V^r 5—8; C^r 90—93%; H^r 3—3,5%, $Q^r_б$ 8300—8500 ккал/кг.

Антрацитовая (А) стадия углефикации (табл. XXVIII, 8—9; XXIX—XXXII). Гелитолиты-А известны в угленосных отложениях палеозоя и нижней юры. Гелитолиты-А имеют широкое распространение в среднем карбоне — в Донецком и в верхнем палеозое (C_{2-3} — P_1) — в Кузнецком, Горловском, Тунгусском, Таймырском и Печорском бассейнах [10, 12, 15, 26, 57, 69, 143, 145, 156, 228, 266, 294, 295].

В куске гелитолиты-А имеют черный цвет с бóльшим или меньшим оттенком серого, яркий металловидный блеск (золотистый или серебристый), мягкую густо-черную черту; они крепкие, вязкие, трещины эндокливажа располагаются редко, через 2—8 см, иногда наблюдается более густая трещиноватость. Излом различный: прямоугольный, раковистый, неровный; поверхность излома ступенчатая, струйчатая или гладкая. Макроструктура различается менее отчетливо, чем в углях низких стадий углефикации.

Шлиф из гелитолита-А доводится до прозрачности с большим трудом. В пр. св. при одном николе общая микроструктура угля практически не устанавливается, с трудом определяется групповая принадлежность микрокомпонентов, при скрещенных николях значительно проявляется расположение компонентов, среди витринитов выделяются отдельные структурные фрагменты, видны единичные липоидиниты.

В аншлифе вещественно-петрографический состав гелитолитов-А различается и диагностируется значительно более точно, чем в гелитолитах-ОС, -Т и -ПА, особенно при рассмотрении их с иммерсионной жидкостью (кедровое масло). Высокая степень двуотражения витринитов позволяет выявить мельчайшие тонкости в их структуре, оттенять слабоанизотропные семифюзиниты и резко выделять изотропные орто-

фюзиниты. Липоидные компоненты на антрацитовой стадии видны лучше, чем на тощей или полуантрацитовой, лучше выявляются и структурные особенности фюзинитов. Среди гелитолитов-А различают до шести подстадий [177].

Типичные физико-химические показатели гелитолитов-А следующие: витринит имеет максимальную отражательную способность в воздухе 13,5—17,4%; в масле 3,71—8,05%, механическая прочность от 734 до 1817 г/см; твердость по Моосу 3,75—3,80; микротвердость более 110 кг/мм², плотность 1,37—1,68 г/см³; удельный вес органической массы 1,5—1,7 г/см³; W^a 1—3%; V^r 1,5%; C^r 93—97%; H^r 1—3%; $Q^r_б$ 8100—8200 ккал/кг.

Среди гелитолитов-А выделяются регионально-метаморфизованные (углефицированные) и регионально-термально-метаморфизованные. Для первых принято считать типичными донецкие, для вторых — тунгусские.

По всем основным петрографическим признакам гелитолиты-А обоих типов метаморфизма близки между собой. К числу отличительных признаков относятся следующие: сероватый оттенок и серебристый блеск у регионально-термально-метаморфизованных гелитолитов по сравнению с более густым черным цветом и золотистым блеском у гелитолитов регионального типа метаморфизма. Более отчетливо выражены индивидуальные оптические свойства витринитов, а также отдельные поры и неравномерное проявление анизотропности в пределах одного штуфа у регионально-термально-метаморфизованных гелитолитов, чем региональных. Однако эти признаки характерны далеко не для всех гелитолитов-А термального происхождения, они наблюдаются чаще при слабой изоляции от интрузии (через пачки рыхлых пород).

Независимо от типа метаморфизма наблюдается определенная закономерность в распределении гелитолитов-А на площади и по возрасту. Наибольшее распространение гелитолиты-А имеют в отложениях раннего и среднекарбонового возраста в Донецком бассейне, северо-кавказских и восточно-уральских месторождениях; широко представлены гелитолиты в угленосных толщах пермского возраста Горловского, Кузнецкого и Тунгусского бассейнов. При этом в нижней перми они значительно уступают фюзенолитам, а в верхней преобладают над ними.

В раннем карбоне среди гелитолитов наблюдается примерно равное соотношение гелитов и гелититов, в среднем — присутствуют преимущественно гелиты; в перми — гелиты и гелититы, в мезозое — преимущественно гелиты.

По сравнению с гелитолитами низких и средних стадий метаморфизма на антрацитовой стадии ранне- и среднекарбоновые гелитолиты характеризуются присутствием меньшего количества липоидинита и большой однородностью витринита [165], позднекарбоновые и пермские и мезозойские гелитолиты — почти полным отсутствием липоидинита и относительно отчетливым проявлением структуры витринита.

Витринит гелитолитов представлен Δ-витринитом и γ-телинитом, реже аттрито-витринитом, коллинитом и β-телинитом.

Бóльшая часть витринита представлена остатками стеблевых частей растений; в меньшем количестве различаются паренхима листа, ткани органов спороношения, коровые ткани, округлые тела невыясненной природы. При этом в палеозойских гелитолитах, особенно в карбоновых, больше тканей органов спороношения, чем в мезозойских; мезозойские гелитолиты богаче листовой паренхимой, чем палеозойские. Большая масса витринита остается неопределимой.

Ботаническая природа витринита гелитолитов антрацитовой стадии углефикации определяется еще с большим трудом, чем низких стадий. Лишь единичные γ-телиниты удается проблематично отнести к тем или иным типам растений.

Особенности состава и условий образования углей класса гелитолитов

Приведенное выше описание гелитолитов разных стадий углефикации далеко не исчерпывает характеристику углей этого класса для различных месторождений и бассейнов СССР. Но даже имеющиеся данные позволяют сделать некоторые обобщения и выводы об условиях их образования и установить общие, а в отдельных случаях и частные закономерности, влияющие на качество углей.

Степень участия гелитолитов в строении угольных пластов возрастает от раннего карбона к неогену. Если в пластах раннего карбона они слагают тонкие слои, то в среднем карбоне они приобретают пластообразующее значение, образуя пласты малой и средней мощности. По направлению к неогену мощность пластов, состоящих из гелитолитов, резко увеличивается. Появляются сверхмощные пласты. Начиная со среднего карбона, угли этого класса, представленные всеми стадиями углефикации, приобретают максимальное развитие во все эпохи углеобразования в бассейнах различных генетических типов.

Некоторый спад в развитии гелитолитов имеет место в нижнепермских и нижнеюрских отложениях отдельных бассейнов и месторождений, в которых пласты слагаются преимущественно фюзенолитами или представляют сложное чередование пачек и слоев гелитолитов с фюзенолитами с преобладанием первых или последних.

Макроструктура гелитолитов в углях различного возраста имеет индивидуальные особенности. Для палеозойских бассейнов характерной является полосчатость, образованная преимущественно линзами витрена толщиной более 1—2 мм, т. е. наблюдаются средне- и грубополосчатые угли, реже штриховатые и тонкополосчатые. В мезозойских месторождениях и бассейнах гелитолиты преимущественно штриховатые, тонкополосчатые и однородные, палеогенового и неогенового возраста — однородные.

Индивидуальные особенности вещественно-петрографического состава гелитолитов на разных стадиях углефикации следует рассматривать со строгим учетом их макроструктурных особенностей, а именно с позиций сочетания в этих углях различных ингредиентов. Встречаются гелитолиты с однородной и полосчатой структурой, одинаковые и различные по вещественно-петрографическому составу.

Вещественно-петрографический состав углей этого класса на разных стадиях углефикации в среднем карбоне преимущественно гелитовый, в нижней и верхней перми гелитовый и гелititовый, в мезозое преимущественно гелитовый, в кайнозое почти исключительно гелитовый.

Структура углеобразующего вещества в гелитолитах всецело обусловлена исходным материалом, условиями его преобразования в периоды сингенеза, диагенеза и метаморфизма. На низких стадиях углефикации, особенно буроугольной, в гелитолитах углеобразующее вещество преимущественно аттрито-витринитовое или телинитовое. Гомогенность его увеличивается с возрастанием стадии углефикации и становится наиболее ярко выраженной начиная с коксовой стадии. С другой стороны, в пределах одного бассейна в изометаморфных углях степень гомогенности неодинаковая. Это относится к углям Карагандинского и Донецкого бассейнов, где встречаются различно восстановленные угли. Однако сопоставление гелитолитов палеозойских бассейнов с мезозойскими той же стадии углефикации показывает их неодинаковую гомогенность. Так, мало восстановленные угли жирной стадии углефикации Донецкого бассейна относительно гелитов этой же стадии углефикации Южно-Якутского бассейна менее гомогенны. Газовые гелиты Улугхемского бассейна по характеру структуры углеобразующего вещества имеют сходство с газовыми углями кольчугинской серии Кузнецкого бассейна. Аттритовый характер гелитов Канско-Ачинского бассейна

буроугольной стадии углефикации и длиннопламенных углей Иркутского проявляется неодинаково, хотя они и близки по возрасту и генетическому типу бассейна.

Структурные особенности и фитеральный состав углеобразующего вещества позволили выделить в различных преимущественно хорошо изученных бассейнах и месторождениях разновидности гелитолитов по сохранившемуся в них исходному материалу, главным образом с точки зрения тканевой принадлежности. Гелитолиты раннего и среднего карбона состоят преимущественно из перидермы и органов спороношения плауновых растений различных видов; в ранней перми преобладают ксилинитовые угли, образовавшиеся из кордаитов; в поздней перми существенное значение приобретает паренхима листьев. В мезозое, в связи с эволюцией растительного мира и большим многообразием классов растений, наблюдается широкий диапазон колебаний гелитолитов по исходному материалу.

В некоторых бассейнах наблюдается широкое преобладание паренхимных растительных тканей (Иркутский), в других — ксиленитовых в смеси с паренхимными, иногда преобладают ксилинитовые со значительным участием феллинита. В кайнозойских углях чаще встречаются ксилинитовые гелиты со значительной примесью лигнитита, суберинита, феллинита, а в отдельных случаях и паренхинита.

Параллельные химико-петрографические исследования показали, что качество гелитолитов находится в прямой зависимости от исходного материала углей с точки зрения его тканевой принадлежности, условий среды и от углефикационных изменений. Угли одной и той же стадии углефикации с различным углеобразующим веществом могут обладать неодинаковой спекаемостью, различным выходом летучих веществ и содержанием водорода.

Анализ фактического материала, характеризующего угли класса гелитолитов на стадиях углефикации от буроугольной до антрацитовой, показал их значительное разнообразие. Оно выражается во внешнем виде и под микроскопом, а также в неодинаковости их физических свойств, химических и технологических показателей. При этом в настоящее время особенно четко эти различия устанавливаются в углях низких и частично средних стадий углефикации (до жирных включительно) и менее отчетливо — на более высоких.

Все сказанное убедительно подтверждает мнение многочисленных, исследователей о том, что образование углей класса гелитолитов, близких по вещественно-петрографическому составу, происходило в далеко неодинаковых условиях и определяется суммой различных факторов, имеющих место как в первую стадию углеобразования в торфяной период, так и в рассматриваемые в совокупности периоды диагенетических и углефикационных изменений.

Для правильных генетических построений несомненным остается положение, что установление условий образования гелитолитов, так же как и других классов углей, начинается с изучения их петрографических особенностей, а именно внешнего вида, отражающего структурную, текстурную и вещественно-петрографическую характеристику, микроструктуры и микрокомпонентного состава.

Аналогия макро-, а нередко микроструктур и близкого группового вещественно-петрографического состава углей на разных стадиях углефикации подтверждает основное положение Ю. А. Жемчужникова [116], заключающееся в том, что процесс образования гелитолитов протекает в две стадии. В первую стадию происходит накопление и последующее разложение растительного материала и превращение его в торф, в составе которого преобладали гелифицированные компоненты. Главным фактором изменения растительного вещества и превращения его в будущие микрокомпоненты группы витринита являлись микроорганизмы.

Во вторую стадию после покрытия торфа осадками в период диагенеза происходили его дальнейшие значительные преобразования, завершавшиеся под влиянием давления и температуры.

Исходя из представления о процессах, протекавших в период сингенеза и диагенеза, делаются выводы об исходном материале растений, а также об обстановке, в которой происходило его накопление и дальнейшее преобразование.

Непосредственным источником генетических представлений является вещественно-петрографический состав гелитолитов, выражающийся не в групповом микрокомпонентном составе, как долгое время представляли углепетрографы, а в сугубо индивидуальных особенностях микрокомпонентов группы витринита, являющейся углеобразующей в классе гелитолитов. Лишь индивидуальная характеристика микрокомпонентов групп витринита, а также фитералов, слагаемых ими, степень их сохранности, величина, характер распределения между собой и микрокомпонентами других групп, являющихся в классе гелитолитов второстепенными или единичными, а также особенности минеральных включений определенного состава позволяют наиболее достоверно с учетом вторичных изменений решить вопрос о генетической принадлежности разновидностей гелитолитов различных бассейнов и месторождений.

В настоящее время наиболее распространенным является представление о том, что накопление и преобразование исходного материала углей класса гелитолитов происходили в условиях сильно обводненных болот, застойных (если угли малозольные) или проточных (если они содержат значительное количество терригенных минеральных включений). Это сугубо общее представление об образовании гелитолитов по-разному детализируется различными исследователями.

Так, П. П. Тимофеев и Л. И. Боголюбова [274] гелитолиты со структурным гелифицированным веществом (гелито-телиниты) относят к фации сильно обводненных подвижных болот, а угли с однородным веществом (гелито-коллиниты) — к фации сильно обводненных устойчивых болот. В своих высказываниях эти авторы, говоря о структуре углеобразующего вещества, не учитывают ряд противоречивых факторов, отмеченных А. И. Гинзбург [76] и И. Б. Волковой [53]. Основное положение П. П. Тимофеева и Л. И. Боголюбовой, что различие гелитолитов обусловлено в первую очередь тектонической подвижностью области угленакопления, не подтверждается имеющимся фактическим материалом и не может быть распространено на угли с одинаковым содержанием группы витринита на разных стадиях углефикации. Фактический материал показывает увеличение гомогенности гелифицированного вещества в ходе углефикации (см. часть I). На низких стадиях углефикации преобладающая часть гелитолитов аттритовая и фрагментарная, а начиная с коксовых — гомогенная. Следуя же классификации П. П. Тимофеева и Л. И. Боголюбовой, образование всех гелитолитов, начиная с коксовой стадии, следует относить к фации обводненных сильно устойчивых болот.

Детальные исследования И. Б. Волковой [53] гелитолитов месторождений Казахстана и Канско-Ачинского бассейна показали, что сохранение структуры исходного материала углей происходит не за счет быстрого опускания области осадконакопления, а за счет палеогеографических особенностей, которые обусловливают различие в исходном материале.

Убедительный материал о различии гелитолитов в зависимости от исходного материала приводится в статье К. И. Иносовой, которой удалось доказать, что хотя во всех углях Донецкого бассейна и преобладают остатки плауновых в виде гелифицированной перидермы и гелифицированных органов спороношения, тем не менее различные виды одних и тех же растений в процессе различных фациально-палеогеографиче-

ских условий приобрели неодинаковые микроструктуры, а именно — гетерогенная основа в одних углях (более восстановленных) относительно более аттритовая, чем в других (менее восстановленных). П. П. Тимофеев и Л. И. Боголюбова [275] также подчеркивают различие в исходном материале гелитолитов Черемховского и Канско-Ачинского бассейнов, близких с позиций геотектонического фактора.

В настоящей монографии приняты следующие представления об условиях образования гелитолитов. Степень обводненности торфяного болота, в котором происходило накопление исходного материала углей, определяет их принадлежность к классу гелитолитов. Это могли быть преимущественно сильно обводненные лесные, топяные или лесотопяные болота, вне зависимости от характера растительных ассоциаций с различной динамикой среды, неодинаковых гидрохимических условий и различной вертикальной подвижностью. В более застойных условиях в общем случае происходило образование гелитов, в проточных — гелититов.

Значительное число разновидностей гелититов обусловлено, по-видимому, главным образом неодинаковым исходным материалом, участвующим в образовании углей этого класса. Различие в исходном материале связано с ландшафтом, существовавшим в период его накопления, климатом и общей фациально-палеогеографической обстановкой площади распространения торфяного болота. Макро- и микроструктура углей, а также степень сохранности микрокомпонентов группы витринита обязаны в первую очередь их исходному материалу.

Степень восстановленности углей, определяемая по данным химических исследований, цвету и отражательной способности витринита, а также по составу золы и присутствию сульфидов, свидетельствует о близости или удаленности торфяного болота от морского бассейна.

Одной из причин образования разновидностей гелитолитов также может быть длительность пребывания торфогенного слоя в условиях, благоприятных для разложения, т. е. по степени вертикальной подвижности области накопления растительного материала, но при строгом учете исходного материала, так как быстрота разложения различных растительных остатков неодинакова.

Неодинаковая петрографическая характеристика разновидностей гелитолитов на разных стадиях углефикации обусловлена диагенетическими и метаморфическими изменениями сходного растительного материала, накопившегося и разложившегося в первую стадию их образования.

Все перечисленные факторы в комплексе определяют наличие разновидностей гелитолитов, отличающихся между собой как по внешнему виду, микроструктурным особенностям, так и по химико-технологическим свойствам. Было бы неправильным считать, что образование их во всех случаях определяется однозначно и обусловлено каким-нибудь одним фактором. Наличие среди гелитолитов нескольких типов и разновидностей является следствием взаимодействия целого комплекса факторов.

Класс фюзенолитов

Общая характеристика

Фюзенолиты — ископаемые угли, которые характеризуются преобладанием фюзинита или семифюзинита, а в отдельных случаях — микринита. Содержание группы фюзинита составляет более 50%, а суммы липоидинита и витринита менее 50%. В отдельных случаях содержание липоидинита достигает 50%, и тогда фюзенолиты тяготеют к микстогумолитам или липоидинитам. При увеличении содержания витринита до 50% угли приближаются к гелититам (см. рис. 1).

По старой номенклатуре класс фюзенолитов соответствует углям дюреновым фюзено-семифюзенового состава и собственно фюзено-семифюзеновым и лишь частично — кларено-дюреновым фюзено-семифюзенового состава (см. табл. 14).

В фюзенолитах последовательно выделяются четыре подразделения (см. табл. 15). Фюзенолиты известны во всех стадиях углефикации от буроугольной до антрацитов включительно. По сравнению с гелитолитами они всегда более матовые, вязкие, твердые и крепкие, чаще однородные и штриховатые, но бывают и полосчатые. Многие из них массивные, но нередко слоистые. По сравнению с гелитолитами одной и той же стадии углефикации они характеризуются повышенным содержанием углерода и более высоким удельным весом органического вещества и пониженными значениями содержания водорода, выхода летучих веществ, выхода дегтя и газа при сухой перегонке, низкой растворимостью в органических растворителях, а на буроугольной стадии — и низким содержанием гуминовых кислот (кроме семифюзитов и семифюзититов определенного типа); кокс всегда порошковатый.

Указанные свойства проявляются тем сильнее, чем больше содержится в угле микрокомпонентов группы фюзинита в целом и чем больше преобладание среди них фюзинита над семифюзинитом и микринитом. В процессе углефикации фюзенолиты претерпевают те же изменения, что и гелитолиты: увеличивается степень блеска, содержание углерода, понижается выход летучих веществ и количество водорода. Угли этого класса в общем балансе запасов углей Советского Союза составляют менее 10%.

Фюзиты почти всегда слагают пласты и пачки большой мощности (более 2 м) и являются пластообразующими. Иногда на контакте с фюзитами залегают гелиты и гелититы, слагающие слои и пачки меньшей мощности. Нередко имеют место постепенные переходы от фюзитов к фюзититам. Иногда фюзиты слагают слои сантиметровой мощности, залегающие среди гелитов и гелититов.

По внешнему виду фюзиты во всех стадиях углефикации матовые. В низких стадиях углефикации они более черные и рыхлые, при более высокой, начиная с каменной, сероватые и более плотные. По макроструктуре фюзиты чаще однородные и штриховатые. При этом штриховатость образована включением в матовую основу тонких блестящих линзочек витрена и шелковисто-матовых фюзена. По текстуре они бывают слоистые и массивные.

К собственно фюзитам относятся угли, на 90% состоящие из фюзинита и семифюзинита; в липоидо-фюзитах и гелито-фюзитах присутствуют липоидинит и витринит. В фюзитах количество липоидинита всегда очень незначительное (не более 10%), а витринита обычно не более 15%.

Телофюзиты под микроскопом представляют агрегат, состоящий из α- и β-ортофюзинита и α- и β-семифюзинита в различных соотношениях, сцементированных десмито-витринитом. В телофюзитах десмито-витринит располагается между фюзенизированными фрагментами в виде прожилок и, как правило, не по наслоению. Микроструктура у них чаще крупнофрагментарная, но бывает и фрагментарно-аттритовая.

Гомофюзиты встречаются редко. Они слагают отдельные пачки или слои. Чаще это микроингредиенты или отдельные прослойки в пластах. Слагающее их фюзенизированное вещество не сохранило растительной структуры и по старой номенклатуре относилось к фюзенизированной основной массе. По современным представлениям это вещество наиболее правильно относить к микриниту; нередко это аттрито-фюзинит. Для него характерно сочетание со споринитом или кутинитом. Гомофюзиты значительно плотнее, чем телофюзиты той же стадии углефикации, что обусловлено гомогенностью углеобразующего вещества.

Фюзиты установлены преимущественно в буроугольной стадии углефикации, значительно реже они встречаются в более высоких стадиях.

Фюзиты нижнего и среднего карбона Подмосковного, Донецкого и Львовско-Волынского бассейнов образуют среди микстогумитолитов очень тонкие слои; фюзиты нижней перми Печорского, Тунгусского, Кузнецкого бассейнов лишь в отдельных случаях образуют отдельные пачки или очень тонкие прослойки. Максимальное развитие они имеют в ранней и средней юре, где являются пластообразующими и встречаются в пластах большой мощности (некоторые месторождения Средней Азии, Казахстана и Забайкалья). В позднемеловое время фюзиты имеют незначительное распространение и лишь в Кивда-Райчихинском месторождении слагают среднюю и верхнюю часть пласта Нижнего, составляя 43—55% от общего объема угля.

Фюзититы слагают отдельные пачки и целые пласты, как правило, меньшей мощности (менее 2 м), чем фюзиты. Часто пачки фюзититов равномерно чередуются с гелитами и гелititами.

По внешнему виду фюзититы всегда полуматовые и занимают промежуточное место между фюзитами и гелititами. Они имеют серовато-ватый оттенок цвета, в отличие от черных гелитов и гелititов и чаще, чем фюзиты, полосчатые и комплексно-полосчатые. Их неоднородность выражается в том, что в преобладающую полуматовую фюзититовую или фюзитовую основу включены блестящие линзы витрена или тонкие полоски блестящего гелитового или гелititового угля. В таких случаях фюзититы приближаются к гелititам, сохраняя общий облик фюзитита.

В однородных и тонкополосчатых фюзititах содержание микрокомпонентов группы фюзинита и семифюзинита колеблется в пределах от 50 до 75%, витринита и липоидинита от 25 до 50%, причем преобладает витринит, а количество липоидинита редко превышает 10—15%. Если количество липоидных микрокомпонентов более 10%, различаются липоидо-гелито-фюзититы и липоидо-фюзититы, но все же наиболее часто встречающимся типом являются гелито-фюзититы. По преобладанию структурных микрокомпонентов выделяются телофюзититы, бесструктурных — гомофюзититы, аттрита — аттритофюзититы. Гомофюзититы и аттритофюзититы отличаются большей однородностью, плотностью и массивностью. Микроструктура в телофюзititах фрагментарная или аттрито-фрагментарная, а нередко — аттритовая. Для телофюзititов характерно микрополосчатое расположение микроингредиентов.

Гомофюзититы встречаются чаще, чем гомофюзиты. В отдельных месторождениях они слагают пачки в пластах, а иногда и целиком пласты. В таких углях линзочки и комочки микринита как бы погружены в десмито-витринит, который их цементирует, кроме того, в десмитовитрините располагается споринит. Фюзититы установлены во всех стадиях углефикации, наиболее характерны для каменных углей от Д до А.

Фюзититы, в основном гелито-фюзититы, имеются в карбоне Карагандинского бассейна, Восточного Урала, в перми Печорского, Кузнецкого и Тунгусского бассейнов. В ранне- и среднеюрское время они также широко распространены, но менее характерны, чем фюзиты. Незначительное распространение они имеют в меловое время, отсутствуют в палеогене и неогене.

Фюзититы пермского времени по вещественно-петрографическому составу различными исследователями рассматриваются неоднозначно. Так, типичные полуматовые кларено-дюреновые угли фюзенового состава (в старом обозначении) Кузнецкого бассейна В. П. Шориным по микрокомпонентному составу относятся в класс гелитолитов, подкласс гелititов. По данным В. П. Шорина, полуматовые угли из пластов балахонской серии содержат в среднем на чистый уголь 35—45% семифюзинита и фюзинита. По устному сообщению Л. В. Клитиной, бо́ль-

шая часть полуматовых кларено-дюреновых углей Кузнецкого бассейна в Прокопьевско-Киселевском районе содержит фюзинита и семифюзинита в сумме с семивитринитом от 50 до 65%. Наши представления о микрокомпонентном составе балахонских полуматовых углей или полуматовых составных частях полосчатых углей совпадают с данными Л. В. Клитиной. Общий характер внешнего вида углей, вещественно-петрографический состав полуматовой, сероватой, крепкой основы, вмещающей линзы витрена, позволяют типичные для балахонской серии угли относить в класс неоднородных фюзенолитов, подкласс фюзититов.

Описание фюзенолитов углефикационного ряда

Буроугольная (Б) стадия углефикации (табл. XXXIII). Фюзенолиты-Б известны с позднего триаса до позднего мела включительно [50, 56, 65, 78, 111, 271, 272]. Наиболее типичные представители буроугольных фюзенолитов установлены в нижне- и среднеюрских месторождениях Средней Азии и Казахстана, в которых они слагают мощные пласты или отдельные пачки пластов. Как правило, это штриховатые или однородные матовые черные довольно рыхлые угли. Типичным примером фюзенолитов-$Б_2$ являются угли Ангренского месторождения (табл. 19).

Таблица 19

Групповой микрокомпонентный состав фюзитов Ангренского месторождения, по А. И. Гинзбург

Фюзит	Микрокомпонентный состав, %			Количество образцов	Разновидность угля с учетом вещественно-петрографического состава
	Vt	SF	F		
Однородный	7	73	20	4	Фюзинито-семифюзит
Штриховатый с фюзеном	4	69	27	13	То же
Полосчатый с витреном	22	48	30	4	„ „
Комплексно-полосчатый с витреном и гелитом	36	25	39	3	Семифюзинито-фюзитит
Однородный	9	66	25	10	Фюзинито-семифюзит

Имеющиеся данные по микрокомпонентному составу и химической характеристике фюзитов и фюзититов буроугольной стадии углефикации показывают их отчетливое отличие от гелитолитов той же стадии углефикации: повышенное содержание углерода, пониженное — водорода и меньший выход летучих веществ. Для телофюзитов характерным является содержание водорода не выше 4%, выход летучих веществ 32—35%, содержание углерода от 70 до 78%.

Фюзититы по этим показателям занимают промежуточное место между гелититами и фюзитами. В них больше, чем в гелититах, углерода, меньше водорода (4—4,5%), ниже выход летучих веществ (35—40%). На данные параметры, кроме содержания в углях ортофюзинита или семифюзинита, определенное влияние оказывают липоидные компоненты, повышая несколько выход летучих веществ и содержание водорода. Наблюдается зависимость содержания углерода от подстадии углефикации. Так, при прочих равных условиях в фюзенолитах-$Б_3$ будет всегда несколько больше углерода, чем в фюзенолитах-$Б_2$.

Длиннопламенная стадия углефикации (Д). Фюзенолиты-Д не имеют широкого распространения и установлены в некоторых пермских

и юрских месторождениях, где они в мощных пластах слагают отдельные пачки. Значительно реже они являются пластообразующими. В древних отложениях (нижний и средний карбон) и нередко в более молодых (например, в меловых) фюзенолиты образуют лишь отдельные тонкие слои [10, 63, 65, 78, 178, 255].

Некоторые особенности вещественно-петрографического состава фюзенолитов-Д Нарынского месторождения в зависимости от макроструктуры углей показаны в табл. 20.

Таблица 20

Петрографический состав (%) фюзенолитов-Д Нарынского месторождения по А. И. Гинзбург

Разновидность углей или ингредиентов	Vt	SF	F	L	A^c, %	Количество проб
Крупнофрагментарный телосемифюзит	2—30 / 10	59—97 / 82	0—20 / 8	0—1 / —	5,14—27,69 / 10,25	7
Аттритово-фрагментарный гомофюзит	8—51 / 26	19—90 / 63	0—30 / 8	1—8 / 3	2,55—20,16 / 8,14	8
Полуматовый полосчатый фюзитит	17—81 / 45	6—64 / 34	0—45 / 19	0—6 / 2	1,97—14,86 / 4,4	30
Матовая составная часть полосчатого угля	5—35 / 18,5	20—68 / 36	11—58 / 45	0—2 / 0,4	3—8,89 / 5,82	8

Газовая (Г) стадия углефикации (табл. XXXIV). Фюзенолиты-Г установлены преимущественно в пермских и нижнеюрских месторождениях, где в угольных пластах они слагают отдельные слои и пачки или целиком весь пласт. Отдельные пачки фюзенолитов-Г встречаются в нижнем карбоне Карагандинского бассейна и в верхней юре — нижнем мелу Ургальского месторождения Буреинского бассейна. Во всех других месторождениях фюзенолиты газовой стадии углефикации встречаются эпизодически, слагая тончайшие слои. Характерными примерами фюзенолитов-Г могут явиться угли многих пластов Кузнецкого и Печорского бассейнов [10, 26, 70, 78, 178, 255].

Имеющиеся данные по химической характеристике фюзенолитов-Г подтверждают давно установленную закономерность: в них содержание водорода и выход летучих меньше, а содержание углерода больше, чем в гелитолитах той же стадии углефикации. Наблюдаются различия в элементарном составе гомофюзитов и телофюзитов. Установлено, что фюзиты кольчугинской серии Кузнецкого бассейна при почти одинаковом микрокомпонентном составе содержат больше водорода и имеют больший выход летучих, чем фюзититы балахонской серии, что, возможно, обусловлено также некоторым различием в стадиях углефикации.

Жирная (Ж) стадия углефикации (табл. XXXV). Наибольшее распространение фюзенолиты-Ж имеют в углях пермского, нижне- и среднеюрского возраста, хотя слойки их мощностью от 2 до 7 см отмечаются в нижнем и среднем карбоне Донецкого и в нижнем мелу Сучанского бассейнов. Примером фюзенолитов-Ж могут быть пермские угли Тунгусского (район р. Чуни) и Таймырского (Черноярское месторождение) бассейнов, а также юрские угли некоторых месторождений Средней Азии [10, 26, 70, 78, 178, 255].

Все фюзенолиты этой стадии углефикации, как и более низких, чаще полуматовые и лишь очень зольные матовые. Структурные их особенности самые различные.

Коксовая стадия углефикации (К). Фюзенолиты-К имеют максимальное распространение в нижнепермских и нижнеюрских отложениях, где они слагают отдельные слои, пачки и пласты до нескольких метров. В карбоне и мелу они встречаются эпизодически и образуют тонкие слои. В пермских отложениях (Печорский, Кузнецкий, Тунгусский, Таймырский бассейны) отмечается отчетливое преобладание углей полуматовых преимущественно полосчатых с линзами витрена различной толщины и штрихами фюзена. Кроме того, всегда присутствуют матовые более зольные однородные угли, образующие отдельные небольшой мощности слои, хорошо выдерживающиеся по простиранию [10, 26, 70, 78, 255].

Эти угли почти всегда представляют гелито-фюзититы, а в отдельных случаях — фюзинито-гелититы, лишь некоторые однородные угли приближаются к фюзитам. Углеобразующими микрокомпонентами этих углей являются α-, β-, Δ-аттрито-фюзиниты и α-, β- и Δ-семифюзиниты при преобладании последних. Между компонентами группы фюзинита располагаются десмито-витринит, β-телинит и Δ-витринит. Полуматовая семифюзинито-фюзинитовая основа однородных и штриховатых углей по микроструктуре чаще аттритово-фрагментарная, в полосчатых углях она микрополосчатая; наблюдается чередование микроингредиентов. Блестящие составные части в этих углях представляют Δ-витринит, реже — фюзинито-гелитит.

Фюзенолиты-К в Средней Азии в Шаргуньском (J_2) и Беш-Терекском (J_2) месторождениях преимущественно полуматовые комплексно-полосчатые, реже однородные. Эти угли, если они однородные, отвечают фюзитам или фюзититам (Шаргуньское месторождение), комплексно-полосчатые — всегда фюзититам. Микрокомпоненты группы фюзинита в этих углях представлены главным образом β-семифюзинитом и β-ортофюзинитом, между которыми располагается десмито-витринит. По микроструктуре эти угли фрагментарные или аттрито-фрагментарные и нередко микрополосчатые. В Беш-Терекском месторождении в десмито-витрините содержится относительно много зерен кварца и глинистого вещества.

Отощенно-спекающаяся стадия углефикации (ОС). Максимальное количество пластов с участием фюзенолитов-ОС установлено в нижнепермских и нижнеюрских отложениях, где они слагают отдельные пачки и как исключение — целые пласты [10, 26, 70, 78, 178, 255].

Типичные фюзенолиты-ОС в Байсунском месторождении (Средняя Азия) слагают пласт мощностью от 0,70 до 2,73 м. Это полуматовый преимущественно однородный уголь на 60% сложен из β-ортофюзинита, сцементированного десмито-витринитом; очень редко встречается α-ортофюзинит.

Тощая стадия углефикации (Т). Фюзенолиты-Т известны в угленосных отложениях палеозоя и мезозоя. В угольных пластах они слагают слои и пачки среди гелитолитов, в отдельных случаях — пласты [10, 26, 67, 69, 255, 266].

Химические показатели фюзенолитов-Т не имеют существенных отличий от таковых показателей гелитолитов Т.

В нижне- и среднекарбоновых отложениях Донбасса фюзенолиты-Т слагают сантиметровые слои. Представлены они преимущественно гелито-фюзититом. Семифюзинит и фюзинит участвуют в их образовании приблизительно в равных количествах. В угленосных толщах верхнего палеозоя (C_{2+3} — P) Кузнецкого, Тунгусского, Таймырского и Печорского бассейнов фюзенолиты-Т располагаются в угольных пластах неравномерно. В низах разреза (балахонская серия Кузбасса и анакитская, листвяжнинская, клинтангинская, бургуклинская свиты Тунгусского бассейна) фюзенолиты-Т составляют слои, пачки и целые угольные пласты; в верхней части разреза (P_2) они образуют прослойки,

слои, редко пачки среди гелитолитов. Наибольшее распространение имеют фюзититы; фюзиты встречаются значительно реже и составляют отдельные прослойки.

Мезозойские фюзенолиты-Т наблюдаются в нижнеюрских месторождениях Средней Азии, где слагают слои и отдельные пачки среди гелитолитов.

Полуантрацитовая (ПА) стадия углефикации (табл. XXXVI, 4—6). Фюзенолиты-ПА [10, 26, 134, 156, 255] имеют распространение в отложениях того же возраста, что и фюзенолиты-Т.

Из нижнекарбоновых фюзенолитов-ПА хорошо изученными являются восточноуральские (Махневское и Егоршинское месторождения); карбоновые и пермские фюзенолиты-ПА описаны в Кузнецком, Тунгусском и Таймырском бассейнах.

Фюзенолиты-ПА в куске имеют серовато-черный цвет, тусклый металловидный блеск или почти матовые. Структура их видна хорошо, но несколько менее отчетливо, чем в слабее углефицированных углях. Различаются однородные, штриховато-полосчатые и очень редко полосчатые фюзенолиты-ПА. Особенности внешнего вида и микроструктуры каждой из этих разновидностей те же, что и у фюзенолитов-Т.

Характер распределения и степень участия фюзенолитов-ПА в строении угольных пластов угленосных толщ разного возраста такое же, как и фюзенолитов-Т. В пределах Егоршинского месторождения в нижней угленосной свите фюзенолиты-Т играют заметно бóльшую роль в строении пластов, чем в выше лежащих свитах. При этом фюзититы образуют слои и отдельные пачки, а фюзиты — редкие прослои в 2—3 см, иногда до 5 см.

Антрацитовая (А) стадия углефикации (табл. XXXVI, 3; XXXVII). Фюзенолиты-А [10, 26, 228] установлены в угленосных отложениях позднепалеозойского возраста (С—Р).

В куске фюзенолиты-А имеют серовато-черный цвет, полуматовые, крепкие, однородные и штриховато-полосчатые. Однородные фюзенолиты плотные, с неровным изломом, гладкой поверхностью излома и поверхностью наслоения, массивные. Структура штриховато-полосчатых разновидностей обусловлена включением блестящих линз витрена и матовых фюзена в слитную, зернистую или волокнистую основу угля. В зависимости от характера этих линз и их расположения различаются тонко-, редко-, густо, средне- и грубоштриховато-полосчатые угли. Особенности вмещающей основы угля на антрацитовой стадии углефикации различаются слабо, чаще она выглядит слитной. Фюзен в обломках на плоскостях наслоения матовый, более крепкий, чем в менее углефицированных углях; витрен — серовато-черный, с серебристым блеском, хрупкий.

Под микроскопом в отр. св. как при одном, так и при скрещенных николях хорошо видна микроструктура угля в целом и строение основных углеобразующих микрокомпонентов группы фюзинита.

Однородные фюзенолиты-А имеют аттритовую или фрагментарно-аттритовую микроструктуру, штриховато-полосчатые — фрагментарно-аттритовую, аттритово-фрагментарную или фрагментарную. Для них характерна микрополосчатость, обусловленная чередованием фрагментарного фюзинита и витринита между собой или со слойками коллинита, насыщенного аттрито-фюзинитом.

Химический анализ не обнаруживает отличий фюзенолитов-А и гелитолитов-А одного и того же месторождения.

Нижнекарбоновые фюзенолиты-А слагают маломощные слои и пачки в пластах месторождений Восточного Урала. Они представлены гелито-фюзититами и липоидо-гелито-фюзититами.

В угленосных толщах карбонового — пермского возраста фюзенолиты-А широко представлены в Горловском, Кузнецком, Тунгусском и

Таймырском бассейнах; это преимущественно гелито-фюзититы, реже гелито-фюзиты. Липоидные компоненты в фюзенолитах-А этого возраста единичны. В низах разреза (C_{2+3} — P_1) фюзенолиты преобладают над гелитолитами-А, слагают слои, пачки и целые пласты. В Горловском и Кузнецком бассейнах они являются регионально-метаморфизованными, а в Тунгусском и Таймырском — регионально-термально-метаморфизованными. В верхах разреза толщи (P_2) фюзенолиты-А известны только в Тунгусском бассейне, где они составляют отдельные прослойки, слои, редко пачки. Это гелито-фюзититы и редко гелито-фюзиты.

Характерно, что в фюзенолитах-А любого возраста регионального и регионально-термального типов метаморфизма присутствуют ортофюзиниты трех разновидностей: белый с высоким рельефом, серовато-белый с высоким рельефом и белый почти безрельефный. Среди микрокомпонентов группы фюзинита наблюдается приблизительно равное соотношение семифюзинита и ортофюзинита или преобладание ортофюзинита над семифюзинитом; очень редко встречаются фюзенолиты-А с преобладанием семифюзинита над ортофюзинитом.

Особенности состава и условий образования углей класса фюзенолитов

Максимальное развитие фюзенолитов отмечается в ранней перми и ранней и средней юре. В ранней перми они чаще представляют сложное чередование мощных пачек и отдельных слоев с гелитолитами, в которых, как правило, преобладают фюзенолиты. В юре фюзенолиты слагают преимущественно мощные и сверхмощные пласты, в карбоне и мелу они имеют незначительное развитие, в палеогене и неогене не установлены.

Для большей части пермских фюзенолитов характерна макрополосчатость, образованная преимущественно линзами витрена толщиной от 1—2 мм до нескольких сантиметров, т. е. угли от тонко- до грубополосчатых или комплексно-полосчатые. В Кузнецком бассейне в отдельных пластах (пласт Мощный и др.), кроме полосчатых, относительно широкое распространение имеют пачки (от 0,20—0,30 до 1,5 м) однородных фюзенолитов. В нижней и средней юре наблюдается преобладание однородных и штриховатых фюзенолитов, при этом штриховатость образована иногда линзочками витрена, чаще фюзена.

В пермских фюзенолитах основа угля фюзититовая или фюзитовая. Общий вещественно-петрографический состав этих углей обусловлен насыщенностью линзами витрена. Так, для печорских, кузнецких, тунгусских и таймырских углей он фюзититовый, стоящий на границе с гелititовым. Юрские фюзенолиты преимущественно однородные и штриховатые, фюзитовые.

Фюзенолиты установлены во всех стадиях углефикации, начиная с буроугольной ($Б_2$) и до антрацитовой включительно. В основном все мезозойские фюзенолиты находятся на буроугольной стадии углефикации, палеозойские — от длиннопламенной до антрацитовой.

Структура углеобразующего вещества преимущественно телинитовая, реже аттритовая и гомогенная. Указанные три вида структуры фюзинита и семифюзинита фиксируются на всех стадиях углефикации. При этом структура углеобразующего вещества с увеличением стадии углефикации изменяется незначительно. В юрских фюзенолитах-Б преобладают α-ортофюзиниты и α-семифюзиниты, в пермских фюзенолитах β-ортофюзиниты и β-семифюзиниты. Начиная с длиннопламенной стадии углефикации, наблюдается уплотнение отдельных фрагментов тканей без потери видимости их растительной структуры.

Среди фюзенолитов юрских буроугольных месторождений преобладают микрокомпоненты группы семифюзинита. Для пермских (при сохранении значительной роли группы семифюзинита) возрастает количество фюзинита. В пермских фюзенолитах чаще, чем в юрских, встречаются склеротиниты.

Параллельные химико-петрографические исследования показали, что качественные особенности фюзенолитов находятся в прямой зависимости от содержания в них микрокомпонентов группы фюзинита и семифюзинита и в меньшей степени — от стадии углефикации. Некоторые фюзитовые угли на буроугольной стадии углефикации, содержащие преимущественно фюзинит, имеют меньший выход летучих веществ и меньше водорода, чем фюзенолиты более высоких стадий углефикации, содержащие больше микрокомпонентов группы витринита.

Условия образования углей класса фюзенолитов менее ясны, чем гелитолитов. Однако имеющиеся литературные данные и наблюдения А. И. Гинзбург позволяют высказать предположение, что условия образования торфов, которые дали начало образованию разновидностей углей класса фюзенолитов, были неодинаковые.

В 1941 г. Ю. А. Жемчужников [111] впервые высказал мысль, что образование углей, представляющих агрегат фюзенизированных тканей, происходило в «сухих» лесных болотах и заболоченных лесах. Это положение принимается многими исследователями в различных вариантах, в зависимости от преобладания в углях фрагментарных или аттритовых микрокомпонентов.

Фация «сухих» лесных болот и заболоченных лесов представлена однородным и штриховатым телофюзитом, состоящим из фюзинита и семифюзинита (Ангренское, Шурабское, Сулюктинское, Орское, Кок-Майнакское и другие месторождения). Исходным материалом этих углей были древесные части растений. В ряде юрских месторождений в исходном торфе были представлены мелкие обломки папоротников, хвощей. Значительная фюзенизация преобладающей части микрокомпонентов указывает на то, что грунтовые воды недостаточно питали заболоченные пространства. Бóльшая часть растительных остатков испытывала сравнительно непродолжительный период гелификации и длительный — фюзенизации. Это же подтверждается химическим составом углей, т. е. низким выходом летучих веществ, малым содержанием водорода и большим — углерода. Такой химический состав до некоторой степени дает указание на существование окислительной обстановки. Хорошая сохранность относительно крупных обломков фюзена, незначительная сортировка материала, большая мощность пачек и пластов и значительная выдержанность их на расстоянии до нескольких километров свидетельствуют о длительном автохтонном накоплении растительного материала. Наличие на поверхностях наслоения многочисленных обломков типичного фюзена указывает на усиление сухости и влияние субаэральных процессов в отдельные периоды существования лесных болот и заболоченных лесов.

Фации обводненных застойных болот, превращенных позднее в сухие, представлены углями однородными, относительно плотными, состоящими почти исключительно из семифюзинита. Это скопление β-семифюзинита, почти без десмито-витринита. Такие угли встречены в Ангренском, Шурабском, Сулюктинском, Мангышлакском, Туюкском и других месторождениях. Угли, представляющие данную фацию, свидетельствуют о непостоянстве водного режима на площади накопления и превращения растительного материала. Можно предполагать значительное и равномерное первоначальное развитие процессов гелификации в первый период превращения исходного материала. Исходное вещество приобрело β-структуру, что указывает на накопление угля под покровом воды в застойном водоеме. Однако равномерная, но довольно

слабая фюзенизация всех микрокомпонентов с β-структурой может служить указанием, что гидрологический режим торфяного болота изменился, уровень грунтовых вод понизился, и существенное значение приобрели субаэральные процессы превращения. Торфяное болото превратилось из обводненного застойного в «сухое», весь растительный материал, превращенный в β-телинит, начал усиленно и равномерно фюзенизироваться. При этом процесс фюзенизации был относительно не длительный, так как все вещество, слагающее такой уголь, почти исключительно слабофюзенизированное.

Полуматовый полосчатый фюзитит (семифюзинитовый кларено-дюрен) с относительно высоким содержанием структурных микрокомпонентов группы фюзинита и семифюзинита и низким — витринита (β-витринита и Δ-витринита) при значительном участии десмито-витринита указывает на то, что формирование малозольных полосчатых углей происходило в обстановке возвышенных, слабо увлажненных («полусухих») торфяников при весьма ограниченном привносе терригенного материала. В этих условиях происходило частичное и полное окисление органического вещества при активном участии аэробных бактерий, что приводило, с одной стороны, к образованию и накоплению фюзенизированного вещества, а с другой — к наиболее полному разложению органического материала и формированию бесструктурных и мелкофрагментарных микрокомпонентов, в частности десмито-витринита и микринита.

Формирование полуматовых зольных однородных гомофюзитов (микринитовых кларено-дюренов) происходило в проточных торфяных болотах с повышенным окислительным потенциалом, обусловливающим развитие процессов фюзенизации исходного растительного материала. Продолжительные и устойчивые периоды внедрения текучих вод в области торфяных болот способствовали перемыву и переотложению органического материала и вместе с тем тонскому перемешиванию его с песчано-глинистым материалом. Коагулирующие в этих условиях из торфяных вод гумусовые коллоиды образовали десмит, цементирующий обильную минеральную примесь и тонкий аттритовый материал. В зависимости от количества поступающих минеральных примесей формировались то более, то менее зольные однородные полуматовые угли.

Класс липоидолитов

Общая характеристика

В липоидолитах липоидные компоненты составляют более 50% от общего объема угольного вещества (см. табл. 15 и рис. 1). Гелифицированные (витринит) и фюзенизированные (ортофюзинит и семифюзинит) компоненты в этих углях играют второстепенную роль, составляя в сумме менее 50%. Класс липоидолитов по старой классификации соответствует углям кларено-дюреновым и дюреновым липоидного состава и собственно липтобиолитам. Все липоидолиты по внешнему виду имеют много общего, хотя отдельные подклассы и типы довольно сильно отличаются друг от друга. Обычно это матовые угли или тускло-блестящие со смолистым блеском. По химическим свойствам липоидолиты резко отличаются от гелитолитов и фюзенолитов, приближаясь по некоторым показателям к сапрогумолитам или сапропелитам. Для всех липоидолитов (особенно тех, в которых содержание липоидных компонентов более 75%) на стадиях углефикации буроугольной, длиннопламенной и жирной характерны по сравнению с гелитолитами, фюзенолитами и микстогумолитами повышенный выход летучих веществ и высокое содержание водорода. При сухой перегонке они дают наибольший выход дегтя и газа.

Углефикационные изменения их выражаются в увеличении содержания углерода, уменьшении содержания водорода и выхода летучих веществ. На газовой и жирной стадиях углефикации некоторые липоидолиты хорошо спекаются и дают сплавленный кокс.

Липоидолиты чаще бывают сложены из липоидных компонентов одного какого-нибудь типа, например из споринита или резинита. Другие микрокомпоненты, если и присутствуют, то в небольшом количестве и в рассеянном виде. Однако нередко наблюдается совместное нахождение резинита и кутинита, кутинита и споринита.

Липоидолиты и их разновидности

Резиты и резититы (табл. XXXVIII) обычно находятся среди гелитолитов, с которыми они переслаиваются или слагают в них отдельные пачки; очень часто они бывают связаны с гелитовыми или гелититовыми углями постепенными переходами; они не установлены среди фюзенолитов и микстогумолитов [13, 15, 88, 122, 159, 171, 214, 271].

От гелитолитов они отличаются буровато-коричневым цветом и коричневато-желтой чертой, матовостью, большой плотностью и значительной вязкостью. Излом довольно ровный, поверхность излома зернистая. Чаще они макроскопически однородные и лишь в отдельных месторождениях в них встречаются линзы и штрихи витрена, образующие штриховатость или полосчатость. Резиты, как правило, состоят более чем на 75% из резинита, в классификациях прежних лет их относили к смоляным дюренам и липтобиолитам; резититы содержат от 50 до 75%, резинита, по старым обозначениям это кларено-дюреновые и дюреновые угли. Особенностью всех резитов и резититов является совместное нахождение резинита с десмито- и аттрито-витринитом при полном отсутствии или весьма незначительном содержании микрокомпонентов группы фюзинита (до 10%). Это почти всегда гелито-резиты или гелито-резититы. Нередко имеет место совместное нахождение резинита с кутинитом и десмито-витринитом. В таких случаях это кутинито-резит или кутинито-резитит, а чаще гелито-кутинито-резит.

Химический состав резитов и резититов (особенно первых) резко отличается от состава гелитолитов и фюзенолитов, несколько приближаясь по содержанию водорода и выходу летучих веществ к сапропелитам.

Резиты и резититы установлены в буроугольной, длиннопламенной, газовой и жирной стадиях углефикации. Для резитов-Д, состоящих более 80% из резинита, характерен высокий выход летучих веществ (до 80%), большое содержание водорода (до 8 и реже 9%) и высокий выход первичной смолы (до 60%). Резиты-Г в отличие от споритов-Г не спекаются.

Самые древние резитоподобные угли известны в верхнепермских угленосных отложениях Печорского бассейна. Наибольшее распространение эти угли имеют в юрских и меловых отложениях и встречаются в палеогене. В меловых резитах и резититах нередко содержится фюзинит, этим они до некоторой степени отличаются от юрских, как правило, не содержащих фюзинит.

Кутиты и кутинотиты (табл. XXXIX) обычно залегают среди гелитолитов или микстогумолитов, образуя небольшие гнезда или слои небольшой мощности (0,06—0,20 м), резко отличающиеся по блеску, структуре и текстуре от вмещающих их углей [17, 49, 98, 99, 100, 133, 191, 207, 255].

Отличительной особенностью кутитов и в меньшей степени кутинотитов является ясно выраженная плитчатая или листоватая отдельность. Каждая плитка легко расслаивается на тонкие листоватые слои.

Цвет угля коричневый различных оттенков, черта коричневая или светло-коричневая. Поверхности наслоения матовые, реже полублестящие; почти всегда на них выступают отдельные вытянутые образования, показывающие, что они произошли из мягких частей растений.

Кутиты и кутинотиты представляют собой скопление кутикулы, нередко как бы спрессованной, чередующейся с витринитом, реже с десмито-витринитом или с минеральными компонентами. В кутитах содержится более 75% кутинита (по старой номенклатуре это кутикуловые липтобиолиты), в кутинотитах — от 50 до 75% кутинита (кутикуловые дюрены и кларено-дюрены). Часто имеет место совместное нахождение кутикулы со смоляными тельцами и гелифицированным веществом (кутинит, резинит, витринит) или кутикулы со спорами, гелифицированным и фюзенизированным веществом. Первое сочетание наблюдается преимущественно среди углей мезозоя, второе — палеозоя. Наибольшее распространение имеют гелито-кутиты и кутинотиты, гелиторезито-кутиты и кутинотиты, гелито-спорито-кутиты и кутинотиты. Сочетания с фюзенизированными компонентами почти не встречаются. Химический состав кутитов и кутинотитов отличается от гелитолитовых и фюзенолитовых углей по более высокому содержанию водорода и выходу летучих веществ.

Кутиты и кутинотиты установлены в буроугольной, длиннопламенной и газовой стадиях углефикации, кроме того, кутинотиты известны в углях Г—Ж (Ленский бассейн).

Самые древние кутиты известны в девоне Кузбасса (Барзасское месторождение) и Юго-Восточного Казахстана, в нижнем карбоне Подмосковного бассейна, в юре Казахстана, Средней Азии (Кок-Майнакское месторождение). Возрастные отличия в кутитах выражены более отчетливо, чем в резитах.

Спориты и спорититы (табл. XL). Эти разновидности угля встречаются относительно редко и главным образом в нижнем карбоне. Обычно они залегают среди микстогумолитов, образуя небольшой мощности и протяженности линзы и прослойки и реже мощные пачки и пласты [16, 17, 20, 148, 155, 162]. Последние чаще представлены спорититами, а не споритами. По внешнему виду — это матовое темно-коричневое зернистое образование, довольно рыхлое в бурых углях, плотное и вязкое в каменных; чаще спориты и спорититы однородные, иногда штриховатые за счет включений линз витрена в матовой основе угля.

Под микроскопом спориты представляют собой агрегат, состоящий почти исключительно из оболочек спор. Нередко наблюдаются постепенные переходы от споритов к спорититам. По старым классификациям [121] спориты относились к споровым липтобиолитам или дюренам, спорититы — к споровым кларено-дюренам и частично дюренам. Нередко в сложении этих углей значительное участие принимает кутинит. Оболочки спор (споринит) плотно прилегают друг к другу и обычно отличаются довольно хорошей сохранностью. Цвет спор в проходящем свете желтый различных оттенков и не всегда зависит от стадии углефикации. В отличие от других разновидностей липоидолитов в споритах и спорититах часто содержатся, кроме микрокомпонентов группы витринита, микрокомпоненты группы фюзинита. Последние чаще представлены аттрито-фюзинитом или микринитом. Различаются микроспориты и микроспорититы, макроскориты и макроспорититы, микро-макроспориты и спорититы. Почти всегда это фюзинито-спориты или гелито-фюзинито-спорититы.

Спориты и спорититы установлены в буроугольной, длиннопламенной, газовой и жирной стадиях углефикации. На всех стадиях углефикации их химический состав, как и других липоидолитов, отличается повышенным содержанием водорода, большим выходом летучих веществ,

высокой теплотой сгорания. Нередко спориты и спорититы, относящиеся к неспекающимся углям, спекаются, давая толщину пластического слоя от 0 до 5 мм и спекшийся королек.

Самые древние спориты установлены на восточном склоне Северного Тимана (р. Сула, среднефранский ярус). На территории Советского Союза спорититы и главным образом спориты распространены в нижнекаменноугольных углях Подмосковного, Камского и Кизелевского бассейнов, в Берчогурском месторождении, а также в северо-западной части Донбасса. Пермские спориты описаны Л. И. Сарбеевой в Печорском бассейне.

Суберит и суберинотит. Липоидолит, называемый ранее коровым (субериновым) липтобиолитом, найден в Китае вблизи г. Лопина среди пермских угленосных отложений и назван [113] лопинитом (см. табл. IV, 14, 16). В Советском Союзе типичные субериты и суберинотиты неизвестны.

Уголь, напоминающий суберит (лопинит), описан Е. С. Корженевской среди углей Тунгусского бассейна; он состоит из микрокомпонентов группы витринита и большого количества суберинита.

Среди палеогеновых гелитов Днепровского бассейна имеются слои и пачки, которые А. И. Гинзбург [77] отнесены к суберинотитам и суберитам.

Условия образования углей класса липоидолитов

Объединение липоидолитов в один генетический класс оправдывается их близкими, хотя и неодинаковыми условиями образования. По существующим представлениям они характеризуются интенсивным бактериальным разложением в условиях пониженного, но все же постоянного доступа кислорода и выноса большей части гуминовых кислот, получающихся вследствие окисления лигнино-целлюлозного материала. В результате вымывания гумусового вещества проточной водой, в остатке накапливаются в большом количестве исключительно компоненты группы липоидинита.

О происхождении каждого из описанных типов липоидолитов существуют различные точки зрения, имеющие много общего.

По представлениям П. П. Тимофеева и Л. И. Боголюбовой [274], угли этого класса образуются в весьма устойчивой области торфонакопления при малой скорости захоронения торфогенного слоя и при продолжительном биохимическом разложении растительного материала. По мнению В. Готана, при образовании смоляного липтобиолита (резита) древесный материал подвергался сильному разложению в болоте во время его отложения или позднее. В. Готан предполагал, что отложение растительного материала происходило в сухом месте при доступе кислорода или в движущейся воде, содержащей кислород. Он указывал, что возможно обогащение смоляными частицами и за счет переноса, как это предполагают некоторые авторы. А. Н. Криштофович считал, что материнским материалом рабдописситов (резитов) Суйфунского бассейна послужили беннетиты, произраставшие вне пределов угольного бассейна. Непосредственно в бассейн приносились стволы и их обломки, которые подвергались разложению, а стойкие к процессам разложения палочки смолы накапливались на месте или сносились на другие участки.

О. А. Дзенс-Литовская [88] высказывает предположение, что образование пласта Рабочего (Суйфунский бассейн), заключающего прослойки резита и резитита, происходило в пойменном болоте с непостоянными условиями накопления. Относительно кутикулового (в частности барзасского) липтобиолита предполагается, что стебли растений, послужившие для образования, были снесены в спокойные водоемы,

может быть в морской лиман [99]. На подобный тип накопления указывают значительная зольность барзасских углей, слоистое расположение минеральных примесей и постоянно наблюдаемое переслаивание угля с глинистым веществом. При бактериальном разрушении растительного вещества сохранились лишь стойкие его части. По-видимому, псилофитовый материал скапливался в береговых зарослях и болотах, быть может, частично перемывался морем, хотя непосредственного контакта с морскими отложениями нигде не отмечено. В болотах имелись более обводненные места, открытые мелкие водоемы и прибрежные пространства, где отмирающий материал стеблей образовывал субаэральные накопления, легко поддаваясь разрушению; стеблевая кутикула сохранялась лучше, чем внутренность стебля. На дне водоема существовали иные условия, более благоприятные для гелификации; в таких случаях образовывался обычный гелитовый уголь, среди которого залегают слои кутинотита.

Происхождение плотного сливного угля пока еще не ясно. Преобладание в его составе своеобразного бесструктурного желтого (в пр. св.) вещества с неориентированно расположенными в нем линзочками и обрывками витрена свидетельствует о глубоком превращении вещества кутикулы с потерей границ между отдельными ее экземплярами. В пользу предположения о том, что это желтое вещество также образовалось за счет кутикулы псилофитов, говорит не только спорадическое нахождение ее в этих углях и наличие переходов между сливными и плитчатыми разновидностями, но и химический состав органической массы, результаты полукоксования и др.

Таким образом, образование всех липтобиолитов происходит в проточных болотах, в которых процесс превращения растительных тканей протекает иначе, чем в застойных. Здесь на некоторой глубине течение обеспечивает некоторую циркуляцию кислорода. Создаются аэробно-анаэробные условия со смешанной деятельностью микробов и с длительным постепенным разложением лигнинно-целлюлозного вещества. В зависимости от продолжительности существования проточного болота, а следовательно, и от длительности действия микроорганизмов, может произойти частичное (липоидотиты) или полное (липоидиты) исчезновение лигнинно-целлюлозного материала, явившегося исходным для структурных и бесструктурных микрокомпонентов группы витринита. Останутся неразложенными лишь липоидные компоненты. Кроме того, в раннем карбоне имела значение и высокая споровая продуктивность растений.

Класс микстогумолитов (табл. XLI)

Микстогумолиты представляют класс ископаемых углей, в котором по вещественно-петрографическому составу нет преобладания какой-либо одной группы микрокомпонентов (см. табл. 15 и рис. 1): витринита и липоидинита, а в некоторых бассейнах и микринита. Этот класс объединяет угли с отчетливым преобладанием двух групп микрокомпонентов: витринита и липоидинита, витринита и фюзинита или липоидинита и фюзинита (включая микринит). Угли, состоящие в основном из двух групп микрокомпонентов, встречаются часто, но является менее типичными представителями микстогумолитов. По старой номенклатуре угли класса микстогумолитов относились к споро-, кутикулово- или смоляно-фюзеновым кларено-дюренам, часто обозначаемым как смешанные подтипы или разновидности углей. Микстогумолиты, как и липоидолиты, известны лишь до средних стадий углефикации, т. е. до жирных. Все угли близкой или одинаковой стадии углефикации, относимые к микстогумолитам по внешнему виду, по сравнению с другими классами — матовые и полуматовые, почти самые вязкие,

твердые и крепкие; чаще они макроскопически однородные или штриховатые, т. е. состоящие преимущественно из одной макроскопически различимой составной части (ингредиента). Однако встречаются микстогумолиты штриховатые или полосчатые, т. е. в матовую или полуматовую основу включены более блестящие линзы и полосы витрена или шелковисто-матовые штрихи фюзена. Еще реже встречаются микстогумолиты комплексно-полосчатые.

Распределение различных микрокомпонентов в микстогумолитах обычно равномерное, иногда микрополосчатое. Для последнего характерным является послойное чередование микроингредиентов: при этом чаще имеет место отчетливое преобладание тех микроингредиентов, в которых микрокомпоненты группы витринита, фюзинита и липоидинита содержатся в количестве менее 50%, т. е. типичных микстогумитовых.

Характерные представители микстогумолитов по химическому составу занимают промежуточное место между изометаморфными фюзенолитами, гелитолитами и липоидолитами. В отличие от фюзенолитов на стадиях газовых — коксовых углей они спекаются. Из группы липоидных компонентов микстогумолиты почти всегда содержат споринит; очень редко большое значение имеет кутинит; не установлены микстогумолиты, в которых устаствовал бы резинит и суберинит.

На буроугольной стадии углефикации микстогумолиты имеют широкое распространение в Подмосковном бассейне, на длиннопламенной — в Камском, Кизеловском и Донецком, на газовой — в Львовско-Волынском, Донецком, Кизеловском, на жирной — в Кизеловском и Донецком.

Угли, относящиеся к классу микстогумолитов, имеют самое широкое распространение в отложениях нижнего карбона, где они образуют отдельные пласты средней мощности или значительные пачки, контактирующие с липоидолитами или липоидо-фюзинито-гелititами [16, 17, 19, 20, 155]. Угли, по вещественно-петрографическому составу близкие к микстогумолитам, отмечаются в пермских отложениях. Значительно реже они встречаются среди мезозойских углей и отсутствуют в палеогеновых и неогеновых.

В монографии принимается точка зрения большинства исследователей, которые относят микстогумолиты к фации значительно обводненных проточных болот, чаще определяемых как пойменные [50, 53, 113, 215]. П. П. Тимофеев и Л. И. Боголюбова [274] указывают также, что подобные фации характерны для тектонически малоподвижных областей угленакопления: в угленосных формациях устойчивых платформ (Подмосковный, Камский бассейны) и в краевых и внутренних стабилизированных зонах геосинклинальных областей (Кизеловский, Донецкий, Львовско-Волынский бассейны).

Кроме специфики образования микстогумолитов, обусловленной быстротой погружения области торфонакопления, степенью обводненности болота и степенью его проточности или застойности, существенное значение имел геологический возраст, а в связи с ним особенности исходного материала и климатические условия.

Образование микстогумолитов происходило в условиях, сходных с образованием споритов и спорititов. Как правило, их совместное нахождение в одних и тех же пластах хорошо фиксируется во всех вышеописанных бассейнах, кроме Львовско-Волынского.

ГРУППА САПРОГУМОЛИТОВ

Группа сапрогумолитов представляет собой ископаемые угли, имеющие переходные черты между сапропелитами и гумолитами как во внешнем облике и микроструктуре, так и в вещественно-петрографиче-

ском составе, химических и физических свойствах. По всем перечисленным признакам они ближе стоят к гумолитам, в частности к гелитолитам, и лишь в отдельных случаях к фюзенолитам и липоидолитам. По однородной структуре, тонкозернистому строению, тусклому блеску, отчетливо линзообразному залеганию в пластах, участию в их составе микрокомпонентов группы альгинита, а также отклонению некоторых химических показателей сапрогумолиты тяготеют к сапропелитам [17, 20, 39, 48, 69, 73, 74, 75, 105, 155, 163, 169, 214, 215]. По составу основного углеобразующего вещества среди сапрогумолитов выделяется один класс углей — сапрогелитолиты (см. табл. 15).

Класс сапрогелитолитов

В составе сапрогелитолитов преобладают микрокомпоненты группы витринита. Талломо-альгинит в них содержится до 25%. Это полублестящие или полуматовые, черные, реже серовато-черные угли; черта их черная с коричневатым оттенком, реже темно-коричневая, излом округленно-гладкий. Они с трудом загораются от спички (в тонких пластинках) и быстро гаснут (кроме некоторых альгинито-липоидогелитов). По всем показателям, за исключением содержания водорода, сапрогелитолиты приближаются к гелитолитам и в отдельных случаях — к липоидолитам. Выход летучих веществ 25—55%, содержание водорода 5,5—6,8%, теплота сгорания 7000—8500 ккал/кг.

В буроугольной стадии они содержат большое количество гуминовых кислот. Сапрогелитолиты менее крепкие, чем собственно сапропелиты и гелито-сапропелиты (110—2300 г/см); объем их пылевидной фракции более 5 мм, плотность 1,3 г/см^3. По плотности и механической крепости сапрогелитолиты приближаются к обычным гелитам и гелититам этих же стадий углефикации. При изучении сапрогелитолитов в ультрафиолетовом свете обнаруживается, что в куске под люминоскопом они не люминесцируют или почти не люминесцируют; капилярные хроматограммы коричневые, как у гелитов и гелититов низких стадий углефикации. Гелифицированное бесструктурное вещество не люминесцирует, как и в обычных клареновых углях; ярко светятся единичные тела — талломо-альгинит и очень тускло-споринит и кутинит.

Альгинито-гелиты и альгинито-гелититы (табл. XLII, XLIII). Угли, относимые к альгинито-гелитам и альгинито-гелититам, объединялись под названием касьянитов [132].

Альгинито-гелиты и альгинито-гелититы (касьяниты) обычно залегают среди гелитолитов. На буроугольной стадии углефикации они матовые, коричневатые, на длиннопламенной — почти черные тускло-блестящие. Для них характерен раковистый излом и высокая вязкость.

Они состоят в основном из микрокомпонентов двух групп: десмито-витринита или аттрито-витринита и небольшого количества талломо-альгинита различной степени сохранности. При преобладании десмито-витринита они относятся к альгинито-гомогелитам или альгинито-гомогелититам, а аттрито-витринита — к альгинито-аттритогелитам или альгинито-аттритогелититам. Микроспоринит, кутинит и другие микрокомпоненты встречаются в виде единичных экземпляров. Они установлены преимущественно в мезозойских углях. Условно к ним отнесены разновидности нижнекарбоновых углей Подмосковного бассейна, названные И. Э. Вальц и Л. И. Сарбеевой оболенскитами [13], определенные разности палеоген-неогеновых углей Хабаровского края.

Альгинито-споринито-гелиты или альгинито-споринито-гелититы (табл. XLIV, XLV). Образуют преимущественно слои, не превышающие 0,20—0,30 м среди углей различных классов. В нижнем карбоне они установлены среди микстогумолитов, в среднем карбоне, а также

в мезозойских и кайнозойских отложениях — преимущественно среди гелитолитов. В связи с тем, что липоидные компоненты этих углей обычно представлены споринитом, ниже употребляются названия: альгинито-спорините-гелиты или альгинито-спорините-гелититы.

Эти угли представляют агрегат, состоящий из бесструктурного гелифицированного вещества, относительно большого количества сплюснутых оболочек микроспор и единичных водорослей; нередко встречаются фрагменты кутикулы, иногда мелкие обломки фюзинита и линзочки Δ-витринита. Преобладающее бесструктурное вещество, слагающее уголь более чем на 75%, бывает очень гладкое, однородное гомогенное и аттритовое. В некоторых бассейнах оно в проходящем свете совершенно прозрачное, оранжевое, однородное (десмито-витриниты), чистое от глинистой примеси (альгинито-спорините-гомогелиты), в других — коричневатого цвета, отчетливо комковатое и, по-видимому, дисперсно загрязненное глинистым веществом (альгинито-спорините-аттрито-гелиты). Количество оболочек микроспор в этих углях достигает 25%, часто меньше, иногда они минерализованы и замещены сульфидами или карбонатами.

Структурные микрокомпоненты в десмито-витрините или аттрито-витрините всегда распределяются равномерно и строго параллельно наслоению. Это весьма тонкозернистый материал с величиной частиц в 20—30 микрон.

Для альгинито-спорините-гелитов характерно присутствие мелких минеральных частиц пелитовой размерности: пирит, карбонаты или очень мелкие зерна кварца. Пирит и кварц распределяются в угле довольно равномерно. Кальцит образует иногда отдельные прослойки или представлен отдельными зернами различной величины и псевдоморфозами по водорослям.

В отличие от всех других типов сапропелитов и сапрогумолитов описываемые угли известны во всех стадиях углефикации (см. табл. XVIII, 7). Альгинито-споро-гелиты и альгинито-споро-гелититы установлены среди углей различного возраста с нижнего карбона до неогена включительно. Слои этих углей венчают угольные пласты или встречаются в их середине.

Альгинито-спорините-гелиты или альгинито-спорините-гелититы (кеннели) многократно описаны различными авторами как за рубежом, так и в Советском Союзе [105, 290, 340].

В течение ряда лет кеннели относили к сапропелитам, в последние годы их относят к гумито-сапропелитам. Отнесение кеннелей к сапропелитам и гумито-сапропелитам было обусловлено рядом обстоятельств: с одной стороны, их типично сапропелевым внешним видом и линзообразным залеганием, с другой — не типичной для обычного гелитового (кларенового) и гелититового (дюрено-кларенового) угля микроструктурой, а также несколько отличным составом. Кроме того, химический состав кеннелей по некоторым показателям, а именно по выходу летучих и дегтя, а также по содержанию водорода отличается от обычных гумусовых углей с относительно большим количеством спор. Все это заставляло искать причину сапропелевости кеннелевых углей. Бóльшая часть авторов высказывала предположение, что бесструктурное вещество кеннелей, в которое погружены споры, является гумусово-сапропелевым. Л. Е. Цукерман [290] считала, что оно гумусово-сапропелевое по исходному материалу, а Ю. А. Жежчужников [105] — по способу образования. Л. Л. Нестеренко считает, что в донецких кеннелях бесструктурное вещество — гумусовое, обычное гелифицированное.

Детальные исследования различных альгинито-спорините-гелитов и альгинито-спорините-гелититов в тонких двусторонне-полированных шлифах в простом отраженном и ультрафиолетовом свете, а также лю-

минесцентно-битуминологическим методом со всей определенностью доказывают гумусовую (с точки зрения исходного материала) природу их бесструктурного вещества. Это дает основание считать, что в составе кеннелевых углей нет микрокомпонентов сапропелевых углей или они содержатся в очень незначительном количестве. Они могут быть частично разложившимися водорослями, но не гумусово-сапропелевой основной массой (как считают некоторые исследователи). По микрокомпонентному составу альгинито-споринито-гелиты и альгинито-споринито-гелититы отвечают споровым дюрено-кларенам, а иногда кларено-дюренам по старой классификации. Условия образования этих углей были, по-видимому, весьма своеобразными (аналогичными таковым сапропелевых углей), однако их исходным материалом служили главным образом сильно измененные высшие растения.

Альгинито-споринито-фюзинито-гелиты и альгинито-споринито-фюзинито-гелититы. Положение этих углей в пластах твердо не установлено, однако имеются указания, что они слагают отдельные пачки среди микстогумолитов палеозойского возраста.

Угли матовые или полуматовые, относительно тяжелые, однородные, откалываются плитками, загораются от спички и сразу гаснут. Излом чаще неровный; в их составе принимают участие микрокомпоненты группы витринита, обломки фюзинита, споринит или фрагменты кутинита и талломо-альгинит. К ним следует отнести некоторые угли, ранее определяемые как кеннели. Это те подтипы углей, в составе которых присутствует большое количество слабофюзенизированного бесструктурного вещества, а в нем равномерно распределяется микроспоринит. Они встречаются в нижнекарбоновых бурых, длиннопламенных и газовых углях Подмосковного, Львовско-Волынского и Донецкого бассейнов, а также в пермских газовых углях Тунгусского бассейна.

ГРУППА САПРОПЕЛИТОВ

Общая характеристика

В современном понимании сапропелиты представляют собой группу ископаемых углей, образовавшихся главным образом или в значительной степени за счет скопления остатков простейших растительных и животных организмов. Представители животного планктона в изучаемых углях обнаружены не были, хотя и нельзя отрицать их полное отсутствие в застойных открытых водоемах, в которых происходило накопление растительного планктона. Можно лишь высказать предположение, что эти организмы, являясь менее устойчивыми, превратились в бесструктурное вещество и смешались с сапропелевым или гуминовым студнем, присутствующим почти всегда в такого типа водоемах.

Ранее сапропелиты понимались более широко и подразделялись на два класса: собственно сапропелиты и сапроколлиты [108, 113]. В класс собственно сапропелитов относились как угли с признаками гумусовых углей, так и типичные сапропелиты.

Некоторые исследователи (Е. С. Корженевская, Е. И. Тараканова) при изучении отдельных бассейнов выделяли угли с переходными свойствами [270]. В справочном руководстве по петрографии осадочных пород [120] и в «Основах петрологии углей» [121] Ю. А. Жемчужников и А. И. Гинзбург в группе сапропелевых углей выделяют два класса: гумито-сапропелиты и собственно сапропелиты. Позднее А. И. Гинзбург [74] выделила промежуточную группу сапрогумолитов, описание которой дано выше.

Отличительной особенностью сапропелитов является их однородность, тусклый или полуматовый блеск, большая вязкость и механическая крепость, легкая воспламеняемость от спички и горение с выделе-

нием запаха жженой резины. По этим признакам угли группы сапропелитов, как и сапрогумолитов, легко отличаются в угольных пластах от углей группы гумолитов. Однако внешнее сходство не всегда свидетельствует о подобии микроструктур. Шлифы, изготовленные из внешне однородного угля, могут обнаружить не совсем одинаковую микроструктуру: какая-то часть шлифа имеет один микрокомпонентный состав, другая — отличный от него. Однако преобладающая часть шлифов образцов среднего размера отражает средний состав данного угля и его принадлежность к определенному типу и классу. Определять группы и классы можно по внешнему виду угля с некоторыми уточнениями под микроскопом, а более мелкие подразделения — подклассы, типы и подтипы — исключительно по микрокомпонентному составу.

В группе сапропелевых углей по составу основного углеобразующего вещества выделяются собственно сапропелиты и гелито-сапропелиты. Класс гелито-сапропелитов по объему понятия соответствует в классификации А. И. Гинзбург [74] классу гумито-сапропелитов. Целесообразность этих изменений диктуется общим подходом к выделению классов и дальнейших подразделений. В углях, попадающих в этот класс, кроме микрокомпонентов группы альгинита, всегда в значительном количестве принимают участие микрокомпоненты группы витринита.

В отличие от гумолитов и особенно гелитолитов и фюзенолитов среди сапропелитов значительно реже выделяются микроингредиенты. Это обусловлено тем, что в них микрокомпоненты большей частью распределяются между собой равномерно, не создавая микрополосчатости.

Класс гелито-сапропелитов

Состав гелито-сапропелитов примерно следующий: от 25 до 50% микрокомпонентов из группы альгинита (талломо-альгинит и коллоальгинит), до 20% группы липоидинита (споринит, кутинит) и до 75% витринита, представленного аттрито-и десмито-витринитом, чистым от минеральных примесей или дисперсно-глинистым. Угли по внешнему виду большей частью незначительно отличаются от собственно сапропелитов. Они также полуматовые и лишь иногда в каменных углях тускло полублестящие, темно-коричневые и серовато-черные, цвет черты у них темно-коричневый, однородные и массивные, достаточно крепкие и вязкие. От спички они хорошо загораются и быстро гаснут, особенно если в угле большое количество минеральных примесей.

Гелито-сапропелиты по химическим показателям и физическим свойствам отличаются от собственно сапропелитов и до некоторой степени приближаются к липоидолитам (табл. 21).

Гелито-коллоальгиты и гелито-коллоальгититы (табл. XLVI) в Черемховском месторождении [74] почти всегда встречаются совместно с альгинито-гелитами (касьянитами). Обычно среди блестящих гелитовых углей встречаются пачки относительно небольшого протяжения представляющие чередование слоев полуматового гелито-коллоальгита и с тусклополублестящим альгинито-гелитом. К этим углям, ранее носившим название черемхитов, относятся образования, по внешнему виду незначительно отличающиеся от всех разновидностей класса собственно сапропелитов. Они, как правило, матовые, но менее чем коллоальгиты и альгититы, однородные, чаще массивные, изредка слоистые, вязкие, плотные, с раковистым изломом; в забоях откалываются в виде плит, легко загораются от спички и издают запах жженой резины.

Гелито-коллоальгиты и гелито-коллоальгититы состоят почти исключительно из колло-альгинита и витринита. Количество колло-аль-

гинита в гелито-коллоальгите колеблется от 35 до 50%, в гелито-коллоальгититах условно от 25 до 35%. Соответственное содержание микрокомпонентов группы витринита от 45 до 75%. Единичные включения представлены споринитом, кутинитом, в отдельных случаях талломо-альгинитом.

Наибольшее распространение имеют следующие сочетания коллоальгинита с аттрито-витринитом: 1) преобладает колло-альгинит, и в нем располагается аттрито-витринит, реже Δ-витринит; 2) примерно равное соотношение колло-альгинита с аттрито-витринитом, причем вмещающим веществом является колло-альгинит; компоненты из группы витринита представлены β-телинитом и Δ-витринитом и аттрито-виттринитом; 3) преобладают аттрито-витринит и β-витринит, они окружены колло-альгинитом, который является вмещающим, но не преобладающим; 4) послойное чередование колло-альгинита, почти не содержащего другие микрокомпоненты, с десмито-витринитом или аттрито-витринитом. Ширина слойков неодинаковая от 1 мм до 1 см и более. Иногда в микрокомпонентах группы витринита располагаются линзы чистого колло-альгинита.

Этот тип угля описан только в длиннопламенной стадии углефикации (Иркутский бассейн). Химические показатели, характеризующие гелито-коллоальгиты, занимают промежуточное положение, характеризующее класс в целом.

Гелито-талломо-альгиты и гелито-талломо-альгититы (табл. XLVII). Угли, относимые к этой разновидности, до 1962 г. самостоятельного названия не имели и, по-видимому, относились к богхедам или к касьянитам, а некоторыми исследователями — к полубогхедам [269]. В 1960 г. было предложено дать им название касьянито-богхед.

Эти угли по всем свойствам и признакам занимают промежуточное место между альгитами и альго-гелитами. Как правило, они залегают в виде линз значительной протяженности среди гумолитов. Гелито-талломо-альгиты и гелито-талломо-альгититы более блестящие, чем альгиты (богхеды) и более матовые, чем типичные альго-гелиты (касьяниты); они полуматовые, в отдельных случаях тускло полублестящие и лишь при значительном содержании глинистой или алевритовой минеральной примеси — матовые. Количество талломо-альгинита колеблется в гелито-талломо-альгитах от 35 до 50%, в гелито-талломо-альгититах от 25 до 35%, микрокомпоненты группы витринита составляют от 45 до 75%. Чаще они в этих разновидностях угля относительно чисты от минеральных примесей. Единично встречаются другие микрокомпоненты: спорinит, кутинит, в отдельных месторождениях фюзинит.

К ним же относятся угли, состоящие из талломо-альгинита и дисперсно-глинистого десмито-витринита, хотя вполне вероятно, что это и не чисто гелифицированное вещество, а представляющее собой дисперсную сорбционную смесь гелифицированного вещества с коллоальгинитовым, называемого в горючих сланцах сорбомикстинитом.

Гелито-талломо-альгиты и гелито-талломо-альгититы установлены среди углей буроугольной и длиннопламенной стадий углефикации. Основные химические показатели этих углей занимают промежуточное место относительно углей классов собственно сапропелитов и сапрогелитолитов. Они чаще встречаются среди углей мезозойского возраста, а именно: в месторождениях Средней Азии, в Кушмурунском и Оленекском районах. Зольные разности этих разновидностей нередко наблюдаются в Подмосковном бассейне.

Гелито-спринито-талломо-альгиты и гелито-спринито-талломо-альгититы. Эти угли объединялись ранее под названием кеннель-богхед. Как правило, они залегают в различных частях пласта, слагая

Обобщенная физико-химическая характеристика сапропелитов и

Группы	Классы	Подклассы, подтипы	Химическая характеристика, %				Физические
			$V^г$	$H^г$	$Q^г_б$	деготь	Цвет черты
Сапропелиты	Собственно сапропелиты	Талломоальгиты и талломоальгиниты (богхеды)	70—93	8—12	8 500—10 500	50—70	Светло-коричневый и коричневый
		Коллоальгиты и коллоальгиниты (сапроколлиты)	70—90			40—50	Светло-желтый и желтый
	Гелито-сапропелиты	Гелито-спороталломоальгиты (кенель-богхеды) Гелито-талломоальгиты (касьянито-богхеды) Гелито-коллоальгиты (черемхиты)	55—70	6,5—8	8 000—9 000	24—40	Коричневый
Сапрогумолиты	Сапрогелитолиты	Альгинито-гелиты (касьяниты) Альгинито-спорогелиты и альгинито-спорогелититы (кеннели) Альгинито-спорофизинито-гелиты	45—55	5,5—6,5	7 000—8 500	5—25	Коричневый и темно-коричневый, коричневато-черный

отдельные пачки среди гумусовых углей преимущественно класса мик-стогумолитов.

По внешнему виду от талломо-альгитов они отличаются незначительно. Эти отличия нередко выражаются в несколько меньшей слитности и большей зернистости.

К данному подтипу угля различными исследователями относились неодинаковые образования. Так, М. Д. Залесский [129] под кеннель-богхедом понимал уголь, очень незначительно отличающийся от богхедов, это различие он усматривал в присутствии, кроме водорослей, микроспор. Однако, по его мнению, общее количество спор и водорослей должно преобладать в значительной степени над цементирующим их бесструктурным веществом (основной массой).

Большая часть исследователей к этим углям (кеннель-богхедам, а также полубогхедам) относят угли, в которых присутствуют споры и водоросли, но преобладающим микрокомпонентом является цементирующее их вещество (основная масса). Споринито-гелито-талломоальгиты и альгититы по микрокомпонентному составу занимают промежуточное место между типичными альгинито-споринито-гелитами (кеннелями) и альгитами (богхедами). В некоторых случаях они ближе стоят к первым, в других — ко вторым. Под микроскопом просле-

Таблица 21

сапрогумолитов от буроугольной до газовой стадии углефикации

свойства			Люминесцентно-битуминологический анализ		Люминесцентная микроскопия в падающем свете
			Цвет под люминоскопом		
Блеск	Плотность, г/см³	Механическая крепость, г/см² и объем мелких фракций, м³	куска и порошка	капиллярных хроматограмм	
Полуматовый и матовый	0,9—1,1 1,1—1,3 (очень крепкие)	4000—8000 (объем 1—3)	Светло-желтый, зеленовато-коричневый, зеленовато-желтый Коричневый и темно-коричневый, зеленовато-коричневый	Светло-желтый и желтый, иногда с молочным оттенком	Весь образец интенсивно светится
					Весь образец светится
	0,9—1,1	2000—4000 (объем 4—5)	Коричневый, реже зеленовато-коричневый, иногда почти черный	Коричневато-желтый	Несветящаяся основа, много светящихся точек
	1,1—1,3				Светящаяся основа, в ней — несветящиеся включения
Полуматовый и полублестящий	1,3	1100—2300 (объем 5)	Черный и темно-коричневый	Коричневый	Единичные светящиеся точки

живается целая гамма постепенных переходов. Общий облик микроструктуры ближе к альгинито-споринито-гелитам (кеннелям).

Наиболее целесообразно к гелито-споринито-талломо-альгиту относить уголь, состоящий обязательно из трех микрокомпонентов — талломо-альгинита, споринита или кутинита, и витринита (часто глинистого). Предел колебаний микрокомпонентного состава в этих углях чаще следующий: талломо-альгинита от 25 до 50% споринита и кутинита от 10 до 20%, реже более, витринита 45—75%. Встречаются линзочки α- и витринита и обломки α- и β-фюзинита.

Эти угли встречаются в буроугольной, длиннопламенной, газовой и очень редко жирной стадиях углефикации. В Советском Союзе они встречаются преимущественно в отложениях нижнего карбона Подмосковного, Донецкого, иногда Львовско-Волынского и Камского бассейнов.

Класс собственно сапропелитов

В составе углей класса собственно сапропелитов содержится более 50% микрокомпонентов из группы альгинита; в них всегда присутствуют микрокомпоненты группы витринита: десмито-витринит (чистый

от минеральных примесей или дисперсно-глинистый) и аттрито-витринит. Споринит, кутинит, резинит, ортофюзинит и семифюзинит встречаются редко и в общей сложности составляют менее 5—10%.

Угли, относящиеся к классу сапропелитов, полуматовые и матовые, коричневые различных оттенков в бурых углях и серовато-черные в каменных, очень крепкие и вязкие, почти всегда с раковистым изломом; черта у них от желтой до светло-коричневой. Уголь от спички хорошо загорается и продолжает гореть, оставляя запах жженой резины. При строгании ножом он образует стружку.

Собственно сапропелиты по химическим свойствам резко отличаются от фюзенолитов, гелитолитов, микстогумолитов. По некоторым показателям они приближаются к гелито-сапропелитам, сапро-гелитолитам и липоидолитам (см. табл. 21). Для них характерна низкая влажность (до 4%), различное количество золы, выход летучих веществ от 70 до 93%. У альгитов выход летучих веществ более высокий, чем у коллоальгитов. Они отличаются высоким содержанием водорода (от 8 до 12%) и большой теплотой сгорания (от 8500 до 10 500 ккал/кг). Выход первичного дегтя от 50 до 70% и выше. Плотность альгитов-Б, -Д, -Г при содержании золы 15—30% от 1,00 до 1,10 г/см³, а в отдельных случаях 0,9 г/см³; плотность коллоальгитов-Б, -Д при содержании золы 15—30% 1,10—1,30 г/см³. Механическая крепость, по методу копра, от 4000 до 8000 г/см при объеме мелких фракций от 1 до 3 мм³. В порошке и куске под микроскопом они люминесцируют желтым и коричневым цветом различных оттенков; капиллярные хроматограммы имеют светло-желтый и желтый цвет, иногда с молочным оттенком; в ультрафиолетовом свете под микроскопом наблюдается интенсивное свечение всего рассматриваемого объекта; коллоальгиты светятся менее интенсивное, чем альгиты.

Коллоальгиты и коллоальгититы (табл. XLVIII, XLIX). К этим углям, ранее носившим название сапроколлиты, относятся образования, по внешнему виду мало отличающиеся от талломо-альгитов и талломо-альгититов (богхедов). Они матовые, коричневые на буроугольной стадии углефикации и полуматовые, серовато-черные на длиннопламенной, цвет черты желтый; однородные, массивные и редко слоистые, крепкие и вязкие, как правило, с плоскораковистым изломом.

Коллоальгиты и коллоальгититы в обнажениях или забоях всегда откалываются в виде характерных плит. Так же, как талломоальгиты и талломоальгититы, они легко загораются от спички и горят ярким пламенем, издавая запах жженой резины. При резании ножом угли невысокой степени углефикации (Б—Д) дают стружку.

Коллоальгиты содержат от 75 до 100% коллоальгинита, а коллоальгититы — от 50 до 75%. Второстепенным компонентом является витринит, как правило, представленный аттритом и реже линзочками с α-, β-, Δ-структурами. Иногда встречаются единичные водоросли, преимущественно плохой сохранности, имеющие более светлый, чем колло-альгинит, цвет и почти превратившиеся в бесструктурное вещество.

Оттенок цвета колло-альгинита даже в пределах одного шлифа колеблется от свето-желтого до оранжевого или коричневого. Сложение колло-альгинита в коллоальгитовых углях бывает однородное, линзовидное и микрополосчатое.

Все перечисленные микроструктурные различия в угле обусловлены неравномерным распределением между собой колло-альгинита с витринитом, а также присутствием очень тонкозернистых минеральных примесей.

Коллоальгиты и коллоальгититы известны в углях буроугольной, длиннопламенной и газовой стадий углефикации, а в Донбассе колло-

альгиты (сапроколлиты), по А. М. Ищенко, известны на антрацитовой стадии углефикации.

Химический состав коллоальгитовых и коллоальгититовых углей буроугольной и длиннопламенной стадий углефикации отличается от талломо-альгитовых и талломо-альгититовых углей пониженными значениями выхода летучих веществ, содержания водорода и теплоты сгорания. Углефикационные различия проявляются главным образом в содержании углерода. Коллоальгиты и коллоальгититы встречаются преимущественно в углях юрского возраста, где они образуют как самостоятельные пласты, так и отдельные пачки среди гумусовых углей. Не исключена возможность их нахождения среди углей более древнего и более молодого возраста.

Талломо-альгиты и талломо-альгититы (табл. L—LIII). К этим углям относятся образования, ранее носившие название богхедов (от местности Богхед в Шотландии). Давно известны карбоновые богхеды Шотландии — торбаниты, карбоновый отенский богхед Франции, пермский керосиновый сланец Австралии и кайнозойский богхед Бразилии, названный марагунитом и найденный впоследствии в Пенсильвании, на Аляске и в других местах. Эти богхеды состоят преимущественно из водорослей *Pila* и лишь керосиновый сланец — из водоросли *Reinschia*.

Независимо от названия все талломо-альгиты и талломо-альгититы матовые, светло- и темно-коричневые в бурых углях и полуматовые серовато-черные в каменных. Цвет черты коричневый, светло-коричневый, реже желтый, структура однородная, текстура массивная, иногда тонкослоистая, излом характерный, крупнораковистый; если зольность невелика, то эти угли вязкие, твердые и относительно легкие, обладают способностью легко загораться от спички и гореть ярким пламенем. При горении они издают запах жженой резины, при резании ножом оставляют стружку. Талломоальгиты и талломоальгититы характеризуются преобладанием водорослей: в первых 75—100%, во вторых 50—75%. Второстепенным компонентом является витринит, преимущественно бесструктурный (Δ-витринит и десмито-витринит). Почти отсутствуют споринит, кутинит, фюзинит. Количество их в сумме, как правило, не превышает 10%.

Среди талломо-альгитов и альгититов различаются гелито-талломоальгиты и гелито-талломо-альгититы. Талломо-альгиниты могут быть представлены водорослями различных родов. Сохранность их относительно хорошая, средняя и плохая.

Десмито-витринит, цементирующий талломо-альгинит, бывает чистым от минеральных примесей или дисперсно-глинистым. Распределение водорослей (талломо-альгинита) в витрините чаще равномерное, иногда микрополосчатое. Микрополосчатость обусловлена чередованием микрополос, почти не содержащих витринита, с микрополосами, где его содержание достигает 30—50% от объема общей массы, а в отдельных случаях и более. Иногда микрополосчатость обусловлена чередованием полос, сложенных талломо-альгинитом различных размеров.

Талломоальгиты и талломо-альгититы, судя по вмещающим их гумолитам, установлены в буроугольной, длиннопламенной и газовой стадиях углефикации. Ни во внешнем виде, ни в микроскопических особенностях различия по углефикации не проявляются.

Химический состав талломо-альгитов и талломо-альгититов-Б, -Д, -Г по сравнению с другими подтипами сапропелевых углей отличаются наиболее низкой влажностью и наиболее высокими значениями выходов летучих веществ (до 93%) и первичного дегтя (70%), содержания водорода (до 12%) и теплоты сгорания (до 10 500 ккал/кг). Углефикационные изменения в пределах трех стадий выражаются в со-

держании на буроугольной стадии небольшого количества гуминовых кислот и в увеличении содержания углерода и теплоты сгорания в углях газовых. Все другие показатели обусловлены количеством и степенью сохранности водорослей.

Талломо-альгиты и талломо-альгititы установлены в углях различного возраста, начиная с нижнего карбона до палеогена включительно и, как правило, самостоятельных пластов не образуют — они слагают отдельные пачки преимущественно небольшой мощности среди углей других классов группы гумолитов.

Особенности состава и условий образования сапропелитов и сапрогумолитов

Р. Потонье относил к сапропелитам (сапрос — гниющий, пелос — ил) группу ископаемых углей, ведущих свое начало от отложений, близких к современному озерному сапропелю. Последний представляет собой весьма тонкозернистый осадок застойных водоемов и является в значительной степени биогенным. Он образуется в результате разложения в частично анаэробных условиях остатков водных растительных и животных организмов планктона. В таких водоемах успешно развиваются покровы из скоплений микроскопических колоний водорослей, а также плавающие рачки, простейшие животные, некоторые черви и т. п.

Современные сапропели отличаются от современных торфов так же, как ископаемые сапропелиты отличаются от гумолитов. В исходном материале углей, относимых к группе сапропелитов, принимали участие преимущественно низшие растения — фитопланктон и пока не выявленные, но, вероятно, присутствовавшие элементы животных организмов — зоопланктон. Сапрогумолиты произошли преимущественно из высших растений, низшие имели подчиненное значение.

Низшие растения в сапропелитах и сапрогумолитах представлены сине-зелеными и зелеными микроскопическими свободно плавающими водорослями. Большая часть водорослей относится к роду. *Pila.* Подчиненное место занимают водоросли из рода *Cladiscothallus* и *Reinschia.* Сохранность водорослей различная, размеры их колеблются в больших пределах. Продукты преобразования высших растений, встречающиеся в том или ином количестве во всех ископаемых углях, чаще представлены десмито- или аттрито-витринитом. Ввиду его значительной измененности трудно определить, какие части растения послужили исходным материалом для гелифицированного вещества.

Вещество угля следует считать гумусовым или сапропелевым по исходному материалу, из которого оно произошло. Это обусловлено тем, что угли, состоящие в преобладающей части из колло-альгинита, характеризуются свойствами типичных сапропелевых углей, и, наоборот, состоящие из гелифицированного вещества, по свойствам приближаются к гелитолитам. Исследования показали, что вещество группы витринита малозольных альгинито-споринито-гелитов и альгинито-споринито-гелititов, а также гелито-споринито-альгитов и гелито-споринито-альгititов представляет образование, по своим свойствам относящееся к десмито- или аттрито-витриниту. Различая в его оттенках и текстуре обусловлены главным образом неодинаковой загрязненностью минеральными примесями, разным исходным материалом и неодинаковыми условиями его преобразования.

Какой-либо приуроченности определенных типов сапропелитов и сапрогумолитов к различным эпохам угленакопления не устанавливается. Альгиты (богхеды) встречены во всех эпохах углеобразования. По количеству и степени сохранности водорослей альгиты мезозоя не отличаются от палеозойских. В мезозое были встречены альгиты, со-

стоящие из водорослей, напоминающих *Pila*, в палеозое водоросли, слагающие альгиты, являются представителями различных видов. Коллоальгиты (сапроколлиты) и гелито-коллоальгиты (черемхиты) встречаются почти исключительно в юре, а имеющиеся указания на нахождение их в пермских отложениях Тунгусского бассейна и среднего карбона Донбасса требуют подтверждения. Гелито-талломоальгиты (касьянито-богхеды) и альго-гелиты (касьяниты) характерны для юрских и меловых отложений. В карбоне они, как правило, отличаются бесструктурным веществом, значительно загрязненным глинистой примесью. Гелито-споринито-талломоальгиты (кеннель-богхедовые угли) в типичном проявлении с дисперсно-глинистым гелифицированным веществом характерны для отложений карбона, главным образом нижнего (Подмосковный, Донецкий бассейны).

Альгито-споринито-гелиты и гелититы (кеннелевые угли) были встречены в отложениях всех эпох угленакопления, а наиболее типичные из них описаны в нижнем и среднем карбоне (Донбасс, Львовско-Волынский, Кизеловский бассейны). В карбоновых альгинито-спорините-гелитах спор больше, чем в мезозойских. Альго-фюзено-гелиты, по-видимому, встречаются в палеозойских отложениях.

Собственно сапропелиты и гумито-сапропелиты были встречены в углях бурых, длиннопламенных и газовых, и лишь альгинито-спорините-гелиты (кеннели) — во всех стадиях углефикации от бурых до антрацитов. Углефикационные изменения сапропелитов в пределах углей бурых, длиннопламенных и газовых, хотя и сказываются на микроскопических признаках, химическом составе, физических и люминесцентных свойствах, но выражены менее отчетливо, чем в гелитолитах этих же стадий углефикации.

Выход летучих веществ и первичной смолы, теплота сгорания, количество водорода, крепость, вязкость сапропелитов и сапрогумолитов обусловлены двумя основными причинами: количеством содержащихся в угле микрокомпонентов группы альгинита и степенью их разложенности. Меньшее влияние на эти параметры оказывают микрокомпоненты группы липоидинита и витринита и совсем незначительное — фюзинита. Влияние углефикации в пределах от Б до Г, в которых встречаются собственно сапропелиты и гелито-сапропелиты, проявляется в той или иной степени на всех параметрах, но особенно отчетливо оно находит выражение в теплоте сгорания и содержании углерода. Установленные зависимости позволяют успешно прогнозировать по результатам петрографических исследований качественные особенности сапропелитов и сапрогумолитов. Располагая данными по количеству в угле микрокомпонентов группы альгинита, можно предсказать химические и физические свойства, в частности теплоту сгорания, выход летучих веществ и смолы, содержание водорода, плотность и механическую крепость.

Сапропелиты и сапрогумолиты, как правило, самостоятельных пластов не образуют, а залегают среди гумусовых углей, слагая пачки небольшой мощности (20—25 см) с колебаниями в ту или другую сторону. Исключением являются коллоальгиты Матаганского месторождения Иркутского бассейна, в настоящее время выработанного, где они слагали самостоятельный пласт мощностью до 2 м, и альгиты Оленекского района, имеющие в отдельных случаях мощность свыше 2 м и входящие в состав верхнего угольного пласта. Обычно в пластах, в которых участвуют типичные сапропелиты или гумито-сапропелиты, переход к гумолитам совершается через сапропелито-гумиты.

Прослойки сапропелитов и сапрогумолитов встречаются среди различных типов гумолитов. Талломо-альгиты (богхеды), гелито-липоидо-талломоальгиты (кеннель-богхеды), а нередко гелито-альгиты, значительно загрязненные глинистым веществом, были встречены среди гели-

толитов и микстогумолитов. Коллоальгиты (сапроколлиты), гелито-коллоальгиты (черемхиты) и альго-гелиты (касьяниты) известных месторождений обычно залегают среди гелитов или гелититов.

Образование сапропелитов и сапрогумолитов имеет общие черты и принципиальные отложения. Общее для сапропелитов и сапрогумолитов заключается в том, что накопление органического вещества происходило в условиях застойных открытых водоемов с недостаточным притоком кислорода или полным его отсутствием. Растительный, животный и минеральный материал в таких водоемах находится во взвешенном состоянии и подвергается воздействию исключительно анаэробных организмов. Изобилие воды, выпадение органического, а отчасти неорганического материала (пыли) из взвеси не похожи на условия отложения крупного растительного материала в торфянике. Это общая обстановка образования типичных сапропелитов и сапрогумолитов.

Принципиальные отличия в образовании различных типов сапропелитов и сапрогумолитов следующие: 1) неодинаковый исходный материал; 2) различное местоположение исходного материала в водоеме по отношению к береговой линии или участку болота; 3) длительность существования условий, в которых пребывал исходный материал в водоеме; 4) способ преобразования растительного материала. Эти четыре особенности в основном обусловили формирования различных подтипов сапропелитов и сапрогумолитов.

По исходному материалу и месту отложения, а также преобладающим процессам преобразования могут быть объединены альгиты и коллоальгиты. Вероятнее всего, при образовании их накопление растительного материала происходило в наиболее удаленных от береговой линии частях открытого водоема, где преобладающим исходным материалом были водоросли. В эти части водоема в относительно небольшом количестве попадали растворенные гуминовые вещества, давшие начало десмито-витриниту или аттрито-витриниту ископаемых углей. В некоторых водоемах гуминовые вещества, находящиеся в растворенном состоянии, почти не содержали глинистых коллоидов (оленекские богхеды), в других, находясь с ними во взвешенном состоянии, одновременно осаждались (Подмосковный бассейн и др.), создавая дисперсно-глинистое вещество витринита или сорбомикстинит [78]. Преобладающими процессами превращения в этих частях водоема были битуминизация, или набухание водорослей, ослизнение и превращение их в сапропель. Что касается гуминового студня, являющегося результатом гелификации высших растений, то он, по-видимому, дополнительно подвергался процессам битуминизации совместно с водорослями, меняя свои первоначальные свойства.

Одни и те же процессы изменения одинакового исходного материала протекали в водоемах различное время. Так, талломоальгиты, видимо, подвергались действию анаэробных микроорганизмов менее длительно, чем коллоальгиты; в последних благодаря более длительному времени превращения водоросли перешли в бесструктурное вещество.

Гелито-альгиты, гелито-споринито-альгиты и гелито-коллоальгиты отличаются от альгитов как по исходному материалу, так и по положению в бассейне седиментации. Участие в их составе, кроме водорослей, большого количества гелифицированных микрокомпонентов, представленных преимущественно аттрито-витринитом и десмито-витринитом, а в отдельных случаях споринитом и кутинитом, говорит об их меньшей удаленности от области произрастания высших растений, чем талломо-альгиты и коллоальгиты. По-видимому, они располагались не в центре водоема и не в самой его краевой части; гелито-коллоальгиты подвергались более длительному изменению, чем гелито-аль-

гиты и гелито-спринито-альгиты, так же как коллоальгиты по отношению к талломоальгитам.

Альгинито-гелитовые (касьяниты) и альгинито-спринито-гелитовые (кеннели) угли довольно резко отличаются от всех предыдущих типов как по исходному материалу, так и по месту отложения, а следовательно, и по преобладающим процессам превращения. Они состоят преимущественно из микрокомпонентов, происшедших из высших растений. Накопление этого материала могло происходить вблизи береговой линии открытого водоема, куда он сносился в очень измельченном состоянии и находился в водоеме длительное время в виде взвеси. Не исключено также, что исходный материал углей представлял собой сильно измененный торфогенный слой, внезапно затопленный благодаря изменению уровня грунтовых вод. Из травянистых растений, разрушающихся в береговой части водоема, могли образоваться угли типа альгинито-гелитов Черемховского бассейна, а из сильно перетертых обломков перидермы с отдельными включениями более мягких частей растений — угли типа альгинито-спринито-гелитов Донбасса и Кизеловского бассейна.

Судя по мощностям слоев, сложенных альгинито-спринито-гелитами и альгинито-гелитами, образование такого типа осадка в водоеме было кратковременным.

Часть четвертая

МИКРОКОМПОНЕНТЫ И ТИПЫ УГЛЕЙ В ЗОНАХ КОНТАКТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА

Глава 1. ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ И ТЕРМИНЫ

Изменение углей под влиянием внедрившейся в угленосную толщу магмы на территории Советского Союза отмечается в ряде угольных бассейнов различного возраста, от раннего карбона до палеогена (табл. 22). Наблюдается чрезвычайное разнообразие геологических обстановок взаимодействия магмы с вмещающими породами и, в частности, с углем и, как следствие,— различия в характере проявления метаморфизма углей.

Таблица 22

Месторождения контактово-метаморфизованных углей

Регион, бассейн (месторождение)	Возраст	Наиболее низкая стадия углефикации	Стадии контактового метаморфизма*
Восточный Урал (Полтавское месторождение) [228]	C_1	А	Гр**
Южный Донбасс, Кальмиусский район и др. [277]	C_1	Г	$О^к$, $Т^к$, $ПА^к$, $А^к$, Гр
Восточный и Центральный Казахстан (Ахтанойское, Белокаменское и другие месторождения)	C_1	Г	$А^к$, Гр
Тениз-Коржункульский бассейн [96, 266]	C_{2-3}—P_2	К	$О^к$ – $А^к$
Кузбасс, Томь-Усинский район [10]	P_1	А	$А^к$
Горловский бассейн	C_{2-3}—P_2	Д	$Г^к$—$А^к$, Гр
Тунгусский бассейн [81, 284]	P_1		$А^к$, Гр
Таймырский бассейн [63, т. 8]	J_1—J_2	Д, Г	$Т^к$
Амурская провинция	Cr_1		$ПА^к$, $А^к$, Гр
Омсукчанская угленосная площадь [63, т. 10]	Cr_1	Г	$Ж^к$—$А^к$
Сучанский бассейн	Cr_2	Д, Г	$А^к$, Гр
Анадырская угленосная площадь [63, т. 10]	Cr_2, Pg	Г	$А^к$
Остров Сахалин [3, 234]			

* Обозначаются индексом „к".
** Графит.

К. А. Юраский [108] предложил дифференцировать явления метаморфизма под действием магмы. Он выделил эпитермический метаморфизм, отражающий изменение углей в непосредственном контакте с интрузией и диатермический метаморфизм, или метаморфизм под влиянием тепла постоянно действующих вулканических очагов. Он считал, что в Судетском угольном бассейне бурые и длиннопламенные угли олигоцен-миоценового возраста являются диатермически метаморфизованными, а более высокий метаморфизм углей вплоть до антрацитов обусловлен контактовым термальным воздействием.

Н. Н. Урванцев [284] выделяет два типа метаморфизма под влиянием магмы: региональный термальный, возникающий в угленосной толще под влиянием нагрева выдержанных на площади интрузий, и контактовый термальный, возникающий при непосредственном контакте угольных пластов с интрузиями. Последний, очевидно, можно приравнять к эпитермическому метаморфизму, по терминологии К. А. Юраского.

Провести границу между региональным термальным и контактовым термальным типами метаморфизма очень трудно; существует ряд продуктов изменений углей, которые являются промежуточными разностями между углями, характерными для выделенных двух типов магматогенного метаморфизма. Нет единого мнения, что считать контактовым метаморфизмом. Многие ученые к контактово-метаморфизованным относят угли, расположенные не только в угольных пластах, контактируемых с интрузией, но и во вмещающей толще на различных расстояниях от интрузивных тел [96, 277]. Те же исследователи отмечают, что в непосредственном контакте часто образуются продукты изменения, внешне похожие на обожженный и ококсованный уголь или графит, а на некотором расстоянии от интрузии во вмещающих породах образуются угли различных стадий метаморфизма. При этом часто образуются и коксующиеся угли.

И. А. Далханти [306] считает, что под воздействием температуры и давления, создаваемых интрузией, процесс углефикации ускоряется до определенного предела, выше которого наступает термальное разложение угля вместо нормальной углефикации. Как бы развивая эту мысль, В. А. Посыльный при анализе фактора теплового проявления гипабиссальных изверженных тел на о. Сахалине выделяет две зоны термально-метаморфизованных углей. В наибольшем удалении от интрузии находится зона пропорционального термального метаморфизма, где интенсивность и максимальная температура нагрева не превосходят каких-то критических величин и уголь изменяется аналогично тому, как это происходит при региональном метаморфизме. Вблизи интрузии располагается зона непропорционального термального метаморфизма, где критическая величина нагрева оказывается превзойденной, и вследствие этого угли теряют спекающие свойства, и выход летучих веществ в них резко уменьшается.

Таким образом, угли, располагающиеся на некотором удалении от интрузии, близки по своим свойствам к углям регионального типа метаморфизма и значительно отличаются от углей, находящихся в контакте с внедрившимся телом. Этот вывод вытекает из многочисленных зарубежных и отечественных работ и проверен на обширном материале углей Тунгусского бассейна. Автор придерживается следующей точки зрения на типы метаморфизма углей: 1) тип регионального метаморфизма углей связан с наличием определенных значений статического давления и температуры и возникает при погружении угленосных отложений на ту или иную глубину; 2) тип регионального термального (или термального) метаморфизма углей связан с определенными значениями температуры и давления, возникающими во всей угленосной толще или на отдельных ее площадях под влиянием интрузий, которые отделены от угольных пластов вмещающими породами; 3) тип контактового метаморфизма углей обусловлен определенными температурой, давлением и эманациями, возникающими при непосредственном контакте угольных пластов с изверженными телами, и распространяется вдоль пластов в радиусе влияния интрузий; 4) метаморфизм углей, возникающий в результате прогрева угленосной толщи постоянно действующим магматическим очагом, по своему проявлению и конечным продуктам близок региональному (глубинному) типу метаморфизма.

В настоящем разделе приводится характеристика углей, испытавших контактовый метаморфизм.

Различной может быть не только степень контактового изменения углей, но и характер их превращения. Сделаны попытки наметить возможные пути превращения органического вещества при воздействии на него магмы. По данным Л. Е. Штеренберга с соавторами [256], существует два вида изменения углей: метаморфизм и коксование Л. А. Богданова [23] выделяет три направления в контактовом типе

метаморфизма углей: 1) собственно метаморфизм; 2) коксование; 3) обжиг (термическое разложение). Схематически это изображено на рис. 2. В центре треугольника помещен исходный уголь, в вершинах его находятся конечные продукты превращения углей при различных условиях залегания пласта и характера воздействия интрузий. Угли, испытавшие наложение двух видов контактового метаморфизма, размещаются в пространстве между двумя крайними направлениями.

Установлено, что неодинаковые пути превращения могут быть не только на контакте углей с различными интрузиями, но и в пределах ореола воздействия одной интрузии. В последнем случае зональность в сфере влияния интрузии выражается присутствием различных продуктов превращения угля (собственно метаморфизованного, обожженного или ококсованного). В зависимости от степени интенсивности того или иного явления в пределах зон могут быть выделены подзоны. В том случае, когда при контактовом метаморфизме наблюдается только один тип превращения, на контакте выделяется только одна зона, но она может быть подразделена на ряд стадий или подзон в зависимости от интенсивности изменения углей.

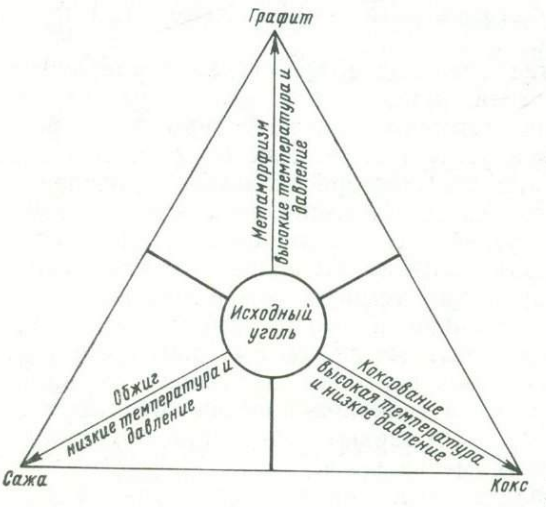


Рис. 2. Схематическое изображение возможных крайних путей изменения углей при контактовом метаморфизме.

Собственно контактовый метаморфизм — это образование углей различных стадий метаморфизма вплоть до антрацита. Преобразование органического вещества таких углей выражается в непрерывном росте его молекулярной упорядоченности, подобно тому, как это происходит в условиях регионального метаморфизма. О ходе такого процесса свидетельствует возрастание степени двупреломления витринита.

Контактовое коксование — это образование из углей продукта подобного коксу, полученному в производственных условиях из углей коксующихся марок. Этот процесс выражается в значительной молекулярной упорядоченности органического вещества и одновременно его сильной пластической деформации. Вследствие этого природный кокс обладает высокой степенью оптического двупреломления и пятнистым проявлением анизотропии.

Контактовое термическое разложение — синоним термина «обжиг» [23]. Это процесс образования из угля продукта, близкого к саже или фюзиниту. Термическое разложение, вероятно, выражается в том, что накопление углерода сопровождается значительным преобладанием реакций молекулярной деструкции органического вещества над реакциями поликонденсации; процесс не сопровождается взаимной ориентацией углеродных сеток, упорядочением молекулярного строения вещества. Это изменение углей совершенно отличное от результатов проявления регионального метаморфизма и несколько подобное изменению некоксующихся углей в условиях их обычного промышленного коксования. Термически разложенный уголь обладает непропорционально малым оптическим двупреломлением или совершенно изотропен.

Петрографическая характеристика микрокомпонентов, классов, типов углей, подвергшихся контактовому метаморфизму, приводится нами по зонам, т. е. по видам контактового метаморфизма. Химическая характеристика контактово-метаморфизованных углей дана по О. И. Гавриловой [61] и анализам, выполненным в Топливной лаборатории Ленэнерго под руководством М. П. Жарникова. В таблицах анализов и в тексте для обозначения углей разного вида метаморфизма используются следующие индексы, приводимые в скобках: (Мт) — угли, подвергшиеся собственно контактовому метаморфизму, (Ко) — угли, подвергшиеся контактовому коксованию, и (Тр) — угли, подвергшиеся контактовому термическому разложению. Стадия метаморфизма, которой достигает уголь в результате контактового воздействия интрузии и определяемая по петрографическим признакам, указывается перед скобкой. Например, $Т^к$(Тр) означает контактово-тощий уголь термически разложенный; $А^к$(Мт) — контактовый антрацит собственно контактово-метаморфизованный и т. д.

Глава 2. МИКРОКОМПОНЕНТЫ КОНТАКТОВО-МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ УГЛЕЙ

Органические компоненты разных групп при контактовом метаморфизме углей изменяются неодинаково. Различен процесс их изменения и при разных видах метаморфизма (табл. LIV, LV).

Липоидинит. При собственно контактовом метаморфизме (Мт), как и при региональном, липоидные микрокомпоненты (кутинит, споринит) постепенно изменяют свой цвет и приближаются по своим свойствам к витриниту. Потеря видимости липоидинита наступает на стадии изменения, по содержанию углерода сопоставимой с коксовой стадией рагионально-метаморфизованных углей. Как исключение, в шлифе контактово-метаморфизованного антрацита с о. Сахалина наблюдались включения, по форме напоминающие кутинит, микроспоринит и резинит. Они видны при скрещенных николях, имеют темно-серый цвет интерференции или совсем черные. В отраженном свете они не видны. В природном коксе (Ко) микрокомпоненты группы липоидинита не обнаружены.

При термическом разложении (Тр) липоидиниты по мере приближения к интрузии темнеют, сокращаются в объеме, становятся непрозрачными и изотропными в пр. св., а в отр. св. светлеют и постепенно сливаются с витринитом. Потеря видимости липоидинитов наступает при стадии термического разложения, по содержанию углерода сопоставимой с коксовой стадией регионального метаморфизма углей.

Витринит. При собственно контактовом метаморфизме микрокомпоненты группы витринита по мере приближения к интрузии обнаруживают потемнение в пр. св. и просветление в отр. св. Вместе с этим они остаются все время прозрачными, а степень двупреломления их непрерывно увеличивается. По показателям двуотражения, а также по эффекту анизотропии при скрещенных николях витриниты на разных интервалах от контакта с интрузией сопоставляются с витринитами разных стадий регионального типа метаморфизма до антрацита включительно. Очертания и структурные особенности микрокомпонентов этой группы на всех этапах изменения так же отчетливо различаются, как и в углях сопоставимых стадий регионального метаморфизма (см. табл. LIV, 10; LV, 1—7).

В отличие от витринитов регионального типа метаморфизма, при контактовом метаморфизме витриниты содержат поры (2—10%), в них часто наблюдается нарушение оптической ориентировки вещества, что проявляется в волнистом крупнопятнистом погасании, неравномерном проявлении степени анизотропности в пределах одного штуфа или

даже одного компонента. Нарушение оптической ориентировки происходит в результате слабой пластической деформации витринита. Чем меньше витриниты пластически деформированы, тем более равномерно проявляется в них анизотропность. При тектоническом дроблении угля в непосредственном контакте с интрузией и обогащении (цементации) его минеральными растворами (кальцитом) витриниты имеют полное равномерное просветление при скрещенных николях, в них не обнаруживается пластической деформации. Поры в них единичны. В таком контактовом антраците хорошо различаются структурные особенности витринитов и микроструктура угля в целом. Уголь отличается от регионально-метаморфизованного антрацита лишь очень сильной раздробленностью и цементацией кальцитом, что можно наблюдать на горе Надежда в Норильском районе, на контакте коксового угля с дайкой.

При контактовом коксовании (Ко) происходит плавление микрокомпонентов группы витринита, которое сопровождается интенсивным выделением летучих веществ. Вследствие этого происходит сильная пластическая деформация витринитов, нарушение их оптической ориентировки, появление в них многочисленных пор. В природном коксе структура и очертания витринитов не различаются, все витренизированное (гелифицированное) вещество очень сильно пористое (15—60% пор), пятнистое. Пятнистость разнообразная, от мелкой (0,005 мм) до крупной (0,5 мм). В отраженном свете она выражается разной интенсивностью отражения и двуотражения света при одном николе, а также разным эффектом анизотропии и неодновременным погасанием при скрещенных николях отдельных пятен витринита. Обусловлено это тем, что в каждом отдельном участке (пятне) витринит иначе оптически ориентирован, чем в смежном участке. В проходящем свете витринит природного кокса прозрачен, при одном николе пятнисто плеохроирует от бледно-желтого до светло-серого цвета; при скрещенных николях прозрачная площадь увеличивается, он имеет яркий желто-белый цвет интерференции, просветляется и гаснет пятнисто (см. табл. LIV, 8).

По степени анизотропности витринит природного кокса сопоставляется с витринитом антрацита. Однако показатели отражения его не всегда достигают величин, характерных для витринита антрацитов, что связано с трудностью замера их по отдельным пятнам, оптически поразному ориентированным. Природный кокс содержит незначительное количество кальцита, поры его полые.

При контактовом термическом разложении (Тр) микрокомпоненты группы витринита теряют свои индивидуальные свойства, превращаются в непрозрачную, оптически инертную угольную массу. Под микроскопом видно, что по мере приближения к интрузии витринит в проходящем свете постепенно темнеет и становится непрозрачным, а в отраженном свете постепенно светлеет и по цвету сближается с фюзинитом. При этом степень двупреломления витринита быстро уменьшается и он становится совершенно изотропен. Одновременно происходит увеличение пористости витринита. При сильном термическом разложении площадь пор достигает 40% площади угольного аншлифа. Однако при этом не заметно признаков деформации витринита. Структура и очертания витринита не различаются, об их принадлежности к телиниту или коллиниту можно только догадываться по характеру пористости. Для Δ-витринита характерно появление округлых пор; к коллиниту и мелким структурным компонентам приурочены поры, вытянутые по наслоению и разнообразные по величине. Показатель максимального отражения витринита постоянно возрастает, достигая значений, характерных для витринита антрацитов Донецкого бассейна. Показатель двуотражения не увеличивается или увеличивается крайне медленно и незначительно, в коксовых углях и более ре-

гионально метаморфизованных даже уменьшается. Несмотря на пористость микрокомпонентов группы витринита, для них, как правило, характерно равномерное проявление оптических свойств во всех участках аншлифа или шлифа.

Фюзинит. В эту группу входят две подгруппы микрокомпонентов: семифюзинит и ортофюзинит.

При собственно контактовом метаморфизме микрокомпоненты группы фюзинита испытывают, по-видимому, те же изменения, что и при региональном метаморфизме. Под микроскопом при одном поляризаторе видно, что семифюзиниты в шлифе по мере приближения к интрузии становятся более темно-коричневыми, а на полуантрацитовой стадии непрозрачными; при скрещенных николях они слабо поляризуют свет, красновато-коричневые, а на антрацитовой стадии серые. В отраженном свете они становятся более светлыми, светло-серыми, по цвету занимают промежуточное положение между витринитом и ортофюзинитом; на антрацитовой стадии слабо двуотражают в серо-белых тонах, а при скрещенных николях имеют низкий эффект анизотропии, серые.

Ортофюзинит на всех стадиях собственно контактового метаморфизма отличается непрозрачностью, изотропностью, повышенным рельефом; в нем не обнаруживается каких-либо изменений.

В контактовом коксе семифюзинит сильно деформирован, смят или раздроблен; различаются только отдельные наиболее крупные фрагментарные семифюзиниты по их слабому эффекту анизотропии и структуре. Анизотропность их проявляется пятнисто. Ортофюзиниты раздроблены или частично сжаты, отличаются по структуре и полной изотропности. Иногда полости клеток ортофюзинитов полностью или только по стенкам заполнены высокоанизотропным гелифицированным веществом или даже мельчайшими кристалликами графита, что на первый взгляд маскирует эти ткани или создает ложное впечатление об их анизотропности. По-видимому, в процессе изменения угля происходит частичная возгонка гелифицированного веществава и последующая его конденсация в свободных полостях клеток фюзенизированных тканей.

При термическом разложении (обжиге) семифюзиниты очень быстро темнеют и теряют способность двупреломлять проходящий свет, а в отраженном свете светлеют и приобретают свойства ортофюзинита. В них хорошо выражены поры, часто приуроченные к полостям клеток. Изменение ортофюзинитов под микроскопом не улавливается. По-видимому, они не изменяются, что особенно отчетливо видно по округлоугловатым телам (см. табл. LIV, 2, 5). Л. Ф. Ажгиревич [3], Н. М. Крылова и А. Б. Алексеева [176] считают, что при контактовом метаморфизме в углях происходит образование фюзена и фюзеноподобных компонентов. По наблюдениям Л. А. Богдановой, один из видов контактового метаморфизма, а именно термическое разложение (обжиг), по характеру разложения органического вещества, вероятно, близок процессу фюзенизации. Однако реакция термического разложения охватывает одновременно все гелифицированное и слабофюзенизированное вещество, а не избирательно отдельные компоненты. Возникающие изменения настолько сближают по цвету витринит с ортофюзинитом и семифюзинитом, что уголь в целом становится как бы однородным, и только остаточная структура, характер пористости и трещиноватости позволяют дифференцировать компоненты. При других видах контактового метаморфизма новообразования фюзинита также не наблюдаются.

Склеротинит. Этот компонент изучен в углях Лесогорского месторождения о. Сахалин (геологические данные Л. Ф. Ажгиревич). Под воздействием регионально выдержанной интрузии рассматриваемые

угли были метаморфизованы до стадии отощенно-спекающихся углей. При контакте с секущей интрузией метаморфизм углей достиг антрацитовой стадии. Угли испытали собственно контактовый вид метаморфизма.

По оптическим свойствам склероции неоднородны: стенки клеток состоят из вещества, близкого к витриниту, а полости — к семифюзиниту. В отощенно-спекающемся угле склероции выглядят округлыми сетчатыми телами размером 0,01—0,05 мм. В проходящем свете при одном николе стенки клеток склероций коричнево-оранжевые, едва заметно темнее витринита, а полости клеток темно-коричневые; при скрещенных николях стенки клеток становятся красновато-оранжевыми, а их полости остаются такими же темными. В отраженном свете склероции светло-серые, немного светлее витринита, полости клеток светлее их стенок и изотропны. По мере приближения к интрузии склероции становятся более светлыми, в слабой степени анизотропными. В положении потемнения витринита они отчетливо выделяются сетчатым строением и более светлой окраской.

Таким образом, во всех трех видах контактового типа метаморфизма микрокомпоненты разных групп изменяются неодинаково: наиболее быстро и сильно липоидинит и витринит, слабее семифюзинит; в ортофюзините изменения под микроскопом не заметны.

Глава 3. ТИПЫ КОНТАКТОВО-МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ УГЛЕЙ

Степень и характер проявления контактового метаморфизма отражаются как на внешнем виде углей, так и на их микроструктуре (табл. LVI; LVII; см. LIV; LV).

Угли класса гелитолитов. Наиболее полные данные имеются о контактовых изменениях гелитов и гелититов (табл. 23).

Гелитолиты собственно контактового метаморфизма (Мт) по ряду признаков близки гелитолитам регионального типа метаморфизма. Они крепкие, плотные, тяжелые, в них различается внешняя структура, видны линзы блестящего витрена и матового фюзена, на фарфоровой пластинке они оставляют серо-черную черту на стадиях $О^к$(Мт), $Т^к$(Мт) и черную на антрацитовой стадии. Однако блеск их тусклый и свинцовый, а не яркий и золотистый, как в углях регионального типа метаморфизма. В непосредственном контакте с интрузией уголь часто сильно раздроблен и сцементирован кальцитом, но структура угля в отдельных кусочках хорошо видна. Под микроскопом различаются все группы микрокомпонентов, их характер залегания и оптические свойства, легко диагностируется тип угля, витриниты имеют незначительную пористость (см. табл. LIV, 3. 4. 10; LV, 1—3).

При контактовом коксовании (Ко) плотные блестящие и полублестящие гелитолитовые угли превращаются в сильно пористую легкую угольную массу, сравнительно рыхлую, слабосажистую. Природный кокс серо-черного цвета, с тусклым металловидным блеском, признаки макроструктуры исходного угля в нем не сохраняются. В большинстве случаев природный кокс имеет отчетливо выраженную столбчатую отдельность, направленную перпендикулярно плоскости контакта с интрузией. Диаметр шестигранных столбиков уменьшается по мере приближения к интрузии с 20 до 6 мм. Иногда в куске кокса можно увидеть обломки фюзена (см. табл. 23).

Под микроскопом в аншлифе природного кокса обнаруживается прежде всего сильная пористость угольной массы (до 60%) и деформация всех составляющих компонентов, высокая степень анизотропности и пятнистое ее проявление у витринита. Микроструктура угля не различается, об исходном типе угля можно предполагать по соотно-

Таблица 23

Петрографические признаки гелитолитов при различных видах контактового метаморфизма

Вид контактового метаморфизма	Внешний вид	Первичная микроструктура и микротекстура угля*	Оптические свойства витринита				
			В проходящем свете		В отраженном свете		Особенности изменения отражательной способности
			без анализатора	николи +	без анализатора	николи +	
Термическое разложение (обжиг)	Потеря блеска до полной матовости, сглаживание структуры до полной однородности, потеря в весе, приобретение рыхлости, сажистости, зернистого сложения	Нивелируются благодаря потери видимости липоидинита, строения и очертаний витринита, различий между витринитом и фюзинитом, пористости витринита	Темнеет до полной непрозрачности	Теряет способность двупреломлять свет до полной изотропности	Светлеет, по цвету и рельефу сравнивается с фюзинитом	Остается или становится изотропным	При непрерывном увеличении $R°_{max}$ $\Delta R°$ отстает в росте и даже достигает нуля
Коксование	Приобретение металлического тусклого блеска, сглаживание структуры; потеря в весе (без привноса минералов) или увеличение веса (при минерализации), часты следы плойчатого смятия, столбчатая отдельность	Нивелируются благодаря сильной пористости и деформации витринита, потери видимости липоидинита	В тонком срезе прозрачен, плеохроирует в серых тонах	Поляризует ярким красновато-желтым цветом	Двуотражает в серо-белых тонах	Имеет яркий эффект анизотропии	Высокие истинные показатели $R°_{max}$ и $\Delta R°$, но могут быть занижены вследствие разной оптической ориентировки пятен витринита
			Мелкопятнистый благодаря очень сильной деформации и пористости				
Собственно метаморфизм	Приобретение металлического неяркого блеска, сохранность первичной структуры, увеличение веса, крепости, плотности, иногда появление плойчатого смятия, столбчатой отдельности или дробление до брекчии	Четко выражены благодаря тонкой дифференциации оптических свойств витринита, семифюзинита и фюзинита. Липоидинит в большинстве своем не виден. Витринит иногда порист и слабо пластически деформирован	Прозрачен, на стадиях ПА^к и А^к (Мт) плеохроирует в красновато-желтых тонах	Поляризует, степень поляризации увеличивается с максимумом на стадии А^к (Мт)	Светлеет, опережая фюзинит на стадиях ПА^к (Мт) и А^к (Мт), двуотражает в серо-белых тонах	Поляризует со стадии Т^к (Мт), достигая максимума на стадии А^к (Мт)	Увеличение роста $R°_{max}$ сопровождается пропорциональным ростом ΔR

* Угли просма тривались в отр. св. с иммерсией (кедровое масло).

шению изотропного и анизотропного вещества, т. е. по соотношению фюзинита и витринита как вещества (см. табл. LIV. 8).

При контактовом термическом разложении (Тр) блестящие и полублестящие гелитолитовые угли, независимо от их исходной стадии углефикации, постепенно по мере приближения к интрузии, становятся матовыми, рыхлыми, сажистыми, приобретают серый оттенок. Структурные особенности в них затушевываются, блестящие линзы витрена становятся тусклыми и, наконец, совершенно матовыми, отличаются от фюзена лишь большей плотностью (см. табл. 23).

Если вмещающая масса угля волокнистая и состоит из скопления линз γ-витринита, то при термическом разложении ее волокнистость обнаруживается еще более. Если в угле преобладает колловитринит и очень мелкие линзы γ-витринита, то такой уголь внешне при обжиге будет более зернистым, чем волокнистым.

Под микроскопом в обожженных углях по мере приближения к интрузии сглаживается различие между группами микрокомпонентов, витриниты приобретают свойства фюзинитов, становятся пористыми, непрозрачными, уголь превращается в однородную изотропную пористую массу, признаки первоначальной микроструктуры угля утрачиваются (см. табл. LIV, 2; LV, 11).

Выше были описаны типичные продукты изменения гелитолитов при контактовом метаморфизме: собственно контактово-метаморфизованные угли, природный кокс и термически разложенные угли (обожженные). В природе не всегда наблюдаются угли, являющиеся результатом одного из этих процессов. Часто встречаются угли, которые испытали как бы два совмещенных процесса, например процесс собственно контактового метаморфизма совмещается с процессом коксования. В результате этого можно определять уголь как частично ококсованный. Внешне он более легкий и более матовый, чем собственно контактово-метаморфизованный. На антрацитовой стадии в нем наблюдается шестоватая отдельность и плойчатое смятие. Под микроскопом в витрините обнаруживается значительная пористость (10—15%), пластическая деформация, крупнопятнистое и крупноволнистое погасание и вместе с тем четкая анизотропность. Под влиянием процесса собственно контактового метаморфизма, совмещенного с термическим разложением, уголь имеет тусклый блеск, а под микроскопом в нем обнаруживается несколько заниженная степень анизотропности витринита и значительная пористость (5—15%), но характер расположения компонентов не нарушен.

Угли класса фюзенолитов. Особенности изменения фюзенолитов на контакте с интрузиями наблюдались в Томьусинском районе Кузбасса. Отчетливые изменения в углях этого класса различаются лишь по участвующим в них микрокомпонентам группы витринита.

В куске фюзенолиты по мере приближения к интрузии приобретают слабый свинцовый блеск, остаются крепкими, плотными; структура их видна отчетливо вплоть до самого контакта. На контакте они слабо раздроблены (см. табл. LVII, 4, 5).

Микроструктурные особенности фюзенолитов сохраняются на протяжении всего ореола воздействия дайки, видны витриниты, семифюзиниты и фюзиниты, различается их структура. Изменяются свойства витринитов и незначительно семифюзинитов.

Глава 4. ГРАФИТ

Конечным продуктом метаморфизма углей является графит. В процессе графитизации происходит глубокая перестройка молекулярной структуры органического вещества, и поэтому уголь превращается в негорючую породу — графит.

Графит образуется как при непосредственном контакте угольного пласта с интрузией (конктактово-метаморфизованный), так и при воздействии интрузии на угольный пласт через прослои пород (термальный метаморфизм). В первом случае графит является конечным звеном собственно контактового вида метаморфизма и отличается сильной минерализацией (40—60% кремния) или представляет собой продукт наложения процесса коксования и собственно контактового метаморфизма и тогда отличается очень сильной пористостью. Графит, образовавшийся при термальном метаморфизме, является наименее минерализованным. Поры в нем почти отсутствуют, и он является ценным сырьем для промышленности.

Внешний облик графита и его микроструктура в значительной степени определяются также петрографическим составом угля, из которого он образовался. Различаются графиты массивные и слоистые. Массивные графиты по петрографическому составу соответствуют гелитолитам, слоистые графиты произошли из углей, насыщенных фюзенизированными растительными остатками. Линзы и штрихи фюзена выделяются в куске графита матовостью и серовато-черным цветом. Фюзен виден и на плоскостях наслоения, но выделить его из графитовой массы чрезвычайно трудно. В дальнейшем, при описании графита будет иметься в виду прежде всего его массивная разность. Структуру графита можно различать при слабо тектонически нарушенном залегании графитовых линз. Чаще графит находится в раздробленном состоянии и имеет вид брекчии. Нередко наблюдается тонкополосчатый графит, представляющий собой послойное чередование пирита с графитом или кальцита с графитом.

Массивный графит в куске имеет тусклый металлический блеск, серый цвет. Он крепкий, плотный, тяжелый, вязкий. На фарфоровой пластинке графит чертит мягко, оставляя серую черту; такого же цвета черта остается и на бумаге. Излом графита неровный, поверхность излома занозистая или волокнистая.

Более чистая от минеральных примесей разность графита под микроскопом при увеличении в 100—120 раз имеет вид сплошной белой массы, содержащей редкие линзочки и округлые включения светло-серого цвета. При увеличении в 300—350 раз видна очень тонкая пятнистость белой массы; она имеет как бы рябоватый цвет. При увеличении в 900—950 раз отчетливо видно, что каждое пятнышко имеет самостоятельную оптическую ориентировку, при повороте столика микроскопа оно последовательно темнеет и светлеет через каждые 90°. Эти пятнышки, вероятно,— чешуйки графита, которые возникли на месте гелифицированного вещества угля в результате его молекулярной упорядоченности. Размер чешуек не более 0,002 мм. Двуотражают чешуйки графита от ярко-белого до очень темно-серого цвета и по этому признаку не отличаются от крупнокристаллических графитов гидротермального происхождения Забайкалья или Карелии. Неодинаковая ориентировка чешуек обусловливает пеструю окраску всей гелифицированной массы графита, является причиной ее относительно низкой отражательной способности (R^0_{max} 4,61—6,0; R^0_{min} 2,78—5,70; ΔR^0 0,39). Несмотря на то, что большая часть чешуек ориентирована параллельно слоистости и при повороте столика создается впечатление о потемнении и посветлении всей графитовой массы, при замере показателей отражательной способности они оказываются несравнимыми не только с показателями крупнокристаллического графита (у забайкальского графита R^0_{max} 7,31—12; R^0_{min} 0,22—0,4; ΔR^0 0,95), но даже не совпадает с отражательной способностью витринита антрацитовых углей. Это объясняется тем, что графитовые чешуйки очень малы и не могут быть замерены каждая самостоятельно; в замеряемое же поле (0,008 мм) попадают разноориентированные чешуйки.

В графите все гелифицированные микрокомпоненты угля превращены в мелкочешуйчатую графитовую массу. Однако можно различить, что на месте крупных линз Δ-витринита и на участках десмита образовались поля мелкочешуйчатого графита; на месте структурных тканей возникли более крупные чешуйки графита, а в отдельных случаях и столбчатые кристаллики графита, располагающиеся поперек длины компонента. Нередко линза, состоящая из столбчатых кристаллов графита, оконтурена корочкой мелкочешуйчатых графитовых кристалликов. По-видимому, наличие клеточных полостей в γ-витрините способствовало более свободному росту кристаллов графита. Микрокомпоненты группы фюзинита при графитизации углей не испытывают значительных изменений. Они становятся очень тонкозернистыми, но, как правило, сохраняют свою первоначальную структуру. На фоне белого чешуйчатого графита ортофюзинит выделяется более серо-белой окраской, которая не меняется при повороте столика микроскопа. Можно различить нипро-склеротинит, α-, Δ-ортофюзинит, иногда аттрито-фюзинит. На участках, где больше ортофюзинита, несколько лучше выявляются контуры микрокомпонентов группы витринита, превращенные в чешуйчатый графит. Однако не всегда ортофюзинит отчетливо отделяется от этого измененного витринита. Нередко в полостях клеток, а также вокруг фюзенизированных остатков образуются друзы мельчайших кристалликов графита или каемки из очень мелкочешуйчатого графита, что в какой-то мере затушевывает структуру компонентов. Эти скопления графита образовались, вероятно, в результате возгонки гумусового вещества из витринита и последующей конденсации его в более совершенной молекулярной форме. Подобным же образом образовались, по-видимому, и друзы графита по трещинам.

В отраженном свете при скрещенных николях мелкочешуйчатый графит, образовавшийся из витринита, и все друзы кристаллов графита в порах, трещинах и полостях клеток очень сильно анизотропны. Графит просветляется ярко-белым цветом под углом 45° к колебанию лучей в поляризаторе. Но просветление и погасание его неполное мелкопятнистое, что также обусловлено неодинаковой ориентировкой чешуек графита. Ортофюзинит при скрещенных николях изотропен.

Остается неясным, как изменяются при графитизации семифюзинит и липоидинит. Можно предположить, что из семифюзинита образуется меньшее количество чешуек графита и потому линза графитовой массы на его месте будет менее анизотропная, менее яркая, а липоидинит полностью превращается в графит.

В аншлифе из графита наблюдаются также нитевидные и волокнистые графитовые образования, которые обладают такими же оптическими свойствами, как и чешуйки графита. По форме они очень сходны с каемчатыми и нитевидными высокоанизотропными микрокомпонентами (графитинит), присутствующими в менее метаморфизованных углях. Такая форма графита могла образоваться, например, из кутикулы в период общей графитизации всего угля. Но не исключена возможность, что это сохранившийся высокоанизотропный микрокомпонент, на котором не отразились температурные воздействия интрузии.

В проходящем свете графит прозрачен только в очень тонком срезе по краям шлифа. Прозрачность графита лучше устанавливается при скрещенных николях, с иммерсионным маслом и увеличением не менее чем в 300 раз. Органическая масса состоит из мельчайших чешуек, обладающих очень высокой анизотропностью. В момент максимального просветления они имеют яркий жемчужно-белый цвет интерференции. Вследствие неодинаковой ориентировки чешуек вся органическая масса графита не имеет полного погасания и просветления. В проходящем свете при одном поляризаторе видимая площадь шлифа

значительно сокращается. Однако все графитовые чешуйки прозрачные, одинаково сильно плеохроируют от табачно-серого цвета до светло-серого, почти бесцветного.

Глава 5. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ УГЛЕЙ РАЗЛИЧНОГО ВИДА КОНТАКТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА ПО ОТНОШЕНИЮ К ИНТРУЗИЯМ

Контакт интрузивных тел с угольными пластами наблюдается во многих бассейнах Советского Союза (см. табл. 22).

Условия метаморфизма зависят от комплекса факторов: химического состава интрузии, температурного режима магмы и сопровождающих ее растворов, степени удаленности интрузии от подводящего канала, мощности и характера залегания, плотности и состава вмещающих пород, степени их трещиноватости, удаленности места излияния от дневной поверхности. При суждении о степени проявления того или иного фактора большинство исследователей исходят из предположений, только в отдельных работах приводятся конкретные данные.

По Н. Н. Урванцеву [284], силл габбро-диорита мощностью 150 м имеет радиус воздействия на угли до 2500 м, при этом зона графита распространяется на 1—10 м. На о. Сахалин одна дайка мощностью 1,5—2 м изменяет уголь на протяжении 20 м [234], другая мощностью 2 м — только на 0,80—2,10 м [3]. В Норильском районе у сульфидной жилы мощностью 0,40 м ощущается изменение угля в радиусе 0,10—0,35 м [268]. В том же районе долеритовая дайка мощностью 5 м изменяет уголь в радиусе 5,20 м, а другая дайка того же состава мощностью всего 2 м, которая, вероятно, являлась подводящим каналом, имеет зону измененного угля 10—13 м [81].

На юге Донецкого бассейна, по В. Ф. Ткаченко [277], зональность метаморфизма углей раннекарбонового возраста и характер изменения их в непосредственном контакте с интрузиями являются функцией петрографического состава, характера распределения и величины интрузивных тел. Так, вблизи интрузий андезитового и дацитового состава из газовых углей образуется ореол изменения в диапазоне от жирных до антрацитов, а вблизи монцонит-порфиров наблюдаются лишь локальные изменения углей.

Ниже приводятся некоторые примеры распределения углей различного вида контактового метаморфизма по отношению к интрузиям.

В Норильском районе на месторождениях гор Шмидта и Надежда в местах, где пласт VI подстилается или перекрывается силлом титан-авгитового долерита мощностью 70—100 м, уголь по всей мощности угольного пласта сильно термически разложен (обожжен) до $О^к$(Тр). Когда между силлом и пластом имеются прослои пород (более 0,50 м), то уголь в пласте метаморфизован до стадии $О^к$(Мт) или $К^к$(Мт), как и стратиграфически вышележащие угли.

В Углегорско-Лесогорском районе о. Сахалин на контакте силлов андезита газовые гелитолиты также превращаются в термически разложенные угли; по Л. Ф. Ажгиревич [3], они превращены в изотропный кокс. Уголь изменяется по всему пласту, если интрузия превышает его по мощности, изменения проявляются в узкой приконтактовой зоне, если мощность интрузии меньше.

В Тунгусском бассейне на р. Котуй, в районе Каякского месторождения длиннопламенных углей, наблюдается контакт двух угольных пластов 1 и 0,90 м мощностью с одной и той же дайкой долеритовых порфиритов мощностью 2,70 м [25]. В обоих пластах воздействие дайки прослеживается на расстояние 6 м от контакта, т. е. оно вдвое больше мощности интрузии. Изменения углей в пластах различные. В пласте Среднем по мере приближения к интрузии прослеживаются слабо тер-

мически разложенные гелититы — $Г^к$(Тр), $Ж^к$(Тр), $К^к$(Тр) и $О^к$(Тр), затем среднеметаморфизованные и частично термически разложенные гелититы — $Т^к$(Мт+Тр), $ПА^к$(Мт+Тр) и у контакта в зоне мощностью 0,60 м — пористый гелитит антрацитовой стадии — продукт наложения собственно контактового метаморфизма и коксования $А^к$(Мт+ +Ко). В пласте Верхнем, залегающем на 30 м выше Среднего, отделенного от него глинисто-алевритовой пачкой, на расстоянии от 0,15 до 6 м от контакта с дайкой располагаются типичные обожженные гелитолиты — $Г^к$(Тр); $Ж^к$(Тр); $К^к$(Тр); $О^к$(Тр); $Т^к$(Тр); $ПА^к$(Тр), а в непосредственном контакте — типичный природный кокс $А^к$(Ко).

В данном случае из одного и того же длиннопламенного угля при воздействии одной и той же дайки, в непосредственном контакте с ней, ближе к дневной поверхности происходил процесс коксования, а в более глубоких горизонтах — процесс собственно метаморфического характера с частичным наложением коксования. По мере удаления от интрузии и ослабления ее температурного влияния в пласте происходил обжиг угля (пласт Верхний) или слабый метаморфизм и обжиг.

На месторождении коксовых углей горы Надежда в Норильском районе Тунгусского бассейна наблюдается контакт пласта угля с дайкой долерита мощностью 1,8 м. Действие дайки распространяется на расстояние до 3,5 м. В интервале 1—3,5 м выделяется зона типичного обожженного гелитита, затем прослеживается гелитит средней стадии собственно контактового метаморфизма — $Т^к$(Мт), $ПА^к$(Мт) и, наконец, типичный контактовый антрацит (0,40 м). Это антрацит представляет собой угольную брекчию, сцементированную кальцитом. Он почти не содержит пор, в нем под микроскопом наблюдаются корочки графита по трещинам.

Близкие по характеру изменения, но менее ярко выраженные наблюдаются и в тощем угле пласта IX Кайерканского месторождения Норильского района на контакте его с дайкой долерита мощностью 6,50 м. У дайки образуется зона неравномерно метаморфизованного антрацита (0,20 м), а далее от интрузии до 10 м прослеживается слабо обожженный тощий уголь.

В Томьусинском районе Кузнецкого бассейна прослежено изменение коксовых углей пласта IV—V (P_2) на контакте с дайкой диабаза мощностью 25 м. Гелитолитовые и фюзенолитовые угли изменяются в радиусе 50—60 м. Здесь собственно контактовый метаморфизм проявляется на протяжении всего радиуса влияния дайки.

В Тунгусском бассейне часто наблюдаются угольные пласты в контакте с эффузивными покровами, а также галька и глыбы углей в туфоконгломератах и туфобрекчиях. Угли на контакте имеют ту же стадию метаморфизма, что и угли данного пласта или района. Л. Ф. Думлер [96] также утверждает, что на угольных месторождениях Казахстана эффузивные покровы образуют очень незначительные контактовые ореолы (Кайнаминское месторождение).

В заключение можно сделать следующие выводы.

1. Характер проявления контактового метаморфизма углей не во всех случаях одинаков и определяется конкретными геологическими условиями.

2. Степень и характер контактового метаморфизма углей зависит от состава интрузии, ее мощности, условий залегания и в меньшей степени от исходной стадии метаморфизма угля.

3. Радиус распространения влияния тепла секущей интрузии на угли в каждом случае различен, но, как правило, не менее одной мощности и не более двух с половиной мощностей интрузии.

4. Контактовый метаморфизм проявляется в трех качественно неодинаковых видах. Контактовое термическое разложение (обжиг); контактовое коксование; собственно контактовый метаморфизм.

5. При контактовом метаморфизме изменяются прежде всего микрокомпоненты группы витринита и липоидинита, значительно слабее семифюзинит и очень слабо ортофюзинит.

6. Характер контактового метаморфизма определяется прежде всего по изменению гелифицированных микрокомпонентов.

При контактовом обжиге микокомпоненты группы витринита становятся пористыми, непрозрачными в шлифе, приобретают высокую отражательную способность и теряют способность поляризовать свет.

При контактовом коксовании гелифицированные микрокомпоненты очень сильно пластически деформируются, становятся пористыми, приобретают высокую отражательную способность и степень анизотропности, в тонком шлифе они прозрачны.

При собственно контактовом метаморфизме, наряду с повышением величины отражательной способности витринита, возрастает и его степень анизотропности; витринит прозрачен в тонком шлифе, имеет небольшое количество пор.

7. Максимальная отражательная способность гелифицированного вещества любого вида контактово-метаморфизованных углей всегда растет по мере продвижения к интрузии. Коэффициент двуотражения и эффект анизотропии постепенно увеличиваются при коксовании и при собственно контактовом метаморфизме углей; при термическом разложении эти показатели уменьшаются или остаются постоянными, а при слабом проявлении разложения значительно отстают от максимума отражательной способности.

8. При контактовом метаморфизме наибольшие изменения претерпевают угли класса гелитолитов, угли класса фюзенолитов изменяются значительно меньше.

9. Контактовое термическое разложение углей класса гелитолитов выражается в том, что уголь становится матовым, сажистым, легким, пористым, рыхлым. Гелифицированные микрокомпоненты по отражательной способности и по степени анизотропности становятся неотличимыми от фюзинита, вследствие чего диагностика типа угля затруднительна.

Контактовое коксование гелитолитов выражается в значительном потускнении блеска, увеличении легкости и рыхлости угля, иногда в появлении столбчатой отдельности. Несмотря на то, что витринит природных коксов обладает высокой отражательной способностью и анизотропностью, значительная его пористость и пластическая деформация затрудняют определение петрографического типа исходного угля.

При собственно контактовом метаморфизме гелитолиты приобретают тусклый металлический блеск, становятся более плотными, крепкими и тяжелыми, обогащаются кальцитом, иногда имеют столбчатую отдельность. Гелифицированные микрокомпоненты обладают высокой отражательной способностью и анизотропностью, находятся в ненарушенном залегании или очень слабо пластически деформированы, с небольшим количеством пор, вследствие чего петрографический тип угля определяется без затруднений.

10. Контактовый метаморфизм углей класса фюзенолитов во всех его разновидностях проявляется прежде всего в изменении гелифицированных микрокомпонентов. Вследствие того, что гелифицированное вещество в фюзенолитах находится в подчиненном количестве, внешний вид фюзенолитового угля и его микроструктурные особенности изменяются в меньшей степени, чем те же признаки углей класса гелитолитов.

Основными отличительными признаками химических свойств контактово-метаморфизованных гелитолитовых углей по сравнению с углями регионального типа метаморфизма являются более высокий удельный вес, низкая теплота сгорания, отсутствие спекаемости.

Часть пятая

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КЛАССОВ И ТИПОВ УГЛЕЙ В ПЛАСТАХ УГЛЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ

Глава 1. ТИПЫ УГОЛЬНЫХ ПЛАСТОВ ПО ПЕТРОГРАФИЧЕСКОМУ СОСТАВУ

Многочисленные углепетрографические данные по разным бассейнам СССР и существующие классификации типов пластов показывают большое разнообразие бассейнов СССР по петрографическим признакам углей, в том числе по их составу и соотношению типов. Еще в 1955 г. Ю. А. Жемчужников [117] установил, что в различные эпохи угленакопления преимущественное распространение имело ограниченное число типов углей. В каждый период преобладали определенные типы углей, а следовательно, и угольные пласты соответствующего петрографического состава. В последующие годы исследования по истории угленакопления на территории СССР и другие работы позволили уточнить намеченные Ю. А. Жемчужниковым закономерности изменения состава углей по отдельным эпохам угленакопления [11, 211, 274, 275]. Указанные работы дают качественную оценку выявленных закономерностей, без количественного учета относительной роли тех или иных типов пластов в общих запасах углей СССР.

Таблица 24

Схема типизации угольных пластов по петрографическому составу

Тип пласта	Петрографический состав	Типичные примеры
I. Гелитолитовые (с подтипом гелито-аттритовые для пластов землистых бурых углей)	Блестящие и полублестящие гелитолиты с высоким содержанием витринита	Донбасс (C_2), Канско-Ачинский бассейн, месторождения Сахалина
II. Гелитолитовые с повышенным содержанием фюзинита	Полублестящие и полуматовые гелитолиты с повышенным содержанием фюзинита и микринита	Печорский бассейн, Кузбасс (балахонская серия), Тунгусский бассейн
III. Гелитолито-фюзенолитовые	Чередование полублестящих и полуматовых гелитолитов с полуматовыми и матовыми фюзенолитами (более 25%)	Тунгусский бассейн, юрские месторождения Казахстана и Средней Азии
IV. Фюзенолитовые	Матовые и полуматовые фюзенолиты (более 50%)	Тунгусский бассейн, Ангренское месторождение, Орский бассейн
V. Микстогумолитовые	Характерно присутствие углей класса микстогумолитов (более 25%)	Подмосковный, Львовско-Волынский бассейны, Западный Донбасс (C_1)
VI. Гелитолито-липоидолитовые	Характерно присутствие углей класса липоидолитов (более 25%)	Барзасское месторождение, Суйфунский угленосный район
VII. Гумито-сапропелитовые	Характерно присутствие гумито-сапропелитов и сапропелитов (более 25%)	Подмосковный, Львовско-Волынский, Ленский бассейны (некоторые пласты)

Первое обобщение данных по количественной характеристике петрографического состава угольных пластов основных бассейнов и многих месторождений выполнено в 1963 г. И. И. Аммосовым [7], который показал, что около 65% общих запасов углей СССР составляет витринитовый тип, около 32% — фюзинитовый и микринитовый типы углей.

В табл. 24 приводится предлагаемая И. Б. Волковой [55] схема разделения угольных пластов на основе соотношения в них углей различных классов. Всего выделяется семь основных типов угольных пластов по петрографическому составу. Они, конечно, не охватывают всего многообразия угольных залежей, но характеризуют наиболее распространенные и важные в промышленном отношении группы пластов угля различных эпох угленакопления.

При изучении типов угольных пластов, кроме петрографического состава, учитывались их мощности и геологическое строение. В соответствии с наиболее распространенными классификациями пластов по мощности они подразделяются на пять следующих групп: 1) тонкие, до 1—1,5 м; 2) средние, 1,5—3 м; 3) мощные, 3—10 м; 4) весьма мощные, 10—50 м; 5) сверхмощные, более 50 м. По строению среди пластов выделяются две основные категории: простые непрерывного накопления, практически не содержащие прослоев пород, и сложные прерывного накопления.

ПЛАСТЫ ГЕЛИТОЛИТОВЫЕ (I тип)

Петрографический состав пластов I типа характеризуется преобладанием блестящих и полублестящих гелитолитов с высоким содержанием компонентов группы витринита. В случае невысокой степени углефикации угли, слагающие гелитолитовый тип пластов, могут иметь пониженный блеск и относиться к полуматовым, несмотря на большое содержание гелифицированного вещества.

На территории СССР для палеозоя типичными примерами гелитолитового углеобразования являются средне-верхнекарбоновые пласты Донбасса и верхнепермские угольные залежи ерунаковской свиты Кузбасса. В мезозое характерными представителями данного типа могут быть пласты углей многих месторождений и бассейнов СССР: сверхмощные угольные залежи Канско-Ачинского и Челябинского бассейнов, тонкие и средние пласты некоторых юрских месторождений Казахстана. В палеогене и неогене гелитолитовый тип представлен тонкими и средними пластами о. Сахалина, а также весьма мощными своеобразными по микро- и макроструктуре залежами землистых углей Южно-Уральского бассейна. Последние выделены в гелито-аттритовый подтип основного гелитолитового типа пластов.

Донецкий бассейн. Гелитолитовый тип пластов здесь связан со средне-позднекарбоновой эпохой угленакопления. Пласты отличаются невысокой мощностью, хорошей выдержанностью на площади, относительно простым строением и сравнительно однообразным петрографическим составом. Они слагаются преимущественно полосчатыми полублестящими и блестящими гелитами и гелититами с содержанием гелифицированного вещества 65—90% при общем резко подчиненном участии компонентов групп фюзинита (5—15%) и липоидинита (5—15%). Отдельные тонкие прослойки в пластах могут быть обогащены компонентами этих групп (особенно в пластах нижней половины среднего карбона). Одним из типичных примеров гелитолитового типа пласта геосинклинальной палеозойской формации является пласт l_3 свиты C_2^6, детально охарактеризованный в литературе [267]. Пласт l_3 отражает все основные особенности пластов данного типа как по составу, так и по морфологическим признакам, а также по условиям образования.

Челябинский бассейн. Почти все угольные пласты бассейна, связанные с верхнетриасовой толщей, могут быть отнесены к гелитолитовому типу. Они весьма разнообразны по мощности и строению: наряду с тонкими и средними пластами простого и сложного строения здесь развиты весьма мощные и сверхмощные залежи очень сложного строения. Последние определяют промышленное значение и все генетическое своеобразие этого бассейна.

Петрографический состав и строение угольных пластов изучались многими исследователями, начиная с 30-х годов [109, 142, 272]. Петрографический разрез пласта II Верхнего был изучен И. Б. Волковой в 1966 г. в Коркинском углеразрезе. Здесь эксплуатируется самый мощный пласт бассейна — II Коркинский, достигающий местами (западный участок) 200 м. В пределах карьера можно наблюдать, как на коротких расстояниях (сотни метров) происходит отщепление вверх от этой залежи серии самостоятельных сравнительно тонких пластов угля и расщепление основной ее части на два весьма мощных пласта — II Верхний и II Нижний. Строение всех залежей крайне невыдержанное и очень сложное. В них можно насчитать десятки отдельных угольных слоев и прослойков пород (рис. 3). Характерной особенностью является присутствие карбонатных конкреций, встречающихся как в слоях углей, так и в породных прослоях, в осадках междупластий и кровли. Мощность породных прослоев колеблется в очень широких пределах; в изученном разрезе — от 0,1 до 2—3 м и более. По литологическим особенностям и характеру органических включений их можно разделить на три основных типа. В верхней части пласта встречаются светло-серые неслоистые алевролиты с мелкими, как бы плавающими в породе, обрывками растительных остатков, иногда с линзочками витрена и фюзена. В средней и нижней частях пласта отмечаются прослойки углистых аргиллитов и желтовато-серых алевритистых глин. В углистых аргиллитах наблюдается горизонтальная и мелкая волнистая слоистость, а также присутствуют линзы витрена до 3—4 см мощности, минерализованные обломки древесины и сидерит. В глинистых прослойках отмечается косо-волнистая слоистость, иногда довольно беспорядочное распределение растительных остатков, встречаются карманы фюзена и тонкие изогнутые включения витрена.

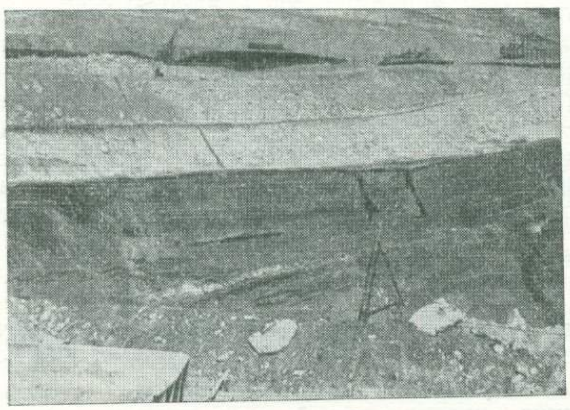


Рис. 3. Строение пласта II Нижнего в Коркинском углеразрезе. Челябинский бассейн. Видны светлые прослои пород. Фото И. Б. Волковой.

Несмотря на колебания в строении угольного пласта, петрографический состав его остается довольно постоянным. Повсеместно наблюдается преобладание полублестящих и полуматовых (за счет высокого содержания глинистого вещества) полосчатых углей, относящихся к гелитам и в отдельных слоях — к гелититам. Содержание компонентов группы витринита в большинстве слоев превышает 90%, нередко достигая 95—99%. Изредка встречаются прослойки и линзы углей, обогащенные фюзинитом и липоидинитом.

В изученном разрезе мощность пласта II Верхнего равна 45,8 м, из них породные прослои составляют 37%, угли 63%. Среди углей со-

держание гелитов достигает 91%, фюзинито-гелитов 5% и остальных типов углей 4%. Таким образом, в данном пласте, как и в других мощных залежах бассейна, резко преобладают угли класса гелитолитов и соответственно компоненты группы витринита. Последние представлены фрагментами и аттритом стеблевых тканей и листовой паренхимы. Преобладающими являются остатки древесины и перидермы. Довольно часто встречаются сильно остудневшие обрывки тканей оранжево-желтого цвета. По мнению предшествующих исследователей [118], такие остатки представляют собой расплывшуюся кутикулу. Изучение их под микроскопом и химические анализы углей, содержащих подобные остатки, свидетельствуют об их лигнинно-целлюлозной природе.

Второстепенные компоненты в изученных углях представлены фюзинитом, семифюзинитом и липоидинитом. Среди компонентов группы липоидинита наиболее часто встречается кутикула, составляющая в некоторых слоях до 10—12% органической части угля. Споры и включения смолы имеют явно подчиненное значение (менее 1%). Остатки водорослей встречаются редко и в ограниченном количестве. По микроструктуре примерно в равном соотношении наблюдаются аттритовые, мелкофрагментарные и аттритово-фрагментарные разности. По разрезу первые чаще встречаются в нижней, обычно более зольной, части пласта, а фрагментарные разности — в верхней.

Своеобразные черты пластов Челябинского бассейна давно привлекали внимание многих исследователей, высказавших различные суждения об их генезисе. Ю. А. Жемчужников [109] пришел к выводу об аллохтонном накоплении исходного растительного вещества челябинских углей. Н. А. Иванчин-Писарева [142] придерживается гипотезы об автохтонном происхождении угольных пластов. Образование их связано с условиями низинных облесенных, в меньшей степени топяных болот. Анализ имеющегося материала и наблюдения, проведенные И. Б. Волковой в Коркинском углеразрезе, подтверждают высказанное Ю. А. Жемчужниковым мнение о преимущественно аллохтонном способе накопления исходного растительного вещества челябинских углей. В общем разрезе мощных залежей аллохтонные элементы отчетливо преобладают над автохтонными.

Иркутский бассейн. Пласты гелитолитового типа имеют здесь ведущее значение. Наряду с ними встречаются гумито-сапропелитовые пласты, распространенные преимущественно вдоль северо-восточной окраины бассейна. В данном разделе дается характеристика пласта угля гелитолитового типа на примере пласта Главного Черемховского месторождения.

Строение пласта очень сложное, хотя петрографический состав его сравнительно однообразный. Максимальная мощность наблюдается в центральной части месторождения, где пласт состоит из 8—12 и более угольных пачек, разделенных прослоями аргиллитов, глин и алевролитов. Мощность прослоев от 0,05—2 м в центре месторождения возрастает к его периферии при одновременном сокращении мощности угольной массы.

В строении пласта Главного, как и других пластов Иркутского бассейна, основную роль играют блестящие и полублестящие угли штриховатой, неяснополосчатой или однородной структуры (70%). В меньшей степени развиты полуматовые полосчатые и однородные угли, а также матовые обычно зольные однородные или штриховатые типы углей. Ведущее значение в исходном материале принадлежит гелифицированным фрагментарным и аттритовым остаткам стеблевых и листовых тканей; второстепенные компоненты представлены спорами и кутикулой. В некоторых слоях углей отмечается высокое содержание альгинита и сапродесминита. Характерной особенностью иркут-

ских углей является почти полное отсутствие компонентов группы фюзинита.

Микроструктура углей чаще аттритовая, иногда мелкофрагментарная или аттритово-фрагментарная. Распределение компонентов, как правило, равномерное; полосчатость выражена слабо. В более зольных разновидностях наблюдается горизонтальная, косая пологая и горизонтально-волнистая слоистость. Нередко отмечается штриховатая микроструктура за счет присутствия мелких микроспор и водорослей, равномерно распределенных среди структурного гелифицированного аттрита. Содержание компонентов группы витринита в общепластовых пробах пласта Главного, как и многих других залежей Иркутского бассейна, достигает 85—90%. Значительную часть пласта Главного — около 20% — слагают прослои углистых пород, глин, а также конкреционные образования (так называемая «плита»). Мощность слоев углей колеблется от 0,03 до 0,75 м, а породных прослойков — от 0,02 до 0,15 м, иногда 0,4 и более (рис. 4, 5). В распределении типов углей и пород по разрезу пласта Главного на Черемховском месторождении устанавливается определенная последовательность. Нижняя его половина, как правило, сложена более зольными углями и содержит более мощные прослои пород. В этой части разреза характерно присутствие сапропелево-гумусовых, гумусово-сапропелевых и сапропелевых углей в виде слойков небольшой мощности (от 0,01 до 0,05 м, редко 0,1 м). Последние чаще ассоциируют с углями, содержащими большое количество листовой паренхимы и паренхоаттринита. Верхняя половина пласта по составу углей более однообразна, сложена менее зольными разностями и содержит меньше породных прослоев.

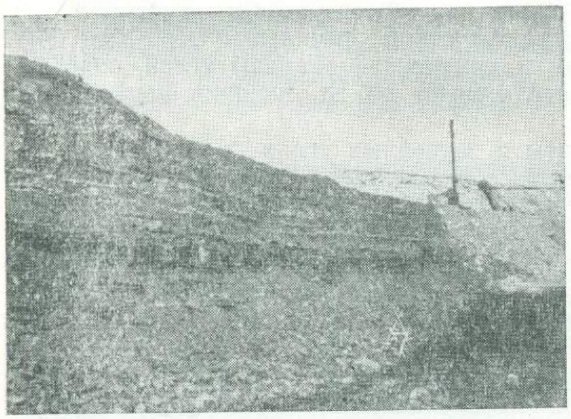


Рис. 4. Общий вид пласта Главного в Храмцовском углеразрезе. Черемховское месторождение. Видны светлые прослои пород, мощность пласта около 8 м. Фото И. Б. Волковой.

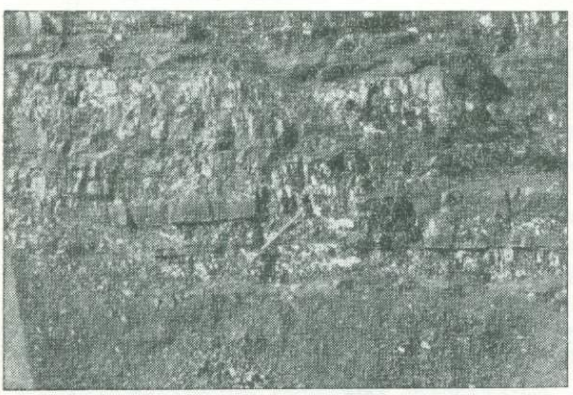


Рис. 5. Конкреционные кремневые линзы и прослои пород в пласте Главном. Храмцовский углеразрез. Черемховское месторождение. Фото И. Б. Волковой.

На фоне общего изменения петрографического строения залежи довольно отчетливо выявляется мелкая ритмичность, выражающаяся в последовательном чередовании определенных типов углей и пород. В основании полного и правильного ритма залегает желтовато- или зеленовато-серая пластичная глина обычно без растительных остатков, иногда с очень мелким обуглившимся аттритом. Мощность глины со-

ставляет 0,03—0,10 м. Выше глина переходит в углистый или слабоуглистый аргиллит с растительными остатками плохой сохранности или в углистую пластичную глину коричневато-черного цвета. Мощность углистых пород не превышает 0,05—0,10 м. Над углистым аргиллитом почти всегда залегает прослоек зольного полуматового или матового угля мощностью 0,01—0,10 м, который постепенно переходит в малозольный полублестящий или блестящий уголь. Последний слагает основную часть ритма мощностью 0,2—0,6 м.

На контакте углистого аргиллита или матового угля с полублестящим углем в нижней части ритма иногда наблюдается густоштрихователый или однородный полуматовый и полублестящий уголь со значительной примесью сапропелевого вещества. В Южном углеразрезе отмечен наиболее типичный представитель такого угля в виде штриховатой тонкослоистой разновидности, именуемой на месте «чертовой кожей». Мощность его не превышает 1—2 см. На полублестящем или блестящем угле основного слоя обычно с резким контактом залегает слой глины следующего ритма. Иногда здесь можно заметить 1—2-сантиметровый прослоечек зольного угля.

Описываемая цикличность более отчетливо проявляется в верхней половине пласта Главного, тогда как в нижней половине залежи последовательная смена пород и углей иногда нарушается появлением более мощных породных прослоев и слоев гумусово-сапропелевых и сапропелевых углей.

Характерной особенностью пласта Главного является присутствие конкреционных углисто-кремневых линз — так называемых «плит», приуроченных обычно к основному угольному слою ритма. Мощность линз достигает 0,15—0,80 м, а протяженность 0,5—1,2 м. Эти конкреции по составу и особенностям микроструктуры обнаруживают исключительное сходство с аналогичными образованиями из пластов угля Канско-Ачинского бассейна.

Из других минеральных компонентов следует отметить довольно частые включения сульфидов железа, встречающихся больше в нижней половине пласта, а также аутигенные новообразования каолинита и тонкорассеянный глинистый материал. В целом, пласт Главный характеризуется довольно высокой зольностью, составляющей в среднем 15—18% A^c. Содержание серы колеблется в широких пределах. В пласте Главном количество общей серы в среднем не превышает 1,3—2,0%.

В образовании угольных пластов большое значение могли иметь процессы подводного отложения растительного вещества. Этим можно объяснить преимущественно аттритовый характер углей и развитие штриховатых, однородных макро- и микроструктур, присутствие гумито-сапропелитовых и сапропелитовых типов, большое количество в углях мелкого листового материала, кутикулы, спор, а также уменьшение зольности углей к центру котловин, куда выносились легкие растительные остатки, тогда как песчано-глинистые частицы оседали в краевых участках.

Южно-Уральский бассейн. Здесь распространены мощные, весьма мощные и сверхмощные пласты, сложенные своеобразными землистыми углями низкой степени метаморфизма ($Б_1$). Последние представлены в основном аттритовыми остатками гелифицированных тканей. Поэтому угольные залежи рассматриваемого бассейна отнесены к гелито-аттритовому подтипу гелитолитового типа пластов. По петрографическим особенностям пласты угля Южно-Уральского бассейна во многом сходны с пластами других палеоген-неогеновых месторождений СССР (исключая в основном о. Сахалин). Для характеристики этих особенностей ниже рассматривается строение основной залежи

Бабаевского месторождения, которая была детально изучена И. Б. Волковой в Кумертауском углеразрезе (рис. 6).

Мощность залежи колеблется от 5—10 до 85—130 м. Средняя мощность составляет около 50 м. При осмотре пласта в карьере обращает на себя внимание полосчатое строение залежей, обусловленное чередованием светлых и темных слоев угля. По интенсивности окраски, изменяющейся от темно-бурой до светло-палевой, среди южно-уральских углей выделяется несколько типов: темный, обычно полосчатый с крупными обломками древесины, переходный и светлый, как правило, плотный, более однородный с мелкими обрывками растений. Кроме того, можно наметить разновидности, близкие к темному углю или, наоборот, близкие к светлому углю.

Рис. 6. Строение нижней части (III комплекс) мощной угольной залежи в Кумертауском углеразрезе. Видно чередование слоев светлого, темного и переходного угля. Мощность угольного уступа около 12 м. Фото И. Б. Волковой

По вещественному составу и микроструктуре они относятся к гелитолитам и представлены в основном аттрито-гелитами. В некоторых слоях наблюдается обогащение резинитом или семифюзинитом и фюзинитом. Основная часть углей слагается аттритовым гелифицированным материалом, имеющим в тонких шлифах красную или желтую окраску. Наибольшее количество красного аттрита (до 80%) отмечается в темных углях, которые также больше содержат структурных фрагментов гелифицированных тканей оранжево-красного и красного цвета. Светлые угли слагаются преимущественно желтым аттритом (до 60%) и имеют более однородную тонкоаттритовую микроструктуру. Они содержат меньше структурных гелифицированных тканей, но в них чаще наблюдаются включения резинита желтого и красновато-желтого цвета, а также аттрито-фюзинита. Нередко в них присутствуют споры грибов, тогда как для темных углей более характерны включения склероций.

Исходя из петрографических признаков, можно предположить, что наиболее автохтонными являются темные угли с крупными фрагментами стволов, иногда пней деревьев. По мере уменьшения интенсивности окраски в углях возрастает количество признаков, свидетельствующих об их подводном накоплении: более тонкоаттритовая структура, иногда микрослоистая текстура, в некоторых слоях большее количество фюзена пожарного происхождения и красновато-желтой смолы, большее содержание глинистого материала, наличие тонкой горизонтальной штриховатости, а также переходы по простиранию в углистые породы и глины.

Самые светлые разновидности углей, по нашему мнению, являются наиболее близкими по генезису к глинам и углистым породам. Темные и светлые угли образуют слои мощностью от 0,05 до 2,0 м; более мощными являются, как правило, слои темного угля, достигающие нередко 1—2 м. На основе макро- и микроскопического изучения углей в разрезе мощной залежи Бабаевского месторождения выделяется восемь комплексов.

В целом в разрезе пласта на Бабаевском месторождении темные угли составляют 20—24%, светлые 17—29% и переходные 45—56%. В верхней половине залежи наблюдается в общем бо́льшее количество слоев светлого угля, а в шлифах обнаруживается значительная степень остудневания компонентов и лучшая горизонтальная (послойная) ориентировка растительных остатков. Макроскопически здесь чаще встречаются горизонтально-штриховатые угли. Одновременно в них возрастает содержание минеральных примесей. Во многих точках отмечается отчетливое увеличение зольности углей в слоях, прилегающих к почве и кровле. В краевой зоне залежи зольность в целом возрастает и наблюдается более резкое ее изменение и колебание по разрезу пласта. Если в центральной части месторождения большинство слоев в пласте имеет зольность менее 15% и местами менее 10%, то в краевой зоне эти значения нередко превышают 15—20%.

По данным В. В. Кирюкова, проводившего исследования на Бабаевском месторождении, образование углей здесь связано с различными подтипами и группами низинных эвтрофных торфяников. Большинство углей имеют автохтонное происхождение. Светлые типы углей, насыщенные глинистым материалом и содержащие иногда значительный процент липоидных компонентов, сформировались, по-видимому, из древесных и древесно-травяных торфов в условиях сильной обводненности и значительного привноса терригенного материала [1].

ПЛАСТЫ ГЕЛИТОЛИТОВЫЕ С ПОВЫШЕННЫМ СОДЕРЖАНИЕМ ФЮЗИНИТА (II тип)

Пласты II типа характеризуются высоким содержанием углей класса гелитолитов, которые представлены большей частью не гелитами, а фюзинито-гелititами. По внешнему виду это преимущественно полублестящие, четко полосчатые угли, нередко со штрихами фюзена. В их составе преобладают компоненты группы витринита, но в отличие от I типа гелитолитовых пластов они содержат значительный процент компонентов группы фюзинита. Этот тип пластов имеет распространение в пермских угленосных формациях. В качестве примера можно привести основные пласты угля Печорского бассейна, большинство угольных пластов балахонской серии Кузбасса, а также многие пласты угля Карагандинского бассейна.

Печорский бассейн. Пласты угля всей угленосной толщи бассейна имеют довольно разнообразный петрографический состав, строение и мощность. Однако большинство промышленных пластов угля воркутской серии характеризуется однотипным сложением и представлено преимущественно углями класса гелитолитов с повышенным содержанием фюзинита (фюзинито-гелиты, фюзинито-гелititы). По материалам «Атласа углей Печорского бассейна», содержание полублестящих полосчатых углей типа фюзинито-гелititов в пластах многих месторождений составляет 40—50% и более. Тусклоблестящие или полублестящие неясно-полосчатые угли типа фюзинито-гелитов содержатся в пластах также в большом количестве — от 15 фо 50%. В некоторых частях разреза (верхневоркутская свита) встречаются пласты с высоким содержанием блестящих углей (гелитов), которые следует относить к гелитолитовому типу. С другой стороны, в нижнекарбоновых отложениях бассейна установлены залежи углей микстогумолитового состава.

Здесь мы рассматриваем наиболее характерные для печорской формации типы пластов, приуроченные к рудницкой подсвите нижнепермского возраста. По сравнению с пластами Донбасса они всегда содержат заметный процент компонентов группы фюзинита, имеют четкополосчатую структуру и повышенную зольность, что и определяет их

технологические отличия от донецких углей. В качестве примера рассмотрим состав одного из наиболее распространенных в бассейне пластов — пласта n_{11} (IV). Содержание углей класса гелитолитов составляет в нем не менее 90%, причем более половины из них приходится на фюзинито-гелититы (57%). До 10% составляют угли переходные от гелитолитов к фюзенолитам (полуматовые полосчатые гелито-фюзиниты). Микрокомпонентный состав пласта характеризуется довольно высоким содержанием компонентов группы витринита (в среднем 70%). Последняя представлена примерно в равной степени слабоструктурными остатками гелифицированной древесины, аттрито- и десмито-витринитом. С увеличением в углях минеральных примесей и фюзенизированного вещества возрастает количество аттринита и десминита. Второстепенные компоненты представлены слабо фюзенизированными и фюзенизированными остатками различной структуры и степени измельчения. Компоненты группы липоидинита играют весьма незначительную роль (2—3%). Петрографический состав и соотношение микрокомпонентов в пластах воркутской серии Печорского бассейна не остается постоянным на площади [56]. Несмотря на это, основные рабочие пласты бассейна на большей территории своего развития могут быть отнесены ко II типу — гелитолитовым пластам с повышенным содержанием фюзинита.

Общепластовая зольность колеблется в пределах 11—23% и связана с терригенными минеральными примесями. Из аутигенных минералов в углях присутствуют в основном пирит и карбонаты.

Наличие в углях фюзена, развитие тонкой частополосчатой структуры, переменное обогащение терригенным материалом свидетельствуют о некоторой неустойчивости гидродинамического режима, о проявлении аллохтонии в отдельные моменты образования пласта и о частичном окислении растительного материала [146].

ПЛАСТЫ ГЕЛИТОЛИТО-ФЮЗЕНОЛИТОВЫЕ (III тип)

Пласты III типа слагаются углями класса гелитолитов и фюзенолитов; количество последних составляет 25—50% от общей мощности угольных пачек. Основные группы микрокомпонентов — витринит и фюзинит — содержатся примерно в равном количестве или первые несколько преобладают над вторыми. От II типа пласты отличаются не столько большим количеством фюзинита, сколько характером его распределения в углях. В пластах II типа фюзинизированные компоненты в общем распределены по всему разрезу, а в пластах III типа они встречаются не только в гелитолитах, но и образуют мощные скопления в слоях гелито-фюзититов и гелито-фюзитов.

Пласты гелитолито-фюзенолитовые установлены как в палеозойских, так и в мезозойских угленосных формациях, например: весьма мощные пласты Экибастуза, средние и мощные пласты балахонской серии Кузбасса, пласты угля Тунгусского бассейна, а также некоторых юрских месторождений Казахстана и Средней Азии.

Экибастузское месторождение. Основную промышленную ценность на месторождении имеют пласты 1—4 карагандинской свиты. Строение угольных пластов, особенно пласта 3, очень сложное. Средняя мощность пластов 1, 2, 3 и 4 составляет соответственно 21, 37, 70 и 13 м, в том числе угля 18, 32, 38 и 10 м. При сближении этих весьма мощных пластов образуется очень сложно построенная угольная залежь мощностью до 200 м.

В наиболее сложных частях разреза (пласт 3) породные прослои составляют до 50% от общей мощности. Мощность прослоев пород изменяется от нескольких сантиметров до 5—7 м. Среди них, особенно в нижней части залежи, встречаются серовато-бурые каолинитовые

прослои — тонштейны мощностью до 10 см. В верхней части залежи наблюдаются прослои сапропелевого аргиллита [219]. В составе угольных пачек преобладают матовые и полуматовые штриховатые и полосчатые угли, полублестящие полосчатые разновидности играют подчиненную роль и наблюдаются в верхних частях пластов.

Углеобразующие компоненты представлены гелифицированными (48—56%) и фюзенизированными (38—45%) остатками стеблевых тканей. Семифюзинит и липоидинит составляют в среднем 6—8%. Среди компонентов группы витринита преобладают десмито- и аттрито-витринит. Среди фюзенизированных остатков наряду с аттринитом и микринитом (бесструктурной массой) наблюдаются мелкие и крупные фрагменты с четкой клеточной структурой древесины. По составу преобладающая часть типов углей относится к фюзинито-гелититам и гелито-фюзититам. В меньшем количестве встречаются гелито-фюзиты и фюзинито-гелиты. Последние чаще наблюдаются в верхних горизонтах залежи, особенно в верхней части пласта 1. Особенностью макро- и микротекстуры углей является развитие слоистости (линзовидной), обусловленной прежде всего чередованием слойков с различным содержанием глинистого вещества. В шлифах наблюдается и микрополосчатость, за счет неравномерного распределения компонентов групп витринита и фюзинита.

В связи с высоким содержанием породных прослойков и глинистого вещества в углях пласты карагандинской свиты характеризуются высокой зольностью — всегда более 25%. Среди минеральных примесей наиболее распространены глинистый материал и аутигенный каолинит. В меньшем количестве отмечаются кальцит, сидерит и пирит, которые по наблюдениям Л. П. Нефедьевой [219], приурочены к пластам, образовавшимся в прибрежно-морской обстановке. В составе золы углей основными компонентами являются кремнезем (50—60%) и глинозем (25—35%). Отношение CaO/Fe_2O_3 составляет в пластах менее 1 (0,1—0,7), Ca/Mg коэффициент изменяется от 5 до 11.

По данным Л. П. Нефедьевой, угольные пласты в нижней части карагандинской свиты образовались в обводненных болотах, расположенных по морскому побережью, реже в проточных пойменных болотах. В средней и верхней частях свиты формирование пластов угля связано с континентальными фациями озер, обводненных и «сухих» болот.

Нижнемезозойские месторождения Казахстана. Рассматриваемый тип пластов связан с фюзенолитовым углеобразованием и встречается в среднеюрских отложениях Орского района и месторождений бассейна р. Илек, в дузбайской свите Тургайского бассейна, в михайловской свите Карагандинского бассейна и др. [50]. В качестве примера рассмотрим строение гелитолито-фюзенолитовых пластов в Орском бассейне. Они приурочены здесь в основном к нижней половине орской свиты. Строение их большей частью сложное (1—3 породных прослоя). Мощность изменяется от 0,8 до 2,5 м, редко больше. Пласты сложены полублестящими и полуматовыми штриховато-полосчатыми углями класса гелитолитов и полуматовыми и матовыми штриховатыми и однородными углями класса фюзенолитов. Содержание последних в пластах колеблется от 25 до 50%. По простиранию пласты III типа могут переходить или в гелитолитовые, или, при увеличении роли фюзенолитов, в фюзенолитовые.

Гелитолиты здесь представлены телогелитами и фюзинито-гелитами. В отличие от гелитолитов палеозойских пластов III типа они содержат меньше второстепенных компонентов и характеризуются бо́льшим количеством гелифицированных остатков. Гелитолиты располагаются в нижней и верхней, реже в средней части пластов, образуя слои от 0,15 до 0,60 м.

Так же как и гелитолиты, фюзенолиты в мезозойских пластах характеризуются более высоким содержанием углеобразующих компонентов, в данном случае групп фюзинита и семифюзинита. Основное значение имеют фрагментарные гелито-фюзиты и аттритовые более зольные гелито-семифюзиты с низким содержанием компонентов группы витринита. Фюзенолиты чаще наблюдаются в средней части пласта в виде слоев мощностью до 0,5—0,7 м.

Общее содержание компонентов группы витринита в рассматриваемых пластах составляет в среднем 55—65%, семифюзинита 10—20%, фюзинита 10—20% и липоидинита 5—10%. Зольность углей довольно высокая, как правило, более 15% (A^c). Среди минеральных примесей преобладают глинистый материал, реже конкреции пирита и сидерит.

Частое и длительное повторение в процессе формирования пласта окислительных условий среды сказалось и на свойствах растительного материала, подвергшегося гелификации. Гелитолиты, залегающие среди фюзенолитов, даже при подчиненном количестве последних, всегда относятся, как показали исследования М. В. Богдановой [30], к менее восстановленным типам. По характеру накопления исходного материала изученные пласты III типа являются в основном автохтонными. Лишь некоторые слои аттритовых зольных гелито-семифюзитов образовались в проточных условиях и имеют, очевидно, преимущественно аллохтонное происхождение.

ПЛАСТЫ ФЮЗЕНОЛИТОВЫЕ (IV тип)

Фюзенолитовые пласты отличаются от пластов III типа главным образом большим содержанием углей класса фюзенолитов, количество которых в общем разрезе залежей превышает 50%. Соответственно в пластах IV типа отмечается и меньшее содержание компонентов группы витринита при возрастании относительного количества слабофюзенизированных и фюзенизированных остатков растений. Фюзенолитовые пласты развиты во многих угленосных формациях, начиная со среднего карбона Азиатской части СССР до верхнемезозойской эпохи угленакопления. В качестве примера рассмотрим пласты углей фюзенолитового типа в Тунгусском бассейне и в некоторых месторождениях Казахстана.

Тунгусский бассейн. Здесь встречаются пласты I, II, III, IV типов. В этом бассейне, судя по имеющимся материалам, начинается самое первое в геологической истории гелитолито-фюзенолитовое и фюзенолитовое угленакопление.

Наиболее полный разрез угленосных отложений среднего и верхнего карбона установлен в южной части Тунгусского бассейна. По мощности угольные пласты относятся в основном к тонким простым или к средним сложного строения. По соотношению компонентов групп витринита и фюзинита они разделяются на три группы: 1) витринит 60—65%, фюзинит до 30%; 2) витринит 50—60% и фюзинит 30—50%; 3) витринит 40—50%, фюзинит 50% и более [242]. Последняя группа пластов и представляет рассматриваемый нами фюзенолитовый тип. Макроскопически эта группа слагается преимущественно полуматовыми штриховатыми (более 50%) и в подчиненном количестве полублестящими штриховато-полосчатыми углями. По вещественному составу они отвечают гелито-фюзитам, гелито-фюзититам и в меньшей степени фюзинито-гелититам. Интересно отметить присутствие в карбоновых пластах своеобразных водорослей *Pastillus cellulosus* Zal.; в последнее время их стали относить к мегаспорам *Setosisporites pastillus* Oschurk. [225]. По степени метаморфизма угли в основном бурые.

Большинство фюзенолитовых пластов в Тунгусском бассейне приурочено к нижнепермским отложениям западной и северо-западной

частей бассейна. По данным Л. А. Богдановой и В. И. Быкадоровой [63], в западной части бассейна (Нижнетунгусский район) в пластах бургуклинской свиты преобладают матовые и полуматовые дюреновые и кларено-дюреновые угли класса фюзенолитов. Гелитолиты имеют подчиненное значение и слагают маломощные пропластки. Содержание компонентов группы витринита составляет только 10—25%, а фюзинита — 50—80%. Пласты фюзенолитового типа имеют различную мощность — от тонких до сверхмощных. Однако большой удельный вес приходится на пласты повышенной мощности. Особое место занимает пласт 20 на Кокуйском месторождении. При мощности 50—70 м он имеет преимущественно простое строение. Некоторое расслоение его наблюдается только в припочвенной и прикровельной частях, где одновременно повышается зольность углей (15—20%). В остальной части пласта зольность не превышает 5—8% (A^c).

Пласты фюзенолитового типа имеют развитие и на северо-западной окраине бассейна — в Норильском районе, где они приурочены к нижне- и верхнепермским отложениям. Верхнепермские фюзенолитовые пласты изучены Л. А. Богдановой [24] на Листвянско-Вальковском месторождении. В сложении пластов здесь преобладают угли класса фюзенолитов, которые составляют более 90% от их общей мощности.

Как видно из изложенного, фюзенолитовые пласты встречаются в бассейне в интервале от среднего карбона до поздней перми. Однако максимальное развитие их наблюдается в нижнепермскую эпоху, когда образовались наиболее мощные залежи данного типа, распространенные на значительной площади. Угли класса фюзенолитов пермского возраста, в отличие от фюзенолитов раннего карбона, слагаются не микринитом и десмито-фюзинитом, а структурными фрагментами и аттрито-фюзинитом. Среди второстепенных гелифицированных компонентов преобладают остатки древесины и бесструктурная масса. Компоненты группы липоидинита играют весьма незначительную роль. Зольность пластов колеблется в значительных пределах — 10—20% и более. По данным Н. Л. Лебедевой [196], фюзенолиты в Тунгусском бассейне имеют автохтонное происхождение и связаны в основном с фациями «сухих» и «полусухих» болот и частично с фациями болот переменного режима обводнения.

Нижнемезозойские месторождения Казахстана. Пласты фюзенолитового типа характерны почти исключительно для среднеюрских отложений. В нижней юре они установлены только на Ленгерском месторождении. Наиболее типичным примером фюзенолитового углеобразования в Казахстане являются пласты Орского бассейна, распространенные на основных промышленных участках и в наиболее угленасыщенной части разреза орской свиты [48]. Они представлены пластами простого или сложного строения. Мощность их колеблется от 0,6 до 3,5 м, возрастая на отдельных участках до 5—7 м и более. Количество породных прослоев в пластах сложного строения составляет 1—4 при средней мощности 0,1—1,0 м. Полуматовые и матовые угли класса фюзенолитов составляют 55—80%, некоторые из них практически целиком представлены фюзенолитами. Второстепенную роль (20—40%) в пластах IV типа играют полублестящие, иногда более зольные полуматовые угли класса гелитолитов.

Общее содержание групп микрокомпонентов в пластах фюзенолитового типа в Орском бассейне составляет: витринит 25—35%, семифюзинит 30—40%, фюзинит 25—35% и липоидинит 1—3%. Общепластовая зольность колеблется обычно в пределах 10—20%. Из минеральных примесей, кроме глинистого материала, встречается пирит и сидерит. При усложнении строения залежей зольность их значительно повышается (до 30—35%).

Условия образования пластов данного типа в Казахстане рассматривались И. Б. Волковой [50]. Основное накопление исходного материала происходило на сравнительно приподнятых участках, располагавшихся между крупным озером и небольшой возвышенностью, отделявшей другую депрессию. В центральной части обширного болотного массива были развиты лесные торфяники и заболоченные леса [11]. Отложение растительных остатков происходило автохтонным путем, в сильно окислительных условиях.

ПЛАСТЫ МИКСТОГУМОЛИТОВЫЕ (V тип)

Пласты данного типа характеризуются повышенным содержанием углей класса микстогумолитов. Как правило, количество их составляет более 50% от общей мощности угольных пачек, хотя в отдельных пластах снижается до 30—40%. Даже в этом случае пласты угля можно относить к микстогумолитовому типу, потому что они обладают рядом специфических петрогенетических признаков. Пласты микстогумолитового типа имеют промышленное значение только в нижнекарбоновых угленосных отложениях СССР. В качестве примера приводится характеристика их по Подмосковному бассейну.

Подмосковный бассейн. Основные залежи бассейна большей частью сложены споровыми дюренами и кларено-дюренами, которые содержат в значительном количестве компоненты всех трех групп — витринита, фюзинита и липоидинита. По вещественному составу они отвечают двум основным типам класса микстогумолитов — микстогумитам и микстогумититам. Обилие в рассматриваемых углях компонентов группы липоидинита обусловлено особенностями исходного материала, в составе которого большую роль играли споровые растения, а также специфической обстановкой его накопления и захоронения. Петрографический состав углей бассейна изучался С. Н. Наумовой, В. С. Яблоковым, Н. П. Гвоздевой и др. [17]. По составу пласты бассейна разделяются на две группы — гумитовые и сапропелито-гумитовые. Первые составляют более 80% от общего количества пластов. Эти группы подразделяются по степени зольности и характеру строения. Наибольшее распространение имеют среднезольные гумитовые пласты угля сложного строения. На долю пластов простого строения приходится около 35% всех пластов бассейна.

Довольно часто встречаются и сапропелито-гумитовые пласты, которые отличаются от первой группы наличием прослоев сапропелито-гумитов, гумито-сапропелитов и сапропелитов. Эти типы углей обычно составляют 3—20% от общей мощности угольных пачек. При возрастании количества слоев гумито-сапропелитов и сапропелитов пласты относятся к VII типу (гумито-сапропелитовому).

Матовые и полуматовые микстогумолиты образуют в пластах слои от 0,05 до 1,0 м. Общее содержание их на разных участках бассейна колеблется от 40 до 100% [17]. Второстепенное значение в пластах имеют полублестящие угли класса гелитолитов, количество которых составляет 10—35%.

В юго-западных районах бассейна, по данным В. И. Кочетовой, содержание углей класса микстогумитов в пластах изменяется в среднем от 45 до 80%. Некоторые пласты здесь сложены как микстогумитами (35—40%), так и смешанными сапропелево-гумусовыми и гумусово-сапропелевыми углями (25—30%).

Содержание гелитов, как правило, увеличивается в разрезах, где встречаются мощные залежи сапропелитов (богхедов) и гумито-сапропелитов (кеннель-богхедов). Так, например, в пласте Кимовского

углеразреза, где отмечается мощная пачка богхеда в нижней половине пласта, количество микстогумитов снижается и возрастает содержание гелитов и гелититов. Очевидно, условия интенсивного обводнения, в которых образуются сапропелиты, оказывали влияние и на фации соседних слоев, сложенных гумусовыми углями. По характеру сочетания различных типов углей в главном пласте бассейна выделяется несколько комплексов, которые выдерживаются на определенных расстояниях и служат основой для его стратиграфического расчленения [233, 17].

Условия образования углей Подмосковного бассейна детально изучались С. Н. Наумовой [215], установившей здесь два основных типа угленакопления — болотный и озерный. Наибольшее распространение имел болотный (палюдозный) тип, с которым связано формирование преимущественно микстогумолитовых пластов.

Условия накопления углей были аллохтонно-автохтонными, с чем, очевидно, связана и высокая зольность пластов. В центральных районах основной пласт характеризуется средней зольностью около 30%. Особенностью углей является также высокая сернистость, обусловленная большим распространением сингенетичных образований сульфидов железа.

ПЛАСТЫ ГЕЛИТОЛИТО-ЛИПОИДОЛИТОВЫЕ (VI тип)

Основной особенностью пластов данного типа является присутствие углей класса липоидолитов в количестве 25% и более от общей мощности угольных пачек. Генетически они тесно связаны с гелитолитовым типом, так как в них значительную роль играют угли класса гелитолитов. Даже сравнительно невысокое содержание липоидолитов (25—30%) в пластах придает им определенные петрографические и химические отличия, что позволяет выделить их в самостоятельный тип.

Гелитолито-липоидолитовые пласты углей имеют весьма ограниченное распространение в угленосных формациях СССР. Они встречаются в палеозое — в девонскую эпоху угленакопления (Барзасское месторождение) и в мезозое — на некоторых участках Ткибули-Шаорского бассейна (средняя юра) и на месторождениях Приморского бассейна (нижний мел — Суйфунское месторождение).

ПЛАСТЫ ГУМИТО-САПРОПЕЛИТОВЫЕ (VII тип)

Данный тип пластов можно разделить на два основных подтипа. В первом подтипе гумито-сапропелиты и сапропелиты составляют 25—75%, во втором — собственно сапропелитовом — указанные группы углей почти нацело слагают угольные пачки. В первом подтипе пластов, наряду с гумусово-сапропелевыми и сапропелевыми углями, принимают участие гумусовые угли. Последние в пластах нижнего карбона в значительной степени представлены углями класса микстогумолитов, а в пластах более позднего возраста — в основном гелитолитами. Гумито-сапропелитовые пласты, особенно первого подтипа, имеют довольно широкое распространение в различных угленосных бассейнах СССР, однако в количественном отношении они резко уступают чисто гумитовым типам.

В нижнем карбоне гумито-сапропелитовые пласты углей установлены в Львовско-Волынском и Подмосковном бассейнах. В средне-верхнекарбоновую и пермскую эпоху они встречаются гораздо реже и представлены обычно пропластками незначительной мощности. В мезозое они имеют большее распространение и давно известны на некоторых месторождениях Иркутского, Ленского и других бассейнов.

Глава 2. ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО СОСТАВА И СТРОЕНИЯ УГОЛЬНЫХ ПЛАСТОВ

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛАСТОВ УГЛЯ РАЗЛИЧНОГО ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО СОСТАВА ПО ТИПАМ УГЛЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ

Некоторые аспекты рассматриваемой проблемы освещаются в работах И. И. Аммосова [7], П. П. Тимофеева и Л. И. Боголюбовой [274], П. А. Хакебарда [311] и др. И. И. Аммосов, например, связывает известные различия в составе нижнекарбоновых углей Карагандинского, Подмосковного, Кизеловского и других районов с особенностями геотектонической и палеогеографической обстановки их формирования. Повышенное содержание лейптинита в углях, по наблюдениям И. И. Аммосова, характерно для отложений, накапливающихся в пределах устойчивой платформы (Подмосковный бассейн) или в стабилизированных краевых прогибах (Кизеловский бассейн). П. П. Тимофеев и Л. И. Боголюбова, анализируя распределение генетических типов углей в угленосных бассейнах, пришли к выводу, что их образование не связано с каким-либо тектоническим типом формации. Основными факторами, определяющими тип гумусовых углей, являются быстрота погружения области торфонакопления, степень обводненности болот и степень их проточности (застойности).

П. А. Хакебард и другие на примере угольных месторождений Канады исследовали особенности петрографического состава углей в зависимости от типа формации и палеогеографической обстановки ее накопления. По их заключению, в параллических формациях угли характеризуются бо́льшим разнообразием состава и строения, чем в лимнических формациях. Даже на ограниченном материале (а может быть именно поэтому) канадским исследователям удалось установить некоторые связи между петрографическим составом угольных пластов и генетическим типом вмещающих угленосных отложений.

Большое разнообразие углей в Советском Союзе дает возможность проанализировать этот вопрос на более широком материале.

I гелитолитовый тип является весьма универсальным и встречается в разнообразных по тектоническому развитию и палеогеографической обстановке формациях. Основные различия заключаются в мощности и строении залежей. Из микроструктурных особенностей углей следует отметить несколько большее участие компонентов групп фюзинита и липоидинита в пластах геосинклинальных формаций, особенно палеозойского возраста.

В составе исходного материала преобладает лесной тип растительности. Отложение его происходило в довольно разнообразных по геохимическому режиму условиях. В изученных пластах отношение CaO/Fe_2O_3 в золе углей не превышает 1. По этим данным можно предполагать, что накопление органического вещества происходило в каких-то условиях, переходных от верховых к низинным, или близких к верховым торфяникам. Характерны довольно низкие значения Ca/Mg коэффициента, что может служить указанием на некоторое влияние морских вод на древние торфяники [339]. Такое предположение вполне согласуется с паралическим типом отложений, среди которых распространены пласты I типа.

Гелитолитовые пласты платформенных месторождений отличаются нередко очень высокой мощностью, достигающей 100 м и более. Строение пластов простое, средней сложности, иногда очень сложное, что, как мы видели из вышеизложенного, практически не наблюдается в гелитолитовых геосинклинальных пластах. Содержание компонентов

группы витринита в углях здесь несколько большее, чем в углях геосинклинальных отложений. Это объясняется, как отмечалось, повышенным содержанием витринита в составе гелитолитов, слагающих пласты данного типа в платформенных бассейнах.

Накопление исходного материала связано с лесными болотами; однако значительное развитие, очевидно, имели и озерно-болотные фации (с подводным отложением органического вещества). Геохимические условия среды торфо- и угленакопления отличались большим разнообразием. И наконец, только с платформенной группой месторождений связано распространение весьма своеобразных гелито-аттритовых залежей землистых бурых углей кайнозойского возраста.

Гелитолитовые пласты с повышенным содержанием фюзинита (II тип) связаны с верхнепалеозойскими отложениями внутренних и передовых прогибов геосинклинальной группы формаций. Эти пласты значительно отличаются от палеозойских гелитолитовых пластов (I тип) по составу исходных растительных группировок и по условиям ее произрастания и захоронения. Распространение пластов II типа в определенных бассейнах верхнего палеозоя связано более непосредственно с развитием и изменением растительности на площади (и отчасти во времени), чем с тектоническим типом угленосных формаций.

Следующий гелитолито-фюзенолитовый (III) тип пластов углей наблюдается в бассейнах, различных по тектоническому режиму и палеогеографической обстановке угленакопления. В данный тип, несмотря на определенное сходство петрографического состава, входят пласты весьма различные по мощности, характеру строения и некоторым микроструктурным особенностям слагающих их углей. Очевидно, в формировании основного петрографического состава углей здесь ведущее значение имели климат и тип растительности, тогда как другие факторы (тектонический и фациальный) оказали большое влияние на геолого-морфологические признаки угольных залежей.

Более однородный фюзенолитовый тип пластов (IV тип) приурочен только к платформенным формациям как в палеозое, так и в мезозое. Распространение его в Тунгусском бассейне, особенно в нижнемезозойских месторождениях Казахстана и Средней Азии, связано не только с палеогеографическими факторами (климат, растительность), но и с определенным тектоническим режимом областей осадконакопления [48, 50].

Два следующих типа (V и VI) встречаются в отложениях платформенной и субплатформенной зон. Несмотря на то, что здесь как будто и намечаются какие-то взаимосвязи с тектоническим типом формаций, все-таки ведущее значение в их формировании имеют состав исходной растительности и особые фациальные условия ее накопления. Особенность последних заключалась в том, что при отложении растительных остатков происходило интенсивное разрушение лигнинно-целлюлозных тканей и относительное обогащение осадка стойкими липоидными компонентами, а в V типе пластов также аттрито-фюзинитом и аттрито-семифюзинитом.

Таким образом, зависимость между типом формаций и петрографическим составом пластов углей проявляется не прямолинейно, а через многие факторы, непосредственно влияющие на формирование петрографического состава и микроструктурных особенностей углей.

СВЯЗЬ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ТИПОВ УГОЛЬНЫХ ПЛАСТОВ С ИХ МОЩНОСТЬЮ И СТРОЕНИЕМ

Для выделения типов пластов углей по месторождениям и бассейнам были использованы многочисленные углепетрографические работы разных исследователей. При этом возникали большие трудности в свя-

зи с неодинаковой, а иногда недостаточной степенью изученности угольных пластов, различной методикой исследования и классификационно-номенклатурными разногласиями. Кроме того, имеет значение и природная изменчивость петрографического состава и других признаков пластов в пределах отдельного бассейна, месторождения и даже шахтного поля.

В основу подсчетов были положены данные по типичным разрезам наиболее изученных участков месторождений. По ним выделялись типы пластов и определялось их процентное соотношение, которое затем принималось для всех запасов углей, установленных в данном районе. Запасы углей приняты по опубликованным цифрам подсчета 1956 г. [134]. Данные пересчета баланса запасов углей СССР 1968 г. в работе не учтены, так как он касался главным образом запасов углей высоких категорий, а не геологических запасов, которые рассматриваются нами.

Угленосные районы, содержащие менее 1 млрд. т запасов, в расчет не принимались, за исключением Барзасского месторождения. Запасы углей в пределах бассейнов определялись и подсчитывались раздельно для разного возраста. Затем эти данные суммировались в пределах каждой эпохи угленакопления. Полученные таким образом цифры являются, конечно, приближенными, но они позволяют дать общую количественную оценку относительного участия типов угольных пластов в разные эпохи угленакопления, которая подчеркивает совершенно определенное существование объективных закономерностей изменения петрографического состава углей во времени.

Большое влияние на достоверность общих выводов оказывают месторождения, которые, с одной стороны, имеют значительные запасы, а с другой стороны — углепетрографически слабо изучены. Некоторые из них исключены из подсчетов из-за крайнего недостатка углепетрографических данных (например, палеогеновые и неогеновые угли Ленского бассейна, месторождения Таймыра, Усть-Енисейский район). К таким районам следовало бы отнести Тунгусский и особенно Ленский бассейны (верхний мезозой), но значение их так велико, что их нельзя не принимать во внимание.

Для определения степени участия в запасах пластов различных категорий по строению и групп по мощности была применена такая же методика, но здесь возникали дополнительные трудности, так как эти показатели обладают в общем большей изменчивостью, чем петрографический состав. Кроме того, чтобы установить между ними зависимость, необходимо было иметь сразу три параметра — мощность, строение и состав угольного пласта.

В каждом бассейне по отдельно изученным и по возможности типичным разрезам определялся суммарный угольный пласт и процентное соотношение в нем различных групп по мощности и строению, с учетом петрографического состава. Средние данные определялись средневзвешенным способом (по мощности). Они распространялись затем на все месторождение или весь бассейн (отдельно по свитам) и выражались в процентах к общим запасам.

Поставленная задача иногда облегчалась тем, что по некоторым крупным бассейнам опубликованы сведения о распределении запасов углей по группам мощности, по строению и петрографическому составу [63 и др.]. Имеются районы, где материалы по угленосности и петрографии недостаточны для выполнения необходимых подсчетов (Тунгусский и Ленский бассейны). Полученные по этим бассейнам цифры не включены в общие данные.

В целом, в палеозойские эпохи угленакопления — от среднего девона до поздней перми — наблюдается явное преобладание пластов тонких и средних (до 3 м) простого строения или средней сложности

(рис. 7). Форма залежей преимущественно пластообразная, мощность их выдерживается на большом протяжении, особенно по простиранию. В этих группах по мощности и строению встречаются все петрографические типы пластов, характерные для палеозоя. С увеличением мощности строение пластов, как правило, усложняется; сверхмощные угольные залежи палеозоя имеют обычно сложное строение. При этом петрографически они не столь разнообразны, как тонкие и средние пласты угля. Наиболее высокий процент мощных пластов характерен для гелитолито-фюзенолитового типа залежей.

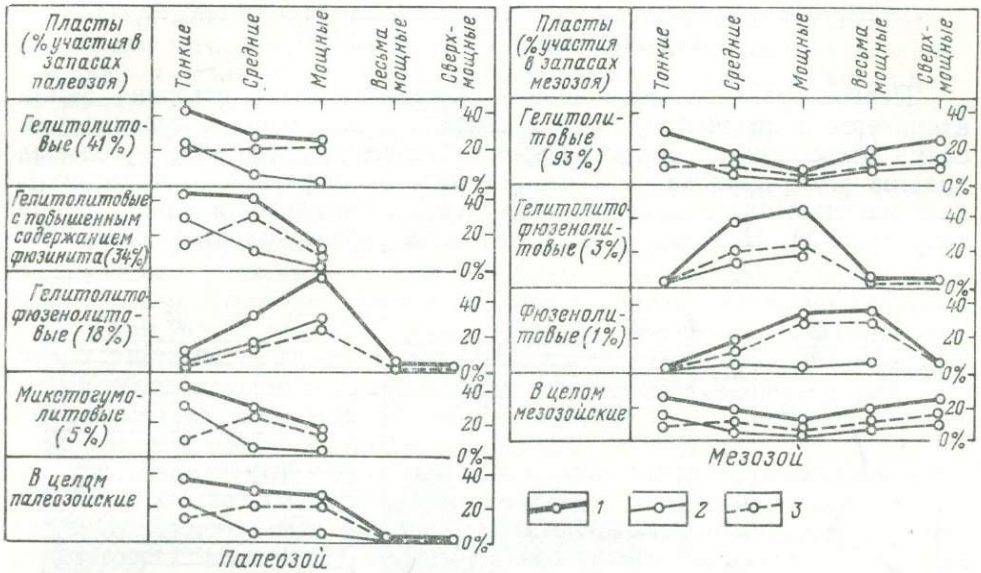


Рис. 7. Относительное распределение угольных пластов по мощности и строению в зависимости от петрографического состава

Содержание пластов (в %): *1* — простых, средней сложности и очень сложных; *2* — простых; *3* — средней сложности и очень сложных.

Особо следует остановиться на данных для гелитолитового типа пластов, который составляет более 40% всех угольных запасов палеозоя (без Тунгусского бассейна). В Донбассе, как и в крупнейших карбоновых формациях Западной Европы, преобладающая часть запасов относится к тонким пластам гелитолитового типа. Но в пределах СССР среди гелитолитовых пластов наблюдается значительный процент средних и мощных (до 5—6 м) за счет крупных запасов ерунаковской свиты Кузнецкого бассейна.

Угли мезозоя составляют около половины угольных запасов СССР. В этот период увеличивается роль континентального угленакопления (озерно-бассейновые, озерно-болотные, пойменные условия). В целом, строение и мощность пластов угля становятся более разнообразными, чем в палеозое, и уменьшается выдержанность их на площади. Значительный процент составляют тонкие пласты, представленные различными петрографическими типами, но совершенно явно возрастает роль весьма мощных и сверхмощных угольных залежей. Среди последних по петрографическому типу развиты почти исключительно гелитолитовые пласты. В то же время мощные и частично весьма мощные залежи наиболее часто отмечаются в фюзенолитовом и гелитолито-фюзенолитовом типах.

Строение залежей в общем усложняется, но в то же время наблюдается тип чистых (малозольных) простых по строению сверхмощных гелитолитовых пластов. Среди сверхмощных гелитолитовых пластов вы-

деляются два характерных подтипа: первый, представленный пластами очень сложного строения (челябинский подтип), и второй, представленный пластами простого строения (березовский подтип, Канско-Ачинский бассейн).

В кайнозое по мощности преобладают средние и мощные пласты; тонкие пласты имеют меньшее промышленное значение, встречаются и сверхмощные залежи. По строению пласты простые и чаще средней сложности. Как и в мезозое, здесь встречаются очень мощные залежи относительно простого строения.

ИЗМЕНЕНИЕ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО СОСТАВА УГОЛЬНЫХ ПЛАСТОВ ПО ЭПОХАМ УГЛЕНАКОПЛЕНИЯ

Первое сравнительно мощное угленакопление в истории Земли начинается в девонскую эпоху и связано в основном со среднедевонскими отложениями. Петрографический состав и строение угольных пластов этого периода детально изучены на Барзасском месторождении, основной пласт которого относится к гелитолито-липоидолитовому типу (рис. 8). Находки галек углей типа барзасских свидетельствуют

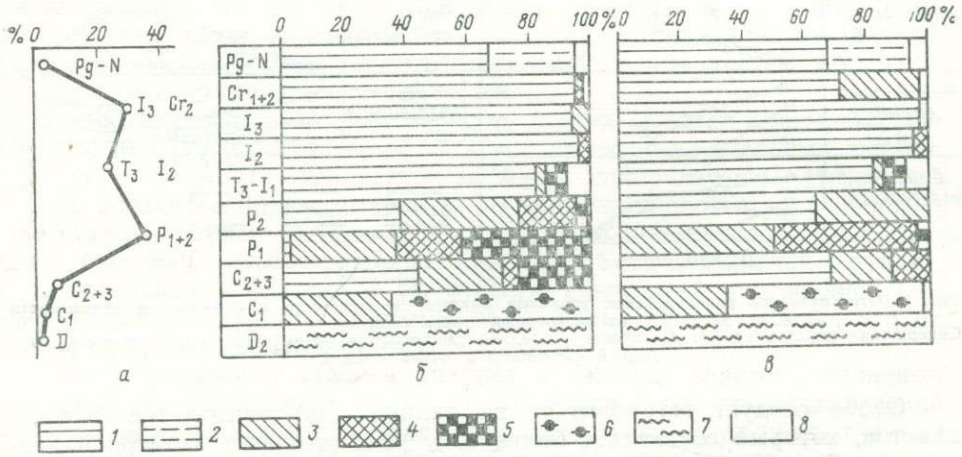


Рис. 8. Относительное распределение основных типов угольных пластов в геологические периоды
а — участие углей данного возраста в общих запасах СССР; *б* — распределение типов пластов с учетом Тунгусского и Ленского бассейнов, *в* — то же, без Тунгусского и Ленского бассейнов. Типы пластов: *1* — гелитолитовые; *2* — гелито-аттритовые; *3* — гелитолитовые с повышенным содержанием фюзинита; *4* — гелитолито-фюзенолитовые; *5* — фюзенолитовые; *6* — микстогумолитовые, *7* — гелитолито-липондолитовые; *8* — прочие

о более широком распространении угленосности в девоне, чем это установлено в настоящее время. Возникновение промышленных угольных залежей совпадает с массовым развитием наземной псилофитовой растительности, что является также косвенным доказательством псилофитовой природы среднедевонских углей.

В позднем девоне изменение растительности, условий ее обитания и отмирания привело к образованию пластов по составу более близких к карбоновым, чем к среднедевонским угольным залежам. По данным С. Н. Наумовой, А. А. Любер и Е. К. Вандерфлит, верхнедевонские угли р. Волонги представлены преимущественно полублестящими и полуматовыми клареновыми полосчатыми углями. А. А. Любер определила в них споры, относящиеся к папоротникообразным растениям, что наряду с углепетрографическими данными указывает на иной состав исходного материала верхнедевонских углей по сравнению с среднедевонскими барзасситами. Близки к описанным и каменные угли,

установленные во франских отложениях юго-востока Русской платформы. По данным А. П. Блудорова, здесь распространены гумусовые тонкополосчатые клареновые угли, образовавшиеся из остатков высших растений [18, 19].

В раннем карбоне преимущественное развитие имеют микстогумолитовые пласты (V тип — 35%), петрографические особенности которых были рассмотрены на примере Подмосковного бассейна. Одновозрастные пласты Кизеловского и Донецкого бассейнов обнаруживают большое сходство с пластами Подмосковного бассейна. Они содержат до 60% углей класса микстогумолитов. Но они отличаются меньшей мощностью, более простым строением и отсутствием типичных сапропелитов. Как и в Западном Донбассе, в Кизеловском бассейне пласты углей имеют циклическое строение [43]. Образование каждого цикла начиналось в условиях комплекса фаций обводненных болот, когда формировались блестящие и полублестящие угли класса гелитолитов. В дальнейшем этот комплекс сменялся на длительный период комплексом фаций проточных болот, в условиях которых накапливался растительный материал полуматовых и матовых углей класса микстогумолитов, обогащенных компонентами группы липоидинита.

По направленности процесса торфонакопления — от менее к более обводненным условиям — рассматриваемый цикл сходен с более поздними типами строения пластов среднего карбона. Различие заключается в том, что в раннем карбоне, в связи с массовым развитием споровых растений, к более обводненной части цикла приурочены аттритовые угли с высоким содержанием споринита, а в среднем карбоне более обводненная часть пласта представлена аттритовыми углями с примесью меньших количеств споринита.

Так называемый нормальный профиль пласта Рурского бассейна сложен в нижней части блестящим углем, а в средней и верхней частях обогащен прослойками дюреновых матовых и полуматовых углей. Несмотря на исключения, более 50% исследованных разрезов угольных пластов в упомянутом бассейне представлены таким типом [319]. Близкий к изученному тип разреза угольного пласта наблюдается и в некоторых карбоновых месторождениях Северной Америки [338]. Таким образом, данный цикл торфонакопления, появляющийся в раннем карбоне, получает дальнейшее развитие в среднем и позднем карбоне. При сходстве процессов в цикле наблюдается образование углей разного петрографического состава, что обусловлено главным образом изменением состава углеобразующей растительности.

Наряду с микстогумолитовыми пластами, в раннем карбоне (табл. 25) значительную роль играют и гелитолитовые пласты с повышенным содержанием фюзинита (II тип — 34%). Особое положение в раннем карбоне и вообще в палеозойском угленакоплении занимают угольные пласты Экибастузского месторождения. Они выделяются по своей мощности, исключительно сложному строению а также по наличию в их составе значительных слоев углей класса фюзенолитов. Последние еще не имеют такого типичного строения, как фюзенолиты мезозоя, и являются чаще переходными по составу от гелитолитов к фюзенолитам. Местами к тому же они содержат значительную примесь липоидинита. В раннем карбоне также установлены пласты угля со значительным участием гумито-сапропелитов и собственно сапропелитов (VII тип), но в количественном отношении они играют подчиненную роль (2%).

Все отмеченные выше типы пластов распространены в бассейнах платформенных или переходных, в субгеосинклинальных и субплатформенных зонах геосинклинальных формаций. С типичными геосинклинальными областями этой эпохи угленакопления связаны гелитолитовые пласты (I тип) сложного строения и высокой углефикации —

Таблица 25

Распределение (в %) типов пластов углей в нижнекарбоновую эпоху угленакопления

Пласты по строению и мощности	Пласты по составу				Общее распределение пластов по строению и мощности
	микстогумолитовые (V тип)	гелитолитовые с повышенным содержанием фюзинита (II тип)	гелитолито-фюзенолитовые (III тип)	гумитосапропелитовые (VII тип)	
Тонкие простые	36	25	—	10	28
Тонкие сложные	13	40	—	—	21
Средние простые	6	—	—	20	3
Средние сложные	27	28	—	55	26
Мощные сложные	18	7	—	15	18
Весьма мощные и сверхмощные сложные	—	—	100	—	9
Общее распределение пластов по петрографическому типу	5	34	9	2	100

Т, ПА А (Егоршинское, Полтаво-Брединское месторождения). Их роль, однако, в раннекарбоновом угленакоплении весьма незначительна и поэтому они не учитываются в табл. 25.

В средне-верхнекарбоновую эпоху угленакопления состав пластов существенно изменяется (табл. 26). Согласно общепринятым представ-

Таблица 26

Распределение (в %) типов пластов углей в средне-верхнекарбоновую эпоху угленакопления (а — без учета Тунгусского бассейна, б — с учетом Тунгусского бассейна)

Пласты по мощности и строению	Пласты по составу								Общее распределение пластов по мощности и строению	
	гелитолитовые (I тип)		гелитолитовые с повышенным содержанием фюзинита (II тип)		гелитолито-фюзенолитовые (III тип)		фюзенолитовые (IV тип)			
	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б
Тонкие простые	50	50	35	52	32	32	—	64	49	55
Тонкие сложные	40	40	27	11	18	17	—	—	39	24
Средние простые	3	3	34	24	50	51	—	16	11	13
Средние сложные	7	7	3	12	—	—	—	20	до 1	8
Мощные сложные	—	—	до 1	до 1	—	—	—	—	до 1	до 1
Общее распределение пластов по петрографическому составу	70	43	21	28	9	5	—	24	100	100

лениям этот период характеризуется исключительно широким распространением гелитолитовых пластов с высоким содержанием витринита (клареновые угли). Это положение совершенно справедливо, если иметь в виду угленосные формации Донбасса и Западной Европы. Однако одновозрастные месторождения в Азиатской части СССР характеризуются иным петрографическим составом угольных залежей. Во многих гелитолитовых пластах здесь наблюдается повышенный процент фюзинита (Кузбасс) и, кроме того, встречаются пласты гелитолито-фюзенолитового и фюзенолитового типа (Тунгусский, Минусинский бассейны).

Полученные данные довольно существенно меняют сложившееся представление об исключительном развитии клареновых углей в рассматриваемый период. В частности, видно, что начало фюзенолитового углеобразования относится не к ранней перми, как считалось ранее, а к средне-позднекарбоновой эпохе и связано с бассейнами Азиатской части СССР. Различия в петрографическом составе угольных пластов отражают неодинаковые условия древнего торфонакопления, которые связаны с палеогеографическими и тектоническими факторами. Так, выявляется довольно четкая корреляция между развитием определенных типов пластов и типами растительных комплексов, существовавшими в эту эпоху.

По данным А. А. Любер, А. А. Петренко и др. [11] на территории СССР в течение среднего и позднего карбона выделяется два типа растительных комплексов. Один из них принадлежит западноевропейской флористической провинции (Донбасс, Кавказ) с господством теплолюбивых тропических форм. Второй растительный комплекс установлен для Тунгусской флористической провинции с умеренно теплым влажным климатом (Тунгусский, Кузнецкий, Минусинский и другие бассейны). К этому можно добавить и различия в типах торфяников — прибрежно-морских на западе и внутриконтинентальных на востоке, а также неодинаковый тектонический тип областей угленакопления. Связь состава углей с растительными группировками в среднем карбоне проявляется не только в региональном плане, но и локально при формировании отдельных слоев и циклов внутри угольного пласта [188, 305, 327].

Угольные пласты бассейнов, входящих в Тунгусскую флористическую область, отличаются не только по составу, но и по мощности: наибольшее количество средних и мощных пластов среднего и верхнего карбона относится к II и IV типам, распространенным в Азиатской части СССР (см. табл. 26).

В ранней перми происходит дальнейшее увеличение роли гелитолито-фюзенолитового и фюзенолитового типов угольных пластов, которые составляют (с включением Тунгусского бассейна) более половины запасов углей этого периода (табл. 27). Остальная часть представлена

Таблица 27

Распределение (в %) типов угольных пластов в нижнепермскую эпоху угленакопления (а — без учета Тунгусского бассейна, б — с учетом Тунгусского бассейна)

Пласты по мощности и строению	Пласты по составу							Общее распределение пластов по мощности и строению	
	гелитолитовые (I тип)	гелитолитовые с повышенным содержанием фюзинита (II тип)		гелитолито-фюзенолитовые (III тип)		фюзенолитовые (IV тип)			
	б	а	б	а	б	а	б	а	б
Тонкие простые	100	51	30	4	4	34	8	28	16
Тонкие сложные	—	4	2	4	3	—	—	4	1
Средние простые	—	17	24	14	17	32	20	16	20
Средние сложные	—	20	21	16	18	—	18	17	19
Мощные простые	—	1	10	35	36	—	14	17	17
Мощные сложные	—	8	13	27	22	34	7	18	12
Сверхмощные простые	—	—	—	—	—	—	19	—	8
Сверхмощные сложные	—	—	—	—	—	—	14	—	6
Общее распределение пластов по петрографическому составу	1	50	36	47	21	3	42	100	100

гелитолитовыми пластами с повышенным содержанием фюзинита. Чисто гелитолитовые пласты имеют ограниченное распространение. По сравнению со средним карбоном происходит относительное уменьшение запасов углей пластов тонких при возрастании количества пластов средних, мощных и сверхмощных.

По данным А. А. Любер [11], наиболее крупные пермские угольные бассейны располагаются в пределах развития тунгусской флоры, сохранившей многие сходные черты с флорой средне-верхнекарбоновой эпохи в Азиатской части СССР. Растительные комплексы второй половины пермского периода имеют свои отличия от нижнепермских комплексов, но они выражены не настолько четко, чтобы с ними можно было связать то изменение петрографического состава пластов, которое наблюдается в этот период. Как видно из диаграмм (см. рис. 8), в верхней перми встречаются те же типы угольных залежей, которые были установлены для нижней перми, но количественное соотношение их изменяется за счет более широкого развития гелитолитовых пластов (табл. 28). К ним относятся в основном пласты кольчугинской серии Кузбасса.

Таблица 28

Распределение (в %) типов угольных пластов в верхнепермскую эпоху (а — без учета Тунгусского бассейна, б — с учетом Тунгусского бассейна)

Пласты по мощности и строению	Пласты по составу						Общее распределение пластов по мощности и строению	
	гелитолитовые (I тип)		гелитолитовые с повышенным содержанием фюзинита (II тип)		гелитолито-фюзенолитовые (III тип)	фюзенолитовые (IV тип)		
	а	б	а	б	б	б	а	б
Тонкие простые	7	8	—	2	1	14	5	4
Тонкие сложные	7	8	20	16	22	22	11	10
Средние простые	8	8	—	9	22	21	6	11
Средние сложные	28	27	60	33	—	22	37	29
Мощные простые	2	2	—	9	21	—	1	8
Мощные сложные	48	47	20	18	34	21	40	33
Весьма мощные сложные	—	—	—	13	—	—	—	5
Общее распределение пластов по петрографическому составу	63	38	37	39	19	4	100	100

Одновременно с изменением состава происходит дальнейшее уменьшение запасов углей пластов тонких за счет возрастания относительной роли пластов средних и мощных. По строению в некоторых типах значительный процент составляют пласты очень сложные, с большим количеством породных прослойков (Печорский бассейн).

В целом палеозойское угленакопление на территории СССР характеризуется большим разнообразием состава угольных пластов, изменение которого может быть в той или иной степени сопоставлено с изменением палеогеографических и геотектонических факторов. При этом в пределах палеозоя более древние угольные пласты отличаются более однотипным составом. В девоне преобладающим является один тип пластов по петрографическому составу, в раннем карбоне — два типа пластов, из которых один имеет ведущее значение; в среднем и позднем карбоне, а также в перми существенное распространение получают три типа угольных пластов. Очевидно, что связано со все более возрастающим развитием разнообразных групп растений и со все большей их приспособляемостью к различным палеогеографическим условиям.

Из рис. 8 видно, что резко подавляющее значение как в раннем, так и в позднем мезозое имеют гелитолитовые пласты. Все остальные типы, в том числе такой характерный для нижнего мезозоя тип, как фюзенолитовый, в количественном отношении играют подчиненную роль (табл. 29, 30). Это видно и без подсчетов, если учесть, что к гели-

Таблица 29

Распределение (в %) типов угольных пластов в нижнемезозойскую эпоху угленакопления

Пласты по мощности и строению	Пласты по составу						Общее распределение пластов по мощности и строению
	гелитолитовые (I тип)	гелитолитовые с повышенным содержанием фюзинита (и липоидинита) (II тип)	гелитолитофюзенолитовые (III тип)	фюзенолитовые (IV тип)	гелитолитолипоидолитовые (VI тип)	гумитосапропелитовые (VII тип)	
Тонкие простые	3	—	2	2	—	11	3
Тонкие сложные	5	—	2	2	—	57	6
Средние простые	4	—	1	6	—	6	4
Средние сложные	8	—	23	13	95	—	9
Мощные простые	4	—	1	2	—	—	4
Мощные сложные	7	20	39	32	—	14	9
Весьма мощные простые	15	3	—	7	—	—	14
Весьма мощные сложные	16	77	17	30	3	2	16
Сверхмощные простые	19	—	—	—	—	—	17
Сверхмощные сложные	19	—	15	6	2	—	18
Общее распределение пластов по петрографическому составу	94	1	1	2	1	1	100

Таблица 30

Распределение (в %) типов угольных пластов в верхнемезозойскую эпоху угленакопления (а — без учета Ленского бассейна, б — с учетом Ленского бассейна)

Пласты по мощности и строению	Пласты по составу							
	гелитолитовые (I тип)		гелитолитовые с повышенным содержанием фюзинита (и липоидинита) (II тип)	гелитолитофюзенолитовые (III тип)		гумитосапропелитовые (VII тип)	Общее распределение пластов по мощности и строению	
	а	б	б	а	б	б	а	б
Тонкие простые	42	46	62	3	3	62	—	45
Тонкие сложные	23	23	38	2	2	38	—	23
Средние простые	14	14	—	23	23	—	—	14
Средние сложные	14	—	—	22	—	—	—	12
Мощные простые	—	—	—	26	26	—	—	1
Мощные сложные	3	3	—	23	23	—	—	3
Весьма мощные сложные	до 1	—	—	1	1	—	—	—
Сверхмощные сложные	3	2	—	—	—	—	—	2
Общее распределение пластов по петрографическому составу	93	96	1	7	2	1	100	100

толитовому типу относится подавляющая часть (более 95%) пластов Ленского бассейна, сверхмощные и мощные залежи Канско-Ачинского, Южно-Якутского и некоторых других бассейнов.

Существенно гелитолитовые пласты, получающие в мезозое исключительно широкое развитие, характеризуются рядом микроструктурно-петрографических особенностей углей. Для них типичны высокое содержание растительных остатков с сохранившимся анатомическим строением, линзовидно-полосчатые и штриховатые структуры, наличие в исходном материале большого количества листовой паренхимы и гелифицированной перидермы.

Некоторые изменения наблюдаются в микроструктуре и составе углей других типов пластов (табл. 31). Так, во II типе иногда наряду с фюзинитом отмечается заметная примесь в углях липоидинита (кутикулы, смолы, спор). В III и IV типах, содержащих угли класса фюзенолитов, большое значение приобретают структурные остатки в различной степени фюзенизированных тканей. В VI типе пластов, среди ведущей группы микрокомпонентов — липоидинита — основную роль играет резинит.

Второстепенные в количественном отношении типы пластов придают определенное своеобразие каждой эпохе и провинции угленакопления. Например, фюзенолитовый и гелитолито-фюзенолитовый типы пластов весьма характерны для юрских отложений Средней Азии и Казахстана. Они своеобразны и в настоящее время аналоги подобного торфообразования не встречаются. Накопление их связано с особыми фациями [11, 50 и др.].

Формирование пластов с большим количеством фюзенолитов происходит в областях с очень плоским рельефом. Значительное участие в составе торфообразователей принимают древовидные формы папоротников, которые дают большое количество древесины и коры. При этом характерен замедленный тектонический режим, что при наличии соответствующих условий способствует более или менее сильной фюзенизации растительного материала. Возможно, в данном случае особенное значение имели климатический фактор и какие-то минеральные катализаторы. В палеозойских бассейнах, например Тунгусском, наиболее значительное образование фюзенолитов происходило на участках с относительно замедленным тектоническим режимом опускания, тогда как в более активных подвижных областях формировались пласты углей иного состава.

Палеогеновое и неогеновое угленакопление на территории СССР значительно уступает по своим запасам угленакоплению предшествующих периодов и характеризуется довольно однообразным вещественно-петрографическим составом угольных пластов. Во всех известных месторождениях преобладают пласты с высоким содержанием компонентов группы витринита, иногда со значительным участием липоидинита.

По характеру разложения растительного материала среди них можно выделить два подтипа. Первый подтип по многим петрографическим признакам близок к гелитолитовым пластам мезозоя (о. Сахалин).

Второй подтип представленн землистыми бурыми углями, которые отличаются своеобразным характером превращения растительных остатков и сложены в основном аттритом (аттрито-гелитовый подтип). Иногда в этих углях наблюдается повышенный процент липоидных компонентов (смолы). В запасах СССР относительная роль аттрито-гелитовых пластов невелика, но они имеют широкое распространение во многих крупных третичных бассейнах Европы и Америки.

Как видно из изложенного, составленные таблицы подсчетов и диаграммы, несмотря на известную степень схематизации и обобщения,

Таблица 31

Сравнительная характеристика петрографических особенностей углей основных типов пластов

Типы пластов	Палеозой	Мезозой	Кайнозой
Гелитолитовые (I тип)	Характерны полосчатые макро- и микроструктуры. Среди гелифицированных компонентов преобладают слабоструктурные остатки и десмито-витринит	Часты линзовидно-полосчатые и штриховатые структуры. Среди гелифицированных компонентов распространены структурные остатки (паренхима, пробка, древесина). Десмито-витринит имеет ограниченное значение	Характерно появление своеобразных землистых углей с большим содержанием гелифицированного аттрита красного и желтого цвета
Гелитолитовые с повышенным содержанием фюзинита (II тип)	Преобладают полосчатые структуры. В значительном количестве отмечаются фюзинит, семифюзинит и микринит	Штриховатые, реже линзовидно-полосчатые структуры. Присутствуют структурные фрагменты фюзинита и семифюзинита, иногда заметная примесь липоидинита	Отсутствуют
Гелитолито-фюзенолитовые и фюзенолитовые (III и IV типы)	Полосчатые и штриховатые структуры, большую роль играют физенизированные компоненты (микринит, десмито-фюзинит)	Чаще штриховатые, иногда линзовидно-полосчатые структуры. Присутствуют крупные четко структурные фюзинит и семифюзинит и их аттриниты	"
Микстогумолитовые (V тип)	Наблюдаются штриховатые и полосчатые структуры. Характерно присутствие микринита, макро- и микроспор, иногда водорослей	Структуры линзовидно-полосчатые и штриховатые. Большую роль играют структурные гелифицированные и фюзенизированные остатки, макроспоры, смола, кутикула	"
Гелитолито-липоидолитовые (VI тип)	Преобладают штриховатые и тонкополосчатые структуры. Характерно сильное остудневание исходного материала и большое содержание в углях кутикулы (псилофитов)	Структуры штриховатые, иногда полосчатые. Среди липоидных компонентов преобладают включения смолы, гелифицированные остатки большей частью структурные	"
Гумито-сапропелитовые (VII тип)	Сапропелито-гумиты и гумито-сапропелиты, нередко залегают среди углей с повышенным содержанием фюзинита и липоидинита (среди микстогумолитов)	Сапропелито-гумиты, гумито-сапропелиты и сапропелиты образуют самостоятельные пласты или залегают среди гелитолитов с незначительным количеством фюзинита и липоидинита	"

позволяют наметить ряд количественных закономерностей в изменении состава, мощности и строения пластов во времени, по эпохам угленакопления. Они уточняют выявленные еще Ю. А. Жемчужниковым общие закономерности развития угленакопления в геологической истории и дают некоторые новые представления об эволюции углегенеза.

Дальнейший более детальный и комплексный анализ обширного углепетрографического материала по отдельным эпохам угленакопления может привести к более полному раскрытию закономерностей и выявлению новых связей между различными свойствами (признаками) угольного пласта.

Предложенная в монографии схема типизации пластов основана на их петрографическом составе, но одновременный учет мощности и строения залежей придает этой схеме определенный генетический характер. Однако необходимы еще дальнейшие специальные исследования фациальных признаков углей и фациальных типов древнего торфонакопления, которые должны проводиться в комплексе с литологическим и общегеологическим изучением угленосных формаций.

Наличие характерных сочетаний (парагенезиса) основных признаков в пластах различного возраста и типа дает основание надеяться, что со временем удастся разработать общую классификацию угольных пластов, т. е. не раздельно по петрографическому составу, мощности, строению, зольности и т. п., а комплексно по всем основным параметрам, а также по изменчивости этих параметров и их корреляции.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Эффективное решение проблем петрологии углей возможно лишь путем использования петрографических методов исследования в комплексе с методами всех смежных наук: палеоботаники, углехимии, углефизики, геохимии, литологии и др.

Одной из задач современной углепетрографии является совершенствование классификации микрокомпонентов ископаемых углей, возможно более полно отражающей существующее их разнообразие по вещественному составу, оптическим свойствам и элементам исходного растительного материала, т. е. фитеральному составу. Одним из основных методов решения этой задачи должно быть сочетание микроскопического изучения углей в штуфовых шлифах и аншлифах с исследованием углей по фракциям разделения. Такой метод позволяет параллельно с микроскопическим исследованием производить по концентратам микрокомпонентов изучение их химических свойств и тонкой структуры. При этом концентраты могут быть получены даже из тех микрокомпонентов, которые встречаются в углях в малых количествах. Необходимо совершенствование разнообразных методов исследования микрокомпонентов углей — определение их отражательной способности, двупреломления, микротвердости, цветовых тонов и др.

Главное внимание при исследовании угольного вещества должно быть посвящено классу гелитолитов, слагающему 90% всех запасов ископаемых углей. Прогнозы качества этих углей с учетом их вещественно-петрографического состава и стадии углефикации в настоящее время часто вызывают затруднения. Исследование углей этого класса следует проводить, с одной стороны, по линии изучения их исходного растительного материала (фитеральный анализ), а с другой стороны — по линии разработки диагностических признаков углей различных степеней восстановленности. Распознавание влияния этих двух факторов, взаимно связанных друг с другом, позволит правильнее прогнозировать качество изометаморфных углей с одинаковым содержанием микрокомпонентов группы витринита.

Важной задачей является специальное углубленное изучение углей классов микстогумолитов и фюзенолитов, генезис которых все еще остается недостаточно выясненным. Дискуссионными остаются причины отсутствия углей классов липоидолитов, микстогумолитов, сапрогелитолитов, гелито-сапропелитов и собственно сапропелитов на стадиях углефикации выше жирных. Обусловлено ли это глубокими превращениями липоидного вещества в процессе углефикации, неразработанностью методов, позволяющих распознавать угли этих классов на любых стадиях углефикации или какими-либо другими причинами? Этот вопрос еще требует специального исследования.

Для уточнения ряда теоретических представлений в петрологии углей необходимо проведение параллельных исследований в проходящем и отраженном свете всех групп микрокомпонентов и особенно группы витринита на различных стадиях углефикации. При этом особое внимание нужно уделять наиболее слабоизученному отрезку углефикационного ряда от коксовых углей до антрацитов.

До настоящего времени нет единого мнения об условных границах содержания групп микрокомпонентов в классах и подклассах углей.

Выяснение этого вопроса требует специальных химико-петрографических и технологических исследований на представительном специально отобранном материале с учетом его макро- и микроструктурных особенностей углей и их стадии углефикации.

Специальному изучению подлежат высокозольные угли. Они требуют постановки параллельных минералого-углепетрографических, геохимических и фациальных исследований.

Ряд невыясненных положений остается в области изучения углей контактового метаморфизма. Прежде всего необходимо дальнейшее накапливание конкретных данных по петрографическим изменениям микрокомпонентов и типов углей из зон воздействия магматических интрузий параллельно с изучением их химических и физических свойств, а также детальная характеристика геологической обстановки контакта и петрографического состава интрузивных пород.

В области исследования пластов углей, как определенных геологических тел, необходимо следующее.

1. Изучение парагенезиса микрокомпонентов и типов углей в пластах различных геологических формаций. Качественный и количественный анализ изменчивости свойств и признаков угольных пластов на площади и во времени в связи с изменениями общих геологических условий.

2. Исследование стратиграфии угольных пластов методами петрологии углей. Фациальный и циклический анализ пластов углей в целях выяснения их генезиса и применения этих данных для корреляции и для восстановления палеогеографии древнего торфонакопления.

Выяснение качественных и количественных связей между петрографической характеристикой пластов углей и их химико-технологическими свойствами (зольность, элементарный состав, спекаемость и др.), распределением редких элементов, обогатимостью и т. п.

4. Сопоставление угольных пластов, как погребенных древних торфяников, с современными осадками болот и озер с целью изучения процессов преобразования растительного материала в условиях разной геохимической среды и различных палеогеографических обстановок.

5. Разработка генетической классификации угольных пластов на основе комплекса петрографических, геологических и химических показателей, относящихся к пласту в целом. Изучение изменения типов пластов углей в ходе их дальнейшего преобразования (метаморфизма, окисления, разрушения).

Наконец, актуальнейшей задачей на современном этапе является создание единой методики изучения угольных пластов методами углепетрографии и фациального анализа как при проведении научных исследований, так и при производстве разведочных работ, эксплуатации и промышленном использовании углей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Адрианова О. С., Кирюков В. В Атлас углей Южно-Уральского буроугольного бассейна. М., «Наука», 1964, 75 с.

2. Ажгиревич Л. Ф. Петрографическая характеристика углей и строение угольных пластов верхнедуйской свиты. — «Труды Лабор. геологии угля АН СССР», 1963, вып. 19, с. 150—178.

3. Ажгиревич Л. Ф. Изменение углей Сахалина под влиянием контактового метаморфизма. — В кн.: Материалы IX совещания работников Лаборатории геологич. организаций, вып. 8. Л., «Недра», 1965, с. 48—57.

4. Аммосов И. И. Новые данные по петрографии углей Кузбасса. — В кн.: Сб-к по геологии Сибири. Томск, Изд-во ЗСГРТ, 1933, с. 134—152.

5. Аммосов И. И. О генезисе угля Ленинского месторождения в Кузбассе. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1945, 42 с.

6. Аммосов И. И. Характерные особенности типичных углей Востока и Севера СССР. М., Изд-во АН СССР, 1953, 92 с.

7. Аммосов И. И. Петрографический состав углей СССР и некоторые его изменения. — «Сов. геология», 1963, № 1, с. 119—128.

8. Аммосов И. И., Аммосова Я. М. Изменение микроструктуры углей при термическом воздействии. — «Труды ИГИ», 1959, т. 8, с. 66—88.

9. Аронов С. Г., Нестеренко Л. Л. Химия твердых горючих ископаемых. Харьков, Изд-во Харьковского ун-та, 1960, 371 с.

10. Атлас верхнепалеозойских углей Кузнецкого бассейна. «Наука», 1966, 367 с. Авт.: А. Б. Травин, Э. М. Сендерзон, В. П. Шорин, Т. А. Громова, Е. Е. Иванькова, К. С. Пермитина, М. Е. Попова, В. Ф. Шугуров, Т. С. Юсупов.

11. Атлас карт угленакопления на территории СССР. Объяснительная записка. Гл. ред. И. И. Горский. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1962, 527. с.

12. Атлас микроструктуры углей Донецкого бассейна. М., Изд-во АН СССР, 1955, 45 с. Авт.: В. С. Яблоков, Л. И. Боголюбова, В. В. Калиненко, К. И. Иносова, А. М. Ищенко.

13. Атлас микроструктуры углей СССР. Ред. Ю. А. Жемчужников и З. В. Ергольская. — «Труды ЦНИГРИ», 1937, вып. 101, 186 с.

14. Атлас углей Днепровского бассейна. Киев, Изд-во АН УССР, 1960, 45 с. Авт.: А. П. Агулов, А. М. Алексеев, М. Я. Барыш, Н. А. Доморацкий, С. Т. Левин, П. Г. Нестеренко, А. З. Широков, А. Г. Шпахлер.

15. Атлас углей Кавказа. М., Изд-во АН СССР, 1961, 167 с. Авт.: Б. И. Гуджеджиани, Б. К. Чичуа, Г. Д. Петровский, Г. А. Кометиани, М. В. Азмайпарашвили, З. Е. Авалишвили, Т. М. Мирзиашвили.

16. Атлас углей нижнего карбона Донецкого бассейна. М., «Наука», 1964, 101 с. Авт.: М. Д. Бердюкова, К. И. Иносова, А. М. Ищенко, А. К. Коломейцева, М. М. Лифшиц, Д. К. Пазухина, Л. Н. Шараева, А. З. Широков.

17. Атлас углей Подмосковного бассейна. Тула, Изд-во Центр. бюро техн. инфор. 1961. Т. 1, 196 с., т. 2, 56 табл. Авт.: В. С. Яблоков, Н. П. Гвоздева, В. И. Кочетова, Н. И. Умнова, Н. Л. Крень, М. И. Шмидт, Е. К. Вандерфлит.

18. Блудоров А. П. Краткая история формирования углей и горючих сланцев в Татарии. — «Изв. Казан. фил. АН СССР. Сер. геол. наук», № 2, 1954, с. 37—49.

19. Блудоров А. П. Геологические условия преобразования угольного вещества на юго-востоке Русской платформы. — В кн.: Генезис твердых горючих ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 166—179.

20. Блудоров А. П. Угли среднего и верхнего палеозоя Волго-Уральской области. М., «Наука», 1964, 63 с.

21. Богданов В. В., Гинзбург А. И. Горючие сланцы Болтышского месторождения Украины. — «Химия твердого топлива», 1967, № 5, с. 128—135.

22. Богданова Л. А. Петрографическая характеристика углей западной окраины Тунгусского бассейна. — «Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер.», 1963, т. 92, с. 84—86.

23. Богданова Л. А. Петрографические особенности термально-метаморфизованных углей Тунгусского бассейна. — «Литология и полезные ископаемые», 1965, № 5, с. 43—56.

24. Богданова Л. А. Петрографическая характеристика углей Лиственско-Вальковского месторождения Норильского района. — «Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер.», 1968, т. 132, с. 152—163.

25. Богданова Л. А. Результаты петрографического изучения контактово-метаморфизованных углей Тунгусского бассейна. — В кн.: Вопросы метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих пород. Л., «Наука», 1968, с. 205—221.

26. Богданова Л. А. Метаморфический ряд углей Тунгусского бассейна. — «Литология и полезные ископаемые», 1971, № 6, с. 84—98.

27. Богданова Л. А. Сравнительная характеристика графита и высокоанизотропных микрокомпонентов углей. — В кн.: Осадконакопление и генезис углей карбона СССР. М., «Наука», 1971, с. 249—256.

28. Богданова Л. А., Гаврилова О. И., Топорец С. А. Об изменении каменных углей под влиянием секущих интрузий малой мощности. — «Докл. АН СССР», 1964, т. 159, № 3, с. 564—567.

29. Богданова М. В. Химическая характеристика петрогенетических типов нижнемезозойских углей и качество угольных пластов Алакульского месторождения. — «Труды Лабор. геологии угля», 1961, вып. XIII, с. 242—249.

30. Богданова М. В. Химические особенности и генезис бурых углей Казахстана. М.—Л., «Наука», 1966, 164 с.

31. Богданова М. В. и Волкова И. Б. Зависимость химической характеристики бурых плотных углей от их генетического типа и степени углефикации. — В кн.: Геология угленосных формаций и стратиграфия карбона СССР. М., «Наука», 1965. с. 111—120.

32. Богданова М. В. и Волкова И. Б. Об особенностях химической характеристики и вещественно-петрографического состава типов углей Канско-Ачинского бассейна.— В кн.: Материалы IX совещания работников лабораторий геологических организаций, вып. 8. Л., «Недра», 1965, с. 82—88.

33. Боголюбова Л. И. Петрографическая и химическая характеристика некоторых типов углей Волчанского и Богословского месторождений. — В кн.: Генезис твердых горючих ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 137—142.

34. Борисов П. А. Проблема шунгита. — В кн.: Тезисы докладов на научной сессии, посвященной подведению итогов научно-исследовательских работ Карело-Финского филиала АН СССР за 1953—1954 гг. Петрозаводск, 1955, с. 63—65.

35. Бочковский Ф. А., Лущихин Г. М. Перспективы нахождения коксующихся углей в южной половине Тунгусского бассейна. — В кн.: Полезные ископаемые Красноярского края. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 77—87.

36. Бродская Н. Г. Карбонатные конкреции в третичных отложениях Сахалина. — В кн.: К познанию диагенеза осадков. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 156—195.

37. Вальц И. Э. Петрографические типы углей Губахинского месторождения Кизеловского района. — «Химия твердого топлива», 1936, № 2, с. 83—94.

38. Вальц И. Э. О новой терминологии элементов исходного материала ископаемых углей. — «Труды Лабор. геологии угля АН СССР», 1956, вып. VI, с. 31—41.

39. Вальц И. Э. Петрографический состав и строение угольных пластов Южной Якутии. — «Труды Лабор. геологии угля АН СССР», 1961, вып. XI, с. 176—277.

40. Вальц И. Э. Первичные и диагенетические изменения микроструктуры растительного материала на торфяной и буроугольной стадиях. — В кн.: Вопросы метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих пород. Л., «Наука», 1968, с. 15—25.

41. Вальц И. Э., Гинзбург А. И., Крылова Н. М. Основные принципы вещественно-петрографической классификации углей. — «Химия твердого топлива». 1968, № 3, с. 9—21.

42. Вальц И. Э., Крылова Н. М., Крапивенцева В. В. К вопросу о составе и свойствах гелифицированного вещества углей. — «Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер.», 1968, т. 132, с. 61—71.

43. Васильев П. В. Палеогеографические условия формирования угленосных отложений нижнего карбона западного склона Урала. М., Углетехиздат, 1950, 208 с.

44. Васильев П. В. Методы геологических наблюдений и исследований в угольных шахтах. М., Углетехиздат, 1951, 324 с.

45. Вернадский В. И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М., «Наука», 1965, 344 с.

46. Веселовский В. С. Химическая природа горючих ископаемых. М., Изд-во АН СССР. 1955, 424 с.

47. Волков Н. А., Четвериков С. Д., Лучицкий В. И. Минеральные образования в пласте Средний Карагандинского района. — «Разведка недр», 1934, № 2, с. 31—34.

48. Волкова И. Б. Петрографический состав и условия образования углей нижнемезозойских месторождений Казахстана. — «Докл. АН СССР», т. 119, № 2, 1958, с. 343—346.

49. Волкова И. Б. О гальке псилофитовых углей (типа барзасских) на Кендерлыкском месторождении. — «Докл. АН СССР», 1961, т. 141, № 3, с. 715—718.

50. Волкова И. Б. Петрографический состав и типы угольных пластов нижнемезозойских отложений Казахстана. — «Труды Лабор. геологии угля АН СССР», 1963, вып. XX, с. 227—237.

51. Волкова И. Б. О кремневых конкрециях в пластах Канско-Ачинского бассейна. — «Литология и полезные ископаемые», 1967, № 3, с. 81—98.

52. Волкова И. Б. О типах мощных пластов Канско-Ачинского бассейна. — «Химия твердого топлива», 1968, № 1, с. 3—12.
53. Волкова И. Б. О фациальном анализе в петрологии углей. — «Труды ВСЕГЕИ», 1968, т. 132, с. 80—90.
54. Волкова И. Б. О карбонатных конкрециях в угольных пластах Канско-Ачинского бассейна. — «Литология и полезные ископаемые», 1971, № 1, с. 33—41.
55. Волкова И. Б. Типы угольных пластов основных эпох угленакопления на территории СССР. — «Химия твердого топлива», 1971, № 3, с. 3—11.
56. Волкова И. Б., Богданова М. В. Химико-петрографическая характеристика генетических типов бурых углей Орского бассейна. — В кн.: Сб статей молодых научных сотр. лен. геол. учрежд. АН СССР, № 1. Л., Изд-во АН СССР, 1958, с. 189—201.
57. Вырвич Г. П. К вопросу о связи петрографических типов антрацитов Донецкого бассейна с генетическими типами по восстановленности. — «Химия твердого топлива», 1967, № 6, с. 46—51.
58. Вырвич Г. П. Исходный растительный материал и типы по исходному материалу антрацитовых углей Донецкого бассейна. — В кн.: Геологич. строение Ростовской и сопредельных областей Ростова-на-Дону». Ростов-на-Дону. 1972, с. 114—125.
59. Вырвич Г. П., Лапо А. В. Микроструктура витренизированной перидермы сигиллярий в антрацитах Донецкого бассейна. — «Докл. АН СССР», 1970, т. 190, № 3, с. 672—674.
60. Гаврилова О. И. Химическая характеристика изменения витренов и фюзенов метаморфического ряда углей Донбасса. — «Труды Лабор. геологии угля АН СССР», 1962, вып. XVI, с. 173—196.
61. Гаврилова О. И. Химические свойства и метаморфизм углей из зон контактов с секущими интрузиями. — В кн.: Вопросы метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих пород. Л., «Наука», 1968, с. 163—182.
62. Гвоздева Н. П. Угли Подмосковного бассейна и их классификация по физико-механическим свойствам. — М., Углетехиздат, 1948, 157 с.
63. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, т. 8, М., «Недра», 1964, 790 с. т. 10. М., Госгеолтехиздат, 1962, 404 с.
64. Геолого-углехимическая карта Донецкого бассейна, вып. 8. М., Углетехиздат, 1954, 430 с.
65. Гинзбург А. И. Типы углей месторождений Ферганы. — «Химия твердого топлива», 1937, № 6, с. 509—519.
66. Гинзбург А. И. Химико-петрографическая характеристика мезозойских каменных углей восточного склона Урала. — «Разведка недр», 1940, № 10—11, с. 21—24.
67. Гинзбург А. И. Петрографическая характеристика углей Северо-Восточного Пай-Хоя.— «Труды Горно-геологич. управл. Главсевморпути при СНК СССР», 1941, т. 8, с. 135—139.
68. Гинзбург А. И. Петрографические разновидности гумусовых углей. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1951, № 4, с. 81—98.
69. Гинзбург А. И. Условия углеобразования в Восточно-Ферганском (Узгенском) бассейне. — «Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер.», 1956, т. 14, с. 67—128.
70. Гинзбург А. И. К вопросу об эволюции фюзена при метаморфизме в углях Средней Азии. — «Материалы ВСЕГЕИ», 1957, вып. 8, с. 252—258.
71. Гинзбург А. И. Органические компоненты углей, углистых пород и горючих сланцев. — В кн.: Справочное руководство по петрографии осадочных пород, т. I. М., Госгеолтехиздат, 1958, с. 463—475.
72. Гинзбург А. И. Сульфидные конкреционные образования в угольных пластах Ангренского месторождения. — «Докл. АН СССР», 1959, т. 124, № 4, с. 907—910.
73. Гинзбург А. И. Некоторые новые данные о петрографическом составе углей севера Читинской области. — «Информ. сб. ВСЕГЕИ», 1960, № 36, с. 89—96.
74. Гинзбург А. И. Петрографическая характеристика сапропелитов и сапрогумолитов. — «Сов. геология», 1962, № 8, с. 62—78.
75. Гинзбург А. И. Зависимость химического состава и физических свойств сапропелитов и сапрогумолитов от содержания микрокомпонентов группы альгинита. — «Литология и полезные ископаемые», 1964, № 5, с. 51—67.
76. Гинзбург А. И. К вопросу о генетической классификации углей. — «Изв. АН СССР», Сер. геол.», 1964, № 7, с. 94—98.
77. Гинзбург А. И. Особенности петрографического состава палеогеновых бурых углей Европейской части СССР и распределение в них микроэлементов. — «Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер.», 1968, т. 132, с. 264—279.
78. Гинзбург А. И. Петрографическая и генетическая характеристика углей. — В кн.: Геология местор. угля и горючих сланцев СССР, т. 6. М., «Недра», 1968, с. 111—136.
79. Гинзбург А. И. Органическое вещество петрографических типов горючих сланцев (на примере некоторых месторождений). — «Литология и полезные ископаемые», 1969, № 4, с. 39—52.
80. Гинзбург А. И. и Яворский В. И. Петрографическая характеристика юрских углей Кузнецкого бассейна из района д. Чистая Грива. — «Информ. сб. ВСЕГЕИ», 1960, вып. 36, с. 177—182.

81. Годлевский М. Н., Кравцов Г. С., Сливко В. М. Вопросы теплообмена интрузива и вмещающих пород и контактовый термометаморфизм углей вблизи трапповых интрузивов. — «Геология и геофизика», 1962, № 2, с. 6—24.

82. ГОСТ 9414-60. Угли каменные. Метод определения петрографического состава. М., 1960, 35 с.

83. ГОСТ 12112—66. Угли бурые. Метод определения петрографического состава. М., 1966, 27 с.

84. Григорьев М. Ю. О генезисе ископаемых гумусовых углей Кузнецкого бассейна. — В кн.: Научные труды по вопросам переработки и качества углей Кузнецкого научн.-иссл. угольного ин-та, 1957, сб. 4, с. 3—47.

85. Дворников А. Г., Сахарнова И. Л. О микроструктурах пирита из угольных пластов Донбасса. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 184, № 6, с. 1402—1404.

86. Дворников А. Г., Тихоненкова Е. Г. Об особенностях распределения и состава дисульфидов железа из углей Донбасса. — «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1968, ч. 97, вып. 3, с. 309—320.

87. Дзенс-Литовская О. А. Генетические особенности пласта Верхняя Марианна Карагандинского бассейна. — «Труды Лабор. геологии угля АН СССР», 1954, вып. II, с. 321—331.

88. Дзенс-Литовская О. А. Рабдописситовый уголь Суйфунского каменноугольного бассейна Южного Приморья. — В кн.: «Угленосные формации некоторых регионов СССР». М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 473—486.

89. Дзенс-Литовская О. А. Особенности состава и строения угольных пластов западной части Приморского нижнемелового угленосного бассейна. — В кн.: Меловая растительность и угли Приморского угленосного бассейна. М., «Наука», 1965, с. 85—113.

90. Дзенс-Литовская О. А., Шарудо И. И. Угленосность. — В кн.: Геологическое строение и условия осадконакопления на территории Сучанского каменноугольного бассейна. Новосибирск, 1964, с. 96—139.

91. Дмитриев Г. А. Кластические жилы и дайки в угольных пластах и вмещающих породах Интинского месторождения. — «Докл. АН СССР», 1957, т. 115, № 5, с. 980—983.

92. Дроздова И. Н. О вторичных покровных тканях в мезозойских углях. — «Литология и полезные ископаемые», 1963, № 2, с. 297—300.

93. Дроздова И. Н. Исходный растительный материал ископаемых углей Арктических и некоторых других угленосных районов Сибири. — Автореф. канд. дис. Л., 1970, 22 с.

94. Дроздова И. Н., Корженевская Е. С., Лапо А. В. О фитералах средне- и верхнекарбоновых углей Донецкого бассейна. — В кн.: Осадконакопление и генезис углей карбона СССР. М., «Наука», 1971, с. 230—239.

95. Дубарь Г. П., Лущихин Г. М., Сцепинская Г. Л. Стратиграфия, угленосность и химико-петрографическая характеристика углей Нижне-Туматского месторождения Ленского бассейна. — В кн.: Некоторые вопросы геологии Азиатской части СССР. Л., Изд-во АН СССР, 1959, с. 152—175.

96. Думлер Л. Ф. Термальный метаморфизм углей Центрального Казахстана. М., «Наука», 1969, 80 с.

97. Ергольская З. В. Некоторые данные о петрографическом характере барзасских углей. — В кн.: Барзасские сапромикситы. М., Госхимиздат, 1933, с. 35—44.

98. Ергольская З. В. Новые данные о происхождении барзасских углей. — «Химия твердого топлива», 1934, № 1, с. 32—39.

99. Ергольская З. В. Петрографическое изучение барзасских углей. — «Труды ЦНИГРИ», 1937, вып. 70, с. 5—54.

100. Ергольская З. В. Еще об исходном материале барзасских углей. — «Химия твердого топлива», 1937, № 8, с. 663—665.

101. Ергольская З. В. Изменение ископаемых углей в процессе углефикации. — «Труды ЦНИГРИ», 1939, вып. 128, с. 1—51.

102. Ергольская З. В. Изменение ископаемых углей в процессе углефикации. — «Труды XVII сессии Международного геологического конгресса», т. I. М., ГОНТИ, 1939, с. 343—353.

103. Ергольская З. В. Природа углей Кузнецкого бассейна. — В кн.: Геология СССР, т. 16. М.—Л., Госгеолиздат, 1940, с. 614—635.

104. Ергольская З. В. Методика петрографического исследования угольного пласта для определения качества углей. — Матер. по геологии Зап. Сибири, 1947, № 59, с. 21—70.

105. Жемчужников Ю. А. О так называемых кеннельских углях. — «Химия твердого топлива», 1932, № 5—6. с. 426—437.

106. Жемчужников Ю. А. Введение в петрографию угля. М.—Л., Горгеолгиз, 1932, 115 с.

107. Жемчужников Ю. А. Введение в петрографию угля. Изд. 2-е, перераб. и доп. М.—Л., 1934, 224 с.

108. Жемчужников Ю. А. Общая геология каустобиолитов. М.—Л., 1935, 547 с.

109. Жемчужников Ю. А. Петрографическая характеристика и генезис углей. — В кн.: Челябинские угли. Материалы 1 конференции по углехимическим вопросам Челябинского бассейна. М.—Л., Изд-во АН СССР. 1935, стр. 36—44.

110. Жемчужников Ю. А. Петрографическая типизация гумитовых углей СССР. — «Труды XVII сессии Международного геол. конгресса», т. I. М., ГОНТИ, 1939, стр. 335—341.

111. Жемчужников Ю. А. Материалы к генезису Черновского и Букачачинского месторождений углей. — Труды Всесоюзного научн.-иссл. геол. разв. ин-та, вып. 134. 1941, 31 с.

112. Жемчужников Ю. А. Слоистость в ископаемых углях. — «Записки Ленинград. горн. ин-та», 1941, т. 13, вып. 3, с. 61—78.

113. Жемчужников Ю. А. Общая геология ископаемых углей. — М., Углетехиздат, 1948, 491 с.

114. Жемчужников Ю. А. Об углефикации и метаморфизме углей. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1952, № 1, с. 51—62.

115. Жемчужников Ю. А. О структуре в углепетрографии. — «Зап. Ленингр. горного ин-та», 1952, т. XXVI, вып. II, с. 17—31.

116. Жемчужников Ю. А. Две стадии в образовании ископаемых углей и их петрографическое выражение. — В кн.: Химия и генезис тверд. гор. ископ. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 38—43.

117. Жемчужников Ю. А. Развитие угленакопления в геологической истории. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.». 1955, № 3, с. 57—82.

118. Жемчужников Ю. А., Гинзбург А. И. Петрографическая характеристика углей Черемховского местор. — «Химия твердого топлива», 1935, № 5, с. 373—379.

119. Жемчужников Ю. А. и Гинзбург А. И. «Основная масса» в углях. — «Изв. АН СССР, отд. матем. и естеств. наук», № 6, 1936, с. 825—868, табл. 1—11.

120. Жемчужников Ю. А. и Гинзбург А. И. Ископаемые угли. — В кн.: Справочное руководство по петрографии осадочных пород, т. II. Л., Гостоптехиздат, 1958, с. 189—221.

121. Жемчужников Ю. А. и Гинзбург А. И. Основы петрологии углей. — М., Изд-во АН СССР, 1960, 400 с.

122. Жемчужников Ю. А. и Гудженджиани Б. И. О смоляном липтобиолите в углях Ткибульского месторождения. — «Химия твердого топлива», 1935, т. 6, № 8, с. 699—703.

123. Жуков О. В., Тарханеев Б. Ф., Черноусов Я. М. Полдневское месторождение коксующихся углей на Урале. — «Труды Свердловского горного ин-та», вып. 45, 1964, с. 97—102.

124. Жуковский П. М. Ботаника. Изд. 4, перераб. и доп. М., «Высшая школа», 1965, 667 с.

125. Забрамный Д. Т. Роль метаморфизма в образовании углей. — «Труды Ин-та химии АН УзССР», 1955, вып. 6, с. 27—48.

126. Забрамный Д. Т. О химических представлениях на процессы образования петрографических компонентов углей. — «Узб. хим. журнал», 1965, № 1, с. 43—46.

127. Забрамный Д. Т. О процессах образования гумусовых углей и их молекулярной структуре. — В кн.: Угли Средней Азии и пути их использования. Ташкент, «ФАН», 1968, с. 3—42.

128. Залесский М. Д. Изучение анатомии *Dadoxylon tchaitachefii Göppert* sp. «Труды Геолкома. Нов. сер.», 1911, вып. 68, с. 1—29.

129. Залесский М. Д. Очерк по вопросу образования угля. — Изд. Геолкома, 1914, 94 с., 10 табл.

130. Залесский М. Д. Естественная история одного угля. — «Труды Геолкома. Нов. сер.», 1915, вып. 139, 75 с., 12 табл.

131. Залесский М. Д. О морском сапропелите силурийского возраста, образованном сине-зеленой водорослью. — «Изв. АН СССР, VI серия», 1917, № 1, с. 3—18.

132. Залесский М. Д. Изучение микроскопического строения касьяновского сапропелевого угля Черемховского месторождения. — «Матер. по общ. и прикл. геол. Геол. комитета», 1928, вып. 92, с. 1—16, 3 табл.

133. Залесский М. Д. О генезисе барзасских сапромикститов. — «Изв. АН СССР. Отд. мат. и естеств. наук», 1931, № 3, с. 401—402.

134. Запасы углей и горючих сланцев СССР. Ред. Н. В. Шабаров и А. В. Тыжнов. М., Госгеолтехиздат, 1958, 178 с.

135. Зарицкий П. В. Конкреции угленосных отложений Донецкого бассейна. Изд-во Харьковского ун-та, 1959, 240 с.

136. Зарицкий П. В. Особенности строения конкреций дисульфида железа Днепровского буроугольного бассейна. — «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1963, ч. 92, вып. 6, с. 727—733.

137. Зарицкий П. В. О химизме конкреций дисульфида железа Днепровского буроугольного бассейна. — В кн.: Химич. состав и внутр. строение минералов. Киев, «Наукова думка», 1964, с. 41—54.

138. Зарицкий П. В. Кремнистые конкреции в углях Донбасса. — «Минер. сб. Львовск. ун-та», № 20, вып. I, 1966, с. 90—95.

139. Зарицкий П. В. О генезисе кремнистых конкреций в углях Донбасса.— «Зап. Всесоюз. минер. об-ва», 1967, ч. 96, вып. 3, с. 347—353.

140. Зарицкий П. В. Так называемые «тонштейны» в угольных пластах Донбасса и их генезис. — «Докл. АН СССР», 1967, т. 177, № 2, с. 422—425.

141. Иванов Г. А. Основные понятия и определения видов и стадий метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих пород.— В кн.: Вопросы метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих пород. Л., «Наука», 1968, с. 7—14.

142. Иванчин-Писарева Н. А. О стратиграфии и условиях угленакопления пластов Челябинского бассейна. — «Докл. АН СССР», 1946, т. 52, № 6, с. 529—532.

143. Иносова К. И. Петрографическая характеристика углей Донецкого бассейна. — В кн.: Геол. месторождений угля и горючих сланцев СССР, том I. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 297—322.

144. Иносова К. И. Исходный материал углей. — В кн.: Атлас углей нижнего карбона Донецкого бассейна, М., «Наука», 1964, с. 26—30.

145. Иносова К. И. Остатки органов спороношения в карбоновых углях Донецкого бассейна и значение их для выяснения генезиса типов углей. — «Литология и полезные ископаемые», 1969, № 3, с. 111—118.

146. История угленакопления в Печорском бассейне. — М.—Л., «Наука», 1965.

147. Калиненко В. В. Генезис юрских углей Тувы. — В кн.: Генезис твердых горючих ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 221—240.

148. Калмыков Г. С. Петрографический состав и метаморфизм углей Кизеловского каменноугольного бассейна. М., Изд-во АН СССР, 1960, 118 с.

149. К вопросу о классификациях микрокомпонентов и петрографических типов гумусовых углей. — В кн.: Материалы по геологии и петрографии углей СССР. — «Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер.», 1968, т. 132, с. 5—15. Авт.: Вальц И. Э., Волкова И. Б., Гинзбург А. И., Корженевская Е. С., Крылова Н. М.

150. Кизильштейн Л. Я. Морфология и происхождение некоторых выделений сингенетичного пирита в угольных пластах Донецкого бассейна. — «Литология и полезные ископаемые», 1967, № 2, с. 122—124.

151. Кизильштейн Л. Я. Некоторые новые данные о распределении серы и пирита в угольных пластах Донецкого бассейна. — В кн.: Мат. геол. исслед. на террит. Нижнего Дона и Нижн. Волги. Ростов-на-Дону, 1967, с. 152—159.

152. Кизильштейн Л. Я. К вопросу о биогеохимии серы в углях. — «Химия твердого топлива», 1968, № 5, с. 3—13.

153. Кизильштейн Л. Я., Труфанов В. Н. Происхождение сингенетичного пирита в угольных пластах. М., «Наука», 1968, с. 123—127 (Докл. советск. геол. на XXIII сессии МГК. Проблема 11).

154. Ким Н. Г., Летушова И. А. Закономерности изменения химических свойств углей в ряду регионального метаморфизма. — В кн.: Вопросы метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих пород. Л., «Наука», 1968, с. 106—121.

155. Клитина Л. В. Краткая петрографическая характеристика углей новых месторождений Камской угленосной площади. — «Изв. высш. учеб. завед. Геол. и разведка», 1962, № 5, с. 48—58.

156. Князев В. А. Петрографический состав углей Махневского месторождения. — «Труды Свердловск. горного ин-та», 1963, № 43, с. 51—70.

157. Ковда В. А. Минеральный состав растений и почвообразование. — «Почвоведение», 1956, № 1, с. 6—38.

158. Коноплева Н. Г. Типы внедрений обломочного материала в угольные пласты Донбасса. — «Литология и полезные ископаемые», 1968, № 3, с. 89—103.

159. Корженевская Е. С. Петрографическая характеристика угольного пласта Верхне-Суйфунского месторождения в районе д. Ильичевка. — «Химия твердого топлива», 1934, № 6, с. 491—500.

160. Корженевская Е. С. К петрографической характеристике углей Сучанского месторождения ДВК. — «Химия твердого топлива», 1936, т. 7, № 4, с. 310—323.

161. Корженевская Е. С. Находка кутикулового липтобиолитового угля на Земле Франца-Иосифа. — «Информ. бюлл. НИИГА», 1957, вып. I, с. 29—31.

162. Корженевская Е. С. Петрографический состав и качественная характеристика углей Чай-Тумусского месторождения. — «Труды НИИГА», 1960, т. 112, с. 137—179.

163. Корженевская Е. С. и Алексеева А. Б. Некоторые особенности петрографической и химической характеристики углей Алдано-Чульманского района. — «Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер.», 1968, т. 132, с. 205—227.

164. Корженевская Е. С., Голоушин Н. С. Особенности химико-петрографической характеристики углей Ленского бассейна. — «Труды НИИГА», 1959, т. 107, с. 68—97.

165. Корженевская Е. С., Лапо А. В. Микрокомпоненты клареновых углей Донецкого бассейна различных групп углефикации (по данным глубокого разделения в тяжелых жидкостях). — В кн.: Вопросы метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих пород Л., «Наука», 1968, с. 132—151.

166. Корженевская Е. С., Лапо А. В. Изучение углей методом глубокого разделения. — В кн.: Ископаемые угли Сибири и методы их изучения. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 245—256.

167. Корженевская Е. С., Садкова А. В. Петрографическая характеристика углей Ткварчельского месторождения. — «Химия твердого топлива», 1938, № 2, с. 109—117.

168. Костарев И. И. Петрографические типы углей Буланаш-Елкинского угленосного района. — «Труды Свердловского горн. ин-та», вып. XXXIX, 1961, с. 114—126.

169. Крапивенцева В. В. Угли Среднеамурской и Бикинской впадин. М., «Наука», 1972, 135 с.

170. Крашенинников Г. Ф. О генетическом типе Челябинского буроугольного бассейна. — «Изв. Днепропетр. горн. ин-та», 1955, т. 25, с. 138—151.

171. Криштофович А. Н. Липовецкие копи в Уссурийском крае. — «Матер. по общ. и прикл. геологии Геолкома», вып. 81, 1928, 36 с.

172. Криштофович А. Н. Палеоботаника. Л., Гостоптехиздат, 1957, 650 с.

173. Крылова Н. М. Оптические свойства гумусовых углей и метод определения степени углефикации по показателям преломления.—«Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1954, т. 83, № 1, с. 37—47.

174. Крылова Н. М. Петрографическая характеристика угольных пластов карагандинской свиты в восточной части Карагандинского бассейна. — «Труды Лабор. геологии угля АН СССР», 1954, вып. 2, с. 293—304.

175. Крылова Н. М. Установление стадий и факторов метаморфизма углей оптическими методами. — «Мат. к IX совещанию работников лабораторий геологических организаций», вып. 8. Л., «Недра», 1965, с. 27—34.

176. Крылова Н. М., Алексеева А. Б. Изменение углей под воздействием изверженных пород. — «Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер.», 1968, т. 132, с. 49—60.

177. Крылова Н. М., Сарбеева Л. И. Петрографическая характеристика углей класса гелитолитов на различных стадиях регионального метаморфизма (Донецкий и Кузнецкий бассейны). — В кн.: «Вопросы метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих пород». Л., «Наука», 1968, с. 68—87.

178. Кузичкина Ю. М. Петрографический состав углей юго-западных отрогов Гиссарского хребта. — «Труды Узб. геол. упр.», сб. № 1, Геология, 1960, с. 105—114.

179. Кухаренко Т. А. Суберинит липтобиолитового угля Китая. — «Труды ИГИ», 1963, т. 21, с. 109—117.

180. Кухаренко Т. А., Цзян Бин-Цзюн. Инфракрасные спектры ископаемых углей Китая. — «Изв. АН СССР, металлургия и топливо», 1962, № 1, с. 180—183.

181. Лапо А. В. Изучение гелифицированного вещества при глубоком разделении углей (на примере алдано-чульманских углей). — «Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер.», 1968, т. 132, с. 91—103.

182. Лапо А. В. Гелифицированная перидерма плауновых — один из фитералов углей Донецкого бассейна. — «Химия твердого топлива», 1968, № 3, с. 71—76.

183. Лапо А. В. Варьирование химического состава гелифицированных компонентов угля. — «Химия твердого топлива», 1969, № 5, с. 3—14.

184. Лапо А. В. Сравнительная характеристика витринитов карбонсвых углей Украины и юрских углей Сибири. — Автореф. канд. дисс. Л., ВСЕГЕИ, 1973, 27 с.

185. Лаптева А. М. Об опыте использования петрографических признаков угля при корреляции пластов. — В кн.: Матер. к IX совещ. работников лабораторий геолог. организаций, вып. 8. Л., «Недра», 1965, с. 117—123.

186. Лаптева А. М. Зависимость цвета спор и отражательной способности витринита от генетического типа угля. — «Сов. геология», 1966, № 5, с. 114—124.

187. Лаптева А. М. Стратиграфия и корреляция угольного пласта k_2 в Старобельском угленосном районе (Северный Донбасс). — В кн.: Третья геологическая конференция «Лутугинские чтения». Луганск, 1969, с. 69—71.

188. Лаптева А. М. Детальная стратиграфия, морфология и генезис угольного пласта m_3 в Лисичанском, Алмазно-Марьевском и Селезневском районах Донбасса. — Автореф. канд. дис. Ростов-на-Дону, Рост. ун-т, 1971, 25 с.

189. Ларищев А. А. О природе девонских липтобиолитов из окрестностей города Красноярска. — «Химия твердого топлива», 1937, № 9, с. 753—757.

190. Ларищев А. А. Угли типа барзасских на восточном склоне Сев. Урала. — «Учен. зап. Томского гос. ун-та», 1947, № 7, с. 126—131.

191. Ларищев А. А. К вопросу о природе углей барзасского типа. — «Учен. зап. Томского гос. ун-та», 1948, № 11, с. 79—100.

192. Ларищев А. А. О природе юрских углей центральной части Кузбасса. — «Сов. геология», 1949, № 38, с. 83—92.

193. Ларищев А. А. Классификация и некоторые петрографические особенности юрских углей Кузбасса. — В кн.: Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1962, с. 3—8.

194. Ларищев А. А. О суберинозой природе некоторых юрских углей Кузбасса и их классификации. — «Изв. высш. учеб. завед., Геол. и разведка», 1963, № 2, с. 84—93.

195. Ларищев А. А., Курбатова А. А. Об акцессорных минералах среди терригенных минеральных примесей вещества угля и методах их изучения. — «Труды ЛАГУ АН СССР», 1956, вып. 6, с. 202—212.

196. Лебедева Н. П. Петрографическое строение и условия образования углей в северо-западной части Тунгусского угольного бассейна. Автореф. канд. дисс. МГУ. М., 1966, 19 с.

197. Лескевич И. Е. Кристаллы кварца в буром угле украинских месторождений. — «Минер. сб. Львовск. геол. о-ва», 1952, № 6, с. 271—273.

198. Лескевич И. Е. Кристаллы кварца в углях. — «Докл. АН СССР», 1959, т. 124, № 3, с. 575—577.

199. Лифшиц М. М., Вырвич Г. П. Методика определения микроингредиентного состава углей. — В кн.: Материалы к IX совещ. работников лабораторий геол. организ., вып. 8. Л., «Недра», 1965, с. 18—26.

200. Логвиненко Н. В. Ископаемые угли Украины. Изд-во Харьковского ун-та, 1953, 122 с.

201. Лопаткина А. П. Условия накопления урана торфами. — «Геохимия», 1967, № 6, с. 708—719.

202. Лущихин Г. М. Секреторные образования в углях Карагандинского угленосного бассейна. — В кн.: Сб. статей молодых научных сотрудников ленинградских учреждений АН СССР, вып. I. Л., Изд-во АН СССР, 1958, с. 202—213.

203. Лущихин Г. М. Петрографическая характеристика углей тентекской свиты Карагандинского бассейна. — В кн.: Вопросы геологии угля Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1962, с. 153—169.

204. Лущихин Г. М. Петрографическая характеристика углей центральной части Тунгусского бассейна в р-не нижнего течения р. Чуни. — «Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер.», 1968, т. 132, с. 187—204.

205. Люберг А. А. Типы превращения растительных тканей в ископаемый уголь. — «Химия твердого топлива», 1934, № 5, с. 396—403.

206. Люберг А. А. Петрографические типы ископаемых углей о-ва Шпицберген. — «Химия твердого топлива», 1935, № 3, с. 186—195.

207. Люберг А. А. Угли типа барзасских в Юго-Восточном Казахстане. — «Химия твердого топлива», 1935, т. 6, № 1, с. 14—17.

208. Люберг А. А. Сравнительная петрографическая характеристика угольных пластов различных свит Караганды. — «Труды Лабор. геол. угля АН СССР», 1954, вып. 2, с. 282—292.

209. Матвеев А. К., Мартынов Е. Г. Зависимость между степенью метаморфизма каменных углей и их модулем упругости. — «Докл. АН СССР», 1960, т. 135, № 2, с. 427—429.

210. Матвеев А. К., Мартынов Е. Г. Исследования каменных углей ультразвуковым методом. — «Литология и полезные ископаемые», 1964, № 2, с. 159—165.

211. Материалы к истории угленакопления на территории СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1960, 135 с.

212. Медведев К. П. О мере восстановленности и восстановительной способности каменных углей. — Сборник научных трудов Украинского углехимич. ин-та (УХИН), 1967, вып. 20(47) с. 81—90.

213. Международный толковый словарь по петрологии углей. М., «Наука», 1965, 266 с.

214. Мураховская Е. И. Петрографическая характеристика основных генетических типов углей Майкюбеньского бассейна. — «Изв. АН КазССР. Сер. геол.», вып. 2, 1957, с. 8—27.

215. Наумова С. Н. Генетическая классификация углей Подмосковного бассейна. — «Труды ВИМС», 1940, вып. 159, с. 1—82.

216. Нестеров В. Н. Особенности витринита карагандинских углей. — Сб. трудов ВУХИН, вып. 3, 1962, с. 156—168.

217. Нестеров В. Н. Свойства витренизированного вещества коксующихся углей Карагандинского бассейна в зависимости от основных факторов углеобразования. — Автореф. канд. дисс. Л., ВСЕГЕИ, 1965, 19 с.

218. Нефедьева Л. П. Округло-угловатые тела в углях ерунаковской свиты Кузнецкого бассейна. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1949, № 5, с. 111—119.

219. Нефедьева Л. П. Петрографический состав и условия образования угольных пластов Экибастузского каменноугольного месторождения. — «Труды Лабор. геол. угля АН СССР», вып. IV, 1956, с. 103—190.

220. Орлов Н. А. Очерки по химии угля. Л., Изд-во АН СССР, 1932, 166 с.

221. Орлов Н. А., Успенский В. А. Минералогия каустобиолитов. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1936, 197 с.

222. Основные принципы вещественно-петрографической классификации и терминологии гумусовых углей. — «Труды Лабор. геологии угля АН СССР», 1956, вып. 6, с. 42—53. Авт.: Крылова Н. М., Вальц И. Э., Любер А. А., Гинзбург А. И.

223. Основы палеонтологии. Справочник для палеонтологов и геологов СССР. Том «Водоросли, мохообразные, псилофитовые, плауновидные, членистостебельные, папоротники». М., Изд-во АН СССР, 1963, 698 с.

224. Ошуркова М. В. Палеофитологическое обоснование стратиграфии верхних свит каменноугольных отложений Карагандинского бассейна. Л., «Наука», 1967, 152 с.

225. Ошуркова М. В. Мегаспоры из каменноугольных отложений Тунгусской угленосной площади. — В кн.: Палеопалинологический метод в стратиграфии. Л. 1968, с. 52—61.

226. Панченко С. И., Пермитина К. С., Ветрова А. К. Различие строения и свойств витринитов равнометаморфизованных углей. — «Химия твердого топлива», 1967, № 4, с. 18—25.

227. Пермитина К. С., Ветрова А. К., Нестеров В. Н. Особенности свойств микрокомпонентов группы витринита. — В кн.: Научные основы производства кокса. М., «Металлургия», 1967, с. 36—46.

228. Петренко А. А. Нижнекаменноугольные месторождения каменных углей и антрацитов Южного Урала. — «Труды ИГИ АН СССР», 1946, вып. 79, № 1, 175 с.

229. Петровский Г. Д. Представления о сущности процесса фюзенизации и причинах, вызывающих его. — «Изв. АН ТуркмССР», 1956, № 4, с. 36—44.

230. Петровский Г. Д. Критика основ генетической классификации углей. — «Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер.», 1968, т. 132, с. 16—24.

231. Петровский Г. Д., Токарев В. П. Роль исходного растительного материала, среды и минеральных веществ в процессе углеобразования.—«Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер.», 1968, т. 132, с. 39—48.

232. Петрографические особенности и свойства углей. М., Изд-во АН СССР, 1963, 380 с. Авт.: И. И. Аммосов, И. В. Еремин, Н. И. Бабинкова, Н. П. Гречишников, В. К. Прянишников, С. А. Мусял, Я. М. Аммосова.

233. Пистрак Р. М., Яблоков В. С., Шахов Н. М. Строение угольного пласта Болоховско-Оболенского района Подмосковного бассейна. — «Труды ВИМС», 1938, вып. 119а, с. 33—60.

234. Порываева Г. Н. К вопросу о контактовом метаморфизме углей Сахалина. — «Докл. АН СССР», 1958, т. 118, № 3, с. 565—568.

235. Промышленно-генетическая классификация углей СССР. М., «Наука», 1964, 176 с. Авт.: И. И. Аммосов, Б. Г. Бабашкин, Н. П. Гречишников, И. В. Еремин, Г. С. Калмыков, В. К. Прянишников.

236. Прохоров И. Г., Узиюк В. И. Минералогическая характеристика каолинитовых прослоев из угольного пласта l_3 Красноармейского р-на Донбасса. — В кн.: Геологич. конференция «Степановские чтения». Тезисы докл. Артемовск, 1967, с. 64—65.

237. Раудсепп Х. Т. О генезисе эстонского горючего сланца — кукерсита. — В сб. Генезис твердых горючих ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 10—50.

238. Ренгартен Н. В. Минералы титана в угленосных осадочных породах. — «Труды ГИН АН СССР», 1956, вып. 5, с. 125—134.

239. Ренгартен Н. В. Роль пирокластического материала в карагандинской свите Карагандинского бассейна. — «Докл. АН СССР», 1957, т. 115, № 5, с. 995—998.

240. Решетко А. Н. Свойства споринита кизеловских углей. «Труды Свердловского горн. ин-та», 1964, вып. 45, с. 103—112.

241. Рипачек В. Биология дереворазрушающих грибов. Пер. с чешского. М., «Лесная промышленность», 1967, 275 с.

242. Румянцева О. Г. Петрографические особенности высокосернистых углей Иркутского бассейна. — В кн.: Геология угленосных формаций и стратиграфия карбона СССР. М., «Наука»», 1965, с. 45—54.

243. Русанова О. Д. Типы пластов угля Шурабского буроугольного месторождения. — «Химия твердого топлива», 1937, т. VIII, вып. 5, с. 425—439.

244. Русанова О. Д. Вещественный состав ископаемых углей. — Автореф. докт. дисс. Л., ЛГИ, 1951, 26 с.

245. Русанова О. Д. Петрология углей среднеазиатских месторождений. Ташкент, «ФАН», 1969, 187 с.

246. Русанова О. Д., Шехтман П. А. Строение пластов угля среднеазиатских месторождений. Ташкент, Гос. изд-во УзССР. 1960, 172 с.

247. Рыбалко З. М. Химическая природа рабдописсита Верхнесуйфунского бассейна. — «Сообщения Дальневосточного филиала СО АН СССР», 1962, вып. 15, с. 53—57.

248. Савчук С. В. К вопросу о природе органической серы в ископаемых углях. — «Изв. Днепропетр. горн. ин-та», 1964, т. 42, с. 26—30.

249. Савчук С. В. Поведение сульфидных образований угольных м-ний при флотации углей. — «Изв. Днепропетр. горн. ин-та», 1965, т. 46, с. 106—112.

250. Савчук С. В. Природа серы угольных месторождений и химико-технологические свойства углей. — Матер. к IX совещ. работн. лабор. геол. организ., 1965, вып. 7, с. 39—46.

251. Сапронцева А. А. К петрографической характеристике углей некоторых месторождений Бурятской АССР. — Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР, 1960, вып. 2(5), с. 64—75.

252. Сарбеева Л. И. Определение метаморфизма углей по физическим и петрографическим признакам. М., Гостоптехиздат, 1943, 26 с.

253. Сарбеева Л. И. К вопросу о типизации пластов угля. — «Информ. сб. ВСЕГЕИ», 1960, № 36, с. 115—126.

254. Сарбеева Л. И. Петрографическая характеристика углей южной части Тунгусского бассейна. — «Информ. сб. ВСЕГЕИ», № 36, 1960, с. 97—114.

255. Сарбеева Л. И. Вещественно-петрографический состав углей. — В кн.: История угленакопления в Печорском бассейне. М.—Л., «Наука», 1965, с. 173—179.
256. Сарбеева Л. И. Разновидности (типы) витринита, определяющие спекающие способности углей. — В кн.: Научные основы производства кокса. М., «Металлургия», 1967, с. 46—53.
257. Сарбеева Л. И. Об углепетрографической терминологии. — «Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер.», 1968, т. 132, с. 25—38.
258. Сарбеева Л. И. О восстановленности углей и типах витринита. — В сб.: Вопросы метаморфизма угля и эпигенеза вмещающих пород. Л., «Наука», 1968, с. 37—45.
259. Сарбеева Л. И. О восстановленности и петрографическом составе углей Донецкого бассейна. — В кн.: Очерки по геологии Кузнецкого и Донецкого бассейнов. Л., «Недра», 1970, с. 404—418.
260. Сарбеева Л. И., Крылова Н. М. Отражательная способность микрокомпонентов углей метаморфического ряда. — В кн.: Вопросы метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих пород. Л., «Наука», 1968, с. 87—106.
261. Семашева И. Н., Софиев И. С. Исследование фюзенизированных компонентов угля и природа так называемого склеротинита. — «Узбекский химич. журнал», 1963, № 3, с. 16—21, № 4, с. 23—31.
262. Синицын В. М. Введение в палеоклиматологию. Л., «Недра», 1967, 232 с.
263. Смит А. Х. В. Условия формирования каменноугольных торфяников. — В кн.: Проблемы палеоклиматологии. М., «Мир», 1968, с. 52—61.
264. Снигиревская Н. С. Применение сканирующего электронного микроскопа в ботанике. — «Ботанический журнал», 1971, № 4, с. 549—558.
265. Сравнительное изучение углей различных типов метаморфизма. — «Изв. высш. учеб. завед. Геол. и разведка», 1961, № 6, с. 60—74. Авт.: Штеренберг Л. Е., Касаточкин В. И., Мазор Ю. В., Мазанкина К. Т., Виталь Д. А.
266. Стаценко Э. А. Петрографический состав, метаморфизм и условия образования карбоновых углей Юго-Восточного Казахстана. — Автореф. канд. дис., Алма-Ата, 1967, 26 с.
267. Стратиграфия, литология и условия формирования пласта l_3 среднего карбона западной части Донбасса. — В кн.: Осадконакопление и генезис углей карбона СССР. М., «Наука», 1971, с. 119—128. Авт.: Волков В. Н., Никольский В. М., Фокина Е. И., Плисов А. А., Лаптева А. М., Узиюк В. И.
268. Суханова Е. Н. Случай образования кокса в углях под воздействием сульфидной жилы. — «Геология рудных месторождений», 1959, № 6, с. 85—89.
269. Тараканова Е. И. Петрографическое изучение бурых углей Кушмурунского месторождения. — «Труды Лабор. геол. упр., трестов, экспедиций и партий», 1954, вып. 4, 52 с.
270. Тараканова Е. И. Петрографические типы углей и строение угольных пластов месторождений сев. части Тургайской низменности. — «Труды Лабор. геол. угля АН СССР», 1956, вып. VI, с. 279—291.
271. Тараканова Е. И. Атлас углей Тургайской угленосной провинции. — «Труды Горно-геол. ин-та УФ АН СССР», 1960, вып. 53, с. 1—153.
272. Тараканова Е. И. Атлас углей Челябинского бассейна. Свердловск, 1967, 70 с.
273. Тимофеев П. П. К вопросу о связи генетических типов углей с обстановками осадконакопления. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1952, № 5, с. 60—73.
274. Тимофеев П. П. и Боголюбова Л. И. Генезис гумусовых углей и особенности их распределения в различных тектонических типах угленосных формаций СССР. — В кн.: Геология угленосных формаций и стратиграфия карбона СССР. М., «Наука», 1965, с. 21—44.
275. Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. Закономерности образования гумусовых углей юрской эпохи угленакопления и их распределение на территории СССР. — «Литология и полезные ископаемые», 1965, № 5, с. 31—42.
276. Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И., Котов В. А. Типы торфонакопления юрской угленосной формации Южной Сибири. — «Литология и полезные ископаемые», 1969, № 4, с. 25—38.
277. Ткаченко В. Ф. О влиянии интрузий на метаморфизм углей Южно-Донбасского месторождения. — «Геологич. журнал», 1962, т. XXII, вып. 4, с. 89—94.
278. Топорец С. А. Об электропроводности петрографических ингредиентов сучанских каменных углей. — «Докл. АН СССР», 1958, т. 118, № 1, с. 177—180.
279. Топорец С. А. О связи между составом и электрическими свойствами ископаемых углей. — В кн.: Вопросы геологии угленосных отложений Азиатской части СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, вып. 3, 1961, с. 293—301.
280. Травин А. Б. О первичном окислении ископаемых углей. — «Геология и геофизика», 1960, № 6, с. 3—20.
281. Трошичева Т. В., Мокроусова И. В. Некоторые результаты анализа минеральной части в системе растение — торф. — «Почвоведение», 1971, № 8, с. 56—66.
282. Узиюк В. И. Строение и состав некоторых витринитов Донбасса. — «Химия твердого топлива», 1970, № 2, с. 57—62.

283. Уникальное месторождение бурого угля северо-западных окраин Донбасса. — «Геологічний журнал», 1966, т. 26, вып. 6, с. 27—37. Авт.: Буцик Ю. В., Косенко Б. М., Левенштейн М. Л., Михелис А. А., Петровский Ю. В., Сафронов И. Л., Тоидзе Г. В.

284. Урванцев Н. Н. Норильское каменноугольное месторождение. — «Труды Главного геолого-разв. упр. ВСНХ СССР», 1931, вып. 95, 68 с., 9 табл.

285. Усачева А. В. Условия образования угольных пластов различных генетических типов. — В кн.: Геолого-углехимическая карта Донбасса, вып. VIII. М., Углетехиздат, 1954, с. 304—308.

286. Успенский В. А. и Радченко О. А. Схема классификации горючих ископаемых. — «Геологич. сборник ВНИГРИ», 1953, № 2, с. 43—47.

287. Успехи в познании состава, строения и свойств углей. — В кн.: Подготовка и коксование углей. Сборник статей ВУХИН, вып. 7. Свердловск, 1967, с. 13—32. Авт.: Панченко С. И., Пермитина К. С., Решетко А. Н., Нестеров В. Н., Ветрова А. К., Штеменко О. В., Ольшанецкий Л. Г., Журавлева Д. Д., Дягилева Л. В.

288. Фомина А. С. К вопросу о происхождении прибалтийских кукерситных горючих сланцев. — В кн.: Генезис твердых горючих ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 77—91.

289. Цискаришвили П. Д. Исследования в области химии и технологии рабдописситовых углей. Тбилиси, «Мецниереба», 1967, 199 с.

290. Цукерман Л. Е. Угли сапропелитового накопления в Донецком бассейне. — «Труды Харьковского научн.-исслед. углехим. ин-та», 1939, вып. 16—17, с. 21—81.

291. Чигуряева А. А. Материалы по микроскопическим остаткам ископаемых грибов из третичных отложений СССР. — Ботанич. материалы отдела споровых растений Ботан. ин-та АН СССР, т. 9, 1953, с. 109—114.

292. Шилова Е. И. К вопросу об эволюции обмена веществ в биосфере. — «Вестник ЛГУ», 1960, № 3, с. 41—55.

293. Шкуренко П. П. Петрографическое строение донецких углей. — В кн.: Геолого-химическая карта Донбасса, вып. 5. Укргостоптехиздат, 1941, с. 140—258.

294. Штеренберг Л. Е. Петрографические типы антрацитовых углей среднего карбона Донбасса. — «Докл. АН СССР», 1957, т. 114, № 3, с. 641—644.

295. Штеренберг Л. Е. Изменение микроскопического характера клареновых углей Донбасса в процессе метаморфизма. — В кн.: Генезис тв. гор. ископ. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 198—220.

296. Яблоков В. С. Строение угольных пластов и типы углей ерунаковской свиты Кузбасса. — «Труды ИГН АН СССР», 1951, вып. 136, № 3, 102 с.

297. Яблоков В. С., Боголюбова Л. И. О гумусовых углях и типах строения некоторых мощных пластов мезозойского возраста. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1960, № 5, с. 49—59.

298. Яковлев В. Н. К вопросу о плавлении и спекании углей. — «Химия твердого топлива», 1938, т. 9, вып. 2, с. 117—129.

299. Bell J. A., Murchison D. G. Biochemical Alteration of Exinites and the Origin of some Semifusinites. — „Fuel". 1966, vol. 45, N 5, p. 407—415.

300. Beneš K. Paleomycology of Coal Seams. — „Sbornik vědeckých praci Vysoké školy baňské v Ostravě", řada horn.— geol.", 1969, r. 15, čis. 3, cl. 250, s. 79—99.

301. Burger K. Zur Entstehung der Kaolinit-Formentypen (Granen und Kristalle) in Kaolin-Kohlentonsteinen.— „Geol. Mitteilungen", 1965 (1966), Bd. 6, Nr. 1, S. 43—86.

302. Cady G. H. Modern Concepts of Physical Constitution of Coal.— „Journal of Geology", 1942, vol. 50, No 4, p. 377—356.

303. Casshyap S. M. Sclerotioides in the Kargali coals of East Bokaro Coalfield, Bihar— „Current Science", 1963, vol. 32, No 6, p. 263—264.

304. Dellattre C., Mériaux E. Sur un aspect particulier et sur une origine de la micrinite fine.— „Ann. Soc. géol. Nord", 1966, t. 86, 3 trim., p. 187—188.

305. Doubinger J., Rauscher R. Etude palinologique de la couche Marmottan dans le bassin de Carmaux (Tarn.). — Bull. Serv. Carte Geol. Als. — Lorr. 1962, t. 15, fasc. 4, p. 179—189.

306. Dulhunty J. A. Geological Factors in the Metamorphic Development of Coal.— „Fuel", 1954, vol. 33, No 2, p. 145—152.

307. Duparque A., Judas F. Les Sclerotes J. de la Veine Beaumont de l'ancienne Concession de Lievin.— Ann. Soc. géol. Nord, 1956, t. 76, No 3, p. 131—147.

308. Ganju P. N., Pant J. D. The nature of resins in the Raniganj coals.— „Proc. National Inst. Sci. India", 1963, vol. 29, pt. A, p. 192—212.

309. Gothan W., Knopp C. Konkretionen mit Pflanzen—Strukturen in Braukohlenflozen-„Braunkohle", 1934, H. 9, S. 134—138, H. 10, S. 149—152.

310. Hacquebard P. A. Opaque Matter in Coal.— „Economic Geology", 1952, v. 47, N 5, p. 494—516.

311. Hacquebard P. A., Birmingham T. E., Donaldson J. R. Petrography of Canadian coals in relation to environment of deposition.— Symposium on the Science and Technology of Coal. Ottawa, 1967.

312. Hoehne K. Die Entstehungsgeschichte der Tonsteine und ihre vermutliche Abkunft von vulkanishen Gläsern. Aschen und Tuffen. — „Glückauf", 1948, Bd 184, S. 422—429.

313. Hoehne K. Kaolinkristalle und Quarzbildungen in indischen Steinkohlen.— „Chemie der Erde", 1953, Bd. 16, H. 3, S. 21—222.
314. Hoehne K. Sekretvitrit.— „Geologie", 1954, Bd. 3, Nr. 5, S. 560—575.
315. Hoehne K. Zur Neubildung von Kaolinit in Kohlenflözen.— „Chemie der Erde". 1956, Bd. 18, H. 4, S. 235—250.
316. Kisch H. Carbonization of semiantracitic vitrinite by an analcime basanite sill.— „Econom. Geol.", 1966, vol. 61, N 6, p. 1043—1063.
317. Kisch H. J. Chlorite—illite tonstein in high—rank coals from Queensland, Australia.— „Amer. Journ. Sci.", 1966, vol. 264, No 5, p. 386—397.
318. Kosanke R. M., Harrison J. A. Microscopy of the resin rodlets of Illinois coal.— Circular of Illinois State Geological Survey, 1957, No 234, p. 1—14.
319. Kühwlein F., Hoffmann E. Petrographie und Mikroskopie der Steinkohle in Wissenschaft und Praxis.— Handbuch der Mikroskopie in der Technik, Bd. II, T. 1, 1952, S. 65—234.
320. Mackowsky M. T. Die Veränderungen in der Maceralkonzeption in den letzten 15 Jahren.— „Brennstoff-Chemie", 1969, Bd. 50, No 5, S. 143—147.
321. Mc'Cartney J. T. The granular micrinite component of coal.— „Fuel", 1970, vol. 49, No 4, p. 409—414.
322. Pareek H. S. Fusinized resins in Gondwana (Permian) coals of India.— „Economic Geology", 1966, vol. 61, No 1, p. 137—146.
323. Pareek H. S. The Applicability of Coal Petrography in Correlation of Gondwana Coal Seams of India.— „Journ. of Mines, Metals and Fuels", 1969, vol. 17, No 5, p. 153—156.
324. Rishi M. K. Reflectance of sclerotioids from coals of Umaria, central India.— „Economic Geology", 1970, vol. 65, No 6, p. 700—705.
325. Schopf J. M. *Medullosa distelica*, a new species of the Anglica group of *Medullosa*.— „Am. Journ. of Botany", 1939, vol. 26, No 4, p. 196—207.
326. Schopf J. M. Variable Coalification: the processes involved in coal formation.— „Economic Geology", 1948, vol. 43, No 3, p. 207—225.
327. Smith A. H. V. The palaeoecology of Carboniferous peats based on the miospores and petrography of bituminous coals.— „Proc. Yorkshire Geol. Soc.", 1962, vol. 33, p. 4, No 19, p. 423—474.
328. Stach E. Resinit und Sklerotinit als Kennzeichen der Kohlenflöz—Fazies.— Compte Rendu 5 Congr. Intern. stratigraphie et de géol. Carbonifere, 1964, t. 3, p. 1003—1013.
329. Stach E. Resinit und seine biochemische Inkohlung—Fortschr. Geol. Rheinl. und Westf., 1966, Bd. 13/2, S. 921—968.
330. Stach E. Basic Principles of Coal Petrology: Macerals, Microlithotypes and some effects of Coalification.— Coal and Coal—bearing Strata, 1968, p. 3—18.
331. Stach E., Alpern B. Inertodetrinit, Mikrinit und Makrinit.— „Fortschr. Geol. Rheinl. und Westf.", 1966, Bd. 13/2, S. 969—980.
332. Stach E., Pickhard W. Pilzreste (Sclerotinit) in paläozoischen Steinkohlen. — Paläont. Zeitschrift, 1957, Bd. 31, S. 139—162.
333. Stidd B. M. Morphology and Anatomy of the Frond of Psaronius.— „Palaeontographica", 1971, Bd. B 134, Lf. 4—6, pp. 87—123, pl. 16—32.
334. Stopes M. On the Petrology of Banded Bituminous Coal.— „Fuel", 1935, vol. 15, No 1, p. 4—13.
335. Szádeczky-Kardoss E. On the Determination of Swamp Zones in Coal Deposits. — „Acta geologica Hungarica", 1956, vol. IV, fasc. 2, p. 157—174.
336. Taylor G. H., Cook A. C. Sclerotinite in Coal—its Petrography and Classification.— „Geological Magazine", 1962, vol. 99, No 1, p. 41—52.
337. Teichmüller M. Vergleichende mikroskopische Untersuchungen versteinerter Torfe des Ruhrkarbons und der daraus entstandenen Steinkohlen.— Compte Rendu 3 Congr. Intern. Strat. geol. Carbonifere, 1952, S. 607—613.
338. Thiessen R., Sprunk G. D. Coal Paleobotany.— „Techn. Paper US Bureau of Mines", 1941, No 631, p. 1—56.
339. Werner H. Über den Nachweis mariner Beeinflussung von Torf und Kohle.— „Geol. Jb.", 1954, Bd. 69, S. 287—292.
340. Wen-Min-Chao. A Study of Durain and Cannel Coals. — „Fuel.", 1935, vol. 14, No 3, p. 64—80.

ФОТОТАБЛИЦЫ
И ОБЪЯСНЕНИЯ К НИМ

ТАБЛИЦА I

ТАЛЛОМО-АЛЬГИНИТЫ

1 и *7* — талломо-альгиниты-Б из *Gloecapsomorpha prisca* Z a l. *1* — ×700, мацерация. Гдовский р-н (О). Рис. В. А. Франк, *7* — ×300, Балтийский басс. (О); *2* и *9* — талломо-альгиниты-Б из *Cladiscothallus koeppeni*, ×200, Подмосковный басс. (C_1), *2* — мацерация, фото И. Э. Вальц; *9* — шлиф, фото Е. К. Вандерфлит; *3* и *4* — талломо-альгинит-$Б_3$ из *Pila* *3* — мацерация, ×300; *4* — шлиф.; ×480. Подмосковный басс. (C_1), фото И. Э. Вальц; *5* и *20* — талломо-альгинит-Г, ×250, Донбасс (C_2); *5* — пр. св., *20* — то же, в отр. св., зерк. изобр.; *6* — талломо-альгинит-$Б_2$ из *Reinschia* ×100, Камский басс. (C_1); *8* — талломо-альгинит-Г из *Pila*, ×150. Болтышское м-ние горючих сланцев (Pg); *10* — кремнистое замещение водоросли *Cladiscothallus* (темное пятно внизу — остаточное органическое вещество), ×300, Донбасс (C_2); *11* и *14* — талломо-альгинит-$Б_2$ из *Pila*, ×400, Средняя Азия (J), *11* — ×100, *14* — ×400; *12* — талломо-альгинит-Г из *Pila*, ×400, Донбасс (C_2); *13* — талломо-альгинит-Б в колло-альгините-Б, темные включения — аттрито-витринит, ×200, Иркутский басс.; *15* — кремнистые замещения водорослей среди колло-альгинита и аттрито-витринита (темные включения) ×80, Иркутский басс. (J_2); *16—19* — талломо-альгинит-Ж, *16, 18* — ×300, Донбасс (C_1), *16* — в пр. св., *18* — то же, в отр. св. без анализ., зерк. изобр., *17* и *19* — Львовско-Волынский басс., (C_1), *17* — ×400, пр. св.; *19* — ×340, то же, в отр. св. без анализ., зерк. изобр.; *21, 25, 26* — талломо-альгиниты-Д из *Reinschia*; *21* — ×160, Иркутский басс. (J_2), *25* — ×500; Ленский басс. (Cr_1); *26* — ×400, Камский басс. (C_1), фото Л. В. Клитиной; *22—24* — талломо-альгиниты-Д из *Pila*; *22* — ×540, Буртинское м-ние (J_2); *23* — ×300, Черемховское м-ние (J_2); *24* — то же; ×340, *18, 19, 20* и *24* — в отр., все остальные — в пр. св. Фото *5, 6, 10, 13, 15—22*, *25* Е. С. Корженевской. Фото *7, 8, 11, 12, 14, 23* и *24* А. И. Гинзбург.

ТАБЛИЦА II

ТАЛЛОМО-АЛЬГИНИТЫ И КОЛЛО-АЛЬГИНИТЫ

1, 2 — минерализованная водоросль *Pila*, сохранившая строение (слева) и альгинит-Б неминерализованный, не сохранивший строение исходной водоросли (справа), ×200, пр. св., *1* — без анализ., *2* — то же, ник. +, Будаговское м-ние (J_2); *3, 4* — талломо-альгинит-Ж, ×150, пр. св. Южно-Якутский басс. (J_2), фото И. Э. Вальц, *3* — без анализ., *4* — то же, ник. +; *5* — талломо-альгинит-К с отходящими от него в коллинит трещинами, заполненными продуктами распада талломо-альгинита, ×350, пр. св., без анализ. Южно-Якутский басс. (J_2); *6* — колло-альгинит-Д (темно-серое однородное вещество) и аттрито-витринит-Д (светло-серые включения), ×110, отр. св., Иркутский басс., фото А. И. Гинзбург; *7, 8* — талломо-альгинит-Ж (темно-серые включения), Южно-Якутский басс. (J_2), *7* — в отр. св., ×100; *8* — в пр. св. (мацерация), ×150; *9—11* — талломо-альгинит-К, отр. св. с масл. имм., ×250, Южно-Якутский басс. (J_2); *9* — без анализ., полож. параллельное гориз. нити; *10* — полож. параллельное вертик. нити — талломо-альгинит виден за счет плеохроизма; *11* — то же, ник. +, полож. под 45° к нитям окуляра; *12* — колло-альгинит-Б с аттрито-витринитом (темные включения), пр. св., ×300, Средняя Азия (J_2), фото А. И. Гинзбург; *13* — колло-альгинит-Ж, отр. св. без анализ., ×150, Львовско-Волынский басс. (C_1). *14* — то же, пр. св., ник. +, полож. посветления витринита, ×120; *15—16* — шунгитовый сланец чистой разновидности, пр. св., ×300. Карелия, Шунгское м-ние (Pz); *15* — масл. имм., без анализ., полож. потемнения; *16* — то же, полож. посветления; *20—21* — то же, отр. св. с масл. имм., ×200; *20* — без анализ. *21* — ник. +; *17—19* — шунгитовый сланец слоистой минерализованной разновидности ×300. Карелия, Шунгское м-ние: *17* — отр. св. с масл. имм., без анализ., полож. посветления, *18* — то же, ник. +; *19* — пр. св. с масл. имм., ник. +.

ТАБЛИЦА III

МАКРОСПОРИНИТЫ, МИКРОСПОРИНИТЫ И АТТРИТО-ЛИПОИДИНИТЫ

1 — макроспоринит-Г, ×100, Донбасс (C_2), фото И. Б. Волковой; *2* — макроспоринит-Б, ×100, Подмосковный басс. (C_1), фото Е. К. Вандерфлит; *3* — макроспоринит-$Б_3$, ×800, Донбасс (C_2), фото Г. П. Вырвич; *4* — микроспоринит-Д в виде скопления недоразвитых спорангиев, заключенных среди споранго-витринита-Д и β-паренхинита-Д, ×86, Донбасс (C_1), фото К. И. Иносовой; *5* — микроспоринит-Д в составе микроспорангия с плотной кутинизированной светлой оболочкой, ×250, Донбасс (C_1), фото К. И. Иносовой; *6* — макроспоринит-Д в виде мегаспорангия, ранее определявшегося как водоросль *Pastillus cellulosus* Z a l, ×88, Минусинский басс. (C_2), фото З. В. Ергольской;

7 — то же. Деталь строения наружного края, ×230; *8* — микроспоринит-Г, ×240, Донбасс (C_1), фото И. Э. Вальц; *9, 10* — микроспоринит-$Б_3$ среди аттрито-витринита, ×600, Донбасс (C_2), фото Г. П. Вырвич; *12* — макроспоринит-Г-Ж (светлый) и черный макроспоринит (внизу), пр. св., ×100, Львовско-Волынский басс. (C_1), фото Е. С. Корженевской; *11* — то же, в отр. св. (зерк. изобр.); *13* — аттрито-липоидинит, ×110, Орский басс. (J_2), фото И. Б. Волковой, *3, 9, 10, 11* — отр. св., с масл. имм., все остальные — пр. св.

ТАБЛИЦА IV

КУТИНИТЫ, РЕЗИНИТЫ, СУБЕРИНИТЫ И АТТРИТО-ЛИПОИДИНИТЫ

1 — кутинит-D с β-филло-паренхинитом-D, ×100, Южно-Якутский басс. (J_2); *2* — кутинит-$Б_2$, с филло-паренхинитом-$Б_2$, ×100, Карагандинский басс. (J_2), фото Н. М. Крыловой; *3* — кутинит-$Б_3$, отр. св. с масл. имм., ×800, Донецкий басс. (C_2), фото Г. П. Вырвич; *4, 5* — кутинит-К, ×55, Улугхемский басс. (J_2), фото А. В. Лапо (*4* — пр. св.; *5* — отр. св.); *6* — кутинит-К, окаймляющий филлоид плауна, ×110, Улугхемский басс. (J_2), фото А. В. Лапо; *7* — капельки смолы в смоляносной паренхиме хвойного растения, ×110, современный торф; *8* — резинит-$Б_1$ среди аттрито-витринита, разная окраска зерен резинита обусловлена различной степенью их окисленности, ×130, Южно-Уральский басс. (N_1); *9* — резинит-Ж, в виде полупрозрачных включений среди аттрито-витринита, пр. св., ×90, Южно-Якутский басс. (J_2); *10* — то же, в отр. св. Резинит имеет вид неправильно-округлых включений с высоким рельефом; *11* — аттрито-липоидинит-Г-Ж, ×70, Кизеловский район (C_1); *12* — резинит-Д в окружении аттрито-витринита и аттрито-ортофюзинита, ×200, Якутская АССР, Верхне-Туматское м-ние ($Cг_1$); *13* — суберинит-$Б_1$, ×130, Южно-Уральский басс. (N_1); *14* — суберинит-Ж в лопините, отр. св., ×200, Китай (Р), фото Е. С. Корженевской; *16* — то же, пр. св.; *15* — суберинит-Ж, ×145, Южно-Якутский басс. (J_2); *17* — суберинит-$Б_2$, ×300, Подмосковный басс. (C_1). Все фото (кроме *5, 10* и *14*) сняты в пр. св. Фото *1,7—13* и *15*; *17* И. Э. Вальц.

ТАБЛИЦА V

ЛИПОИДИНИТЫ И ГРАФИТИНИТЫ

1 — кутинит-ПА с бóльшим двупреломлением, чем витринит-ПА. Он оконтуривает β-телинит-ПА. Вмещающая масса угля — смесь аттрито-витринита-ПА и микринита. Отр. св. с масл. имм., без анализ., потемнение витринита, ×270. Егоршинское м-ние (C_1); *2* — то же, ник. + *3* — кутинит-Т с бóльшим двупреломлением, чем окружающий его витринит-Т. Отр. св. с масл. имм., ник. +, ×120. Тунгусский басс. р. Учами (P_2); *4* — макроспоринит-ПА среди аттрито-витринита ПА. Отр. св. с масл. имм., ник. +, ×150. Урал. Егоршинское м-ние (C_1); *5* — макроспоринит-К более темный, с мéньшим двупреломлением, чем окружающий его Δ-витринит (споранго-витринит-К). Исходный материал — функционирующая мегаспора и трабекулярная ткань. Пр. св. без анализ., ×560. Донбасс (C_2); *6* — кутинит-А (в центре темные нити) с бóльшим двупреломлением, чем витринит-А. Внизу справа — β-ортофюзинит-А, ярко белый. В центре γ и Δ-витринит-А. Отр. св. с масл. имм., без анализ. (полож. потемнения витринита), ×400. Восточно-Ферганский басс. (J_1); *7* — то же, ник. +, *8* — кутинит-Т (диагонально идущая светлая полоска) в сочетании с γ-филло-паренхинитом-Т (выше нее). Пр. св., ник. +. Кузнецкий басс. (P_1); *9* — кутинит-ПА со значительно большим двупреломлением, чем окружающий его аттрито-витринит-ПА, близок к графитиниту. Отр. св. с масл. имм., ник. +, ×350. Восточный Урал, Егоршинское м-ние (C_1). *10* — графитинит каемчатый (справа внизу) и фрагментарный (вверху) в тощем угле. Отр. св. с масл. имм., без анализ., ×250. Кузбасс (P_1); *11* — то же, ник. +; *12* — кутинит-Г, оконтуривающий β-филло-паренхинит-Г. Кутинит состоит из двух слоев: один слой более темный, другой более светлый, чем витринит-Г. Отр. св. с масл. имм., без анализ., ×350. Сучанский басс. ($Cг$). Фото *5* и *10* — К. И. Иносовой, остальные — Л. А. Богдановой.

ТАБЛИЦА VI

СПОРАНГО-ВИТРИНИТЫ, ЛИГНИТИТЫ И ФИЛЛО-ПАРЕНХИНИТЫ

1 — споранго-витринит-Г, ×150. Донбасс (C_1), фото К. И. Иносовой; *2* — Δ-споранго-витринит-А из трабекулярной ткани спорангия. Заключает функционирующую мегаспору (средняя темная полоска — макроспоринит-А). Кутинит-А из слоя перины мегаспорангия (неровная темная полоска, окружающая мегаспору). Отр. св., ник. +, ×200. Донбасс (C_1), фото В. В. Комогорова; *3* — часть мегаспорангия. Кутинит-$Б_3$ (окаймляющая спорангий тонкая темная полоска); Δ-споранго-витринит-$Б_3$; макроспоринит-$Б_3$ (широкие полосы темного комковатого вещества внутри спорангия), ×750. Отр. св., масл. имм. Донбасс (C_1), фото Г. П. Вырвич; *4* — β-лигнитит-Б (более светлая ткань в верхней части фото) на контакте с β-семифюзинитом-Б, ×110, Алакульское м-ние (J_2), фото И. Б. Волковой; *5* — Δ-лигнитит-$Б_1$ (светлая линза в верхней части фото),

×100. Закарпатье (N); *6* — γ-лигнитит-Б$_1$ (по И. Э. Вальц). Клеточные полости ткани заполнены однородным темноокрашенным веществом; ×240. Зап. Украина, Кременецкое м-ние (N$_1$); *7* — мелкие светлоокрашенные фрагменты β-лигнитита-Б среди десмито-витринита-Б, ×70. Буланашский р-н (T$_3$), фото А. И. Гинзбург; *8* — аттрито-лигнитит-Б, с включениями мелких частичек аттрито-семифюзинита, ×240. Кременецкое м-ние (N$_1$); *9* — β-филло-паренхинит-Б$_3$ из филлоидов плауновых, ×110. Алакульское м-ние (J$_2$), фото И. Б. Волковой; *10* — β-филло-паренхинит-Г, представленный скоплением тонких листовых пластинок, ×80. Кузнецкий басс. (P$_2$), фото Зап.-Сиб. геол. упр.; *11* — β-филло-паренхинит-Б$_1$. Поперечный срез листовых пластинок с хорошо различимым строением столбчатой и губчатой паренхимы, ×50. Днепровский басс. (Pg$_2$); *12* — аттрито-паренхинит-Ж, ×300. Южно-Якутский басс. (J$_2$); *13* — β-филло-паренхинит-Г—Ж, оконтуренный тонкой каемкой кутикулы. Отр. св., ×115. Южно-Якутский басс. (J$_2$); *14* — β-филло-паренхинит-Б$_2$ из филлоида плауна, ×80. Канско-Ачинский басс. (J$_2$), фото И. Н. Дроздовой. Все фото (кроме *2, 3* и *13*) сняты в пр. св. Фото *5, 6, 8* и *11—13* И. Э. Вальц.

ТАБЛИЦА VII

α- И β-КСИЛИНИТЫ, АТТРИТО- И ДЕСМИТО-ВИТРИНИТЫ

1 — α-ксилинит-Б среди участков β-ксилинита-Б, ×110 (Pg); *2* — α-ксилинит-Б на тангентальном срезе, ×75. Канско-Ачинский басс. (J$_2$); *3* — чередование полос α- и β-ксилинита-Б, соответствующих слоям осенней и весенней древесины. Видны темные включения флобафинита, ×110. Закарпатье, Ильница (N$_2$); *4* — α- и β-ксилинит-Б на поперечном срезе, ×110. Казахстан, м-ние Егин-Булак (J$_2$), фото И. Б. Волковой; *5* — β-ксилинит-Б$_1$ с включением флобафинита, ×110. Закарпатье, Ильница (N$_2$); *6* — α-ксилинит-Б$_1$ с округлыми включениями флобафинита. Тангентальный срез древесины, видны сердцевинные лучи, ×110. Южно-Уральский басс. (N$_1$); *7* — аттрито-витринит-Б$_1$ с мелкими включ. β-филло-паренхинита-Б, ×240. Мангышлак (J$_2$); *8* — Δ-витринит-А (вверху) и аттрито-витринит-А с включ. микринита (внизу), ×110. Донбасс (C$_2$), фото Г. П. Вырвич; *9* — β-филло-паренхинит-Ж, оконтуренный тонкими полосками кутинита-Ж, ×70. Ленский басс. (Cr$_1$), фото Е. С. Корженевской; *10* — десмито-витринит-Г в виде волокнообразно расщепляющихся полос, огибающих включения β-семи- и β-ортофюзинита-Г, ×75. Северный Кавказ (J); *11* — коллинит-Ж, отр. св., ×200. Южно-Якутский басс. (J$_2$), фото Е. С. Корженевской; *12* — то же (зерк. изобр.), в пр. св., ×300. Видны отдельные включения склеренхинита; *13* — аттрито-витринит-Б, сцементированный десмито-витринитом-Б. Светлые включения — микроспоринит-Б, ×240. Мангышлак (J$_2$); *14* — аттрито-витринит-К и десмито-витринит-К с включением кутинита-К, от которого отходят трещины, заполненные μ-опакоидинитом, ×300. Улугхемский басс. (J$_2$), фото А. В. Лапо. Все фото (кроме *8* и *11*) сняты в пр. св. Фото *1—3, 5—7, 10* и *13* И. Э. Вальц.

ТАБЛИЦА VIII

Δ- И γ-ВИТРИНИТЫ, СКЛЕРЕНХИНИТЫ И ФЕЛЛИНИТЫ

1 — Δ-витринит-А с включением микроскопических зерен пирита, ×100. Донбасс (C$_2$), фото Г. П. Вырвич; *2* — брекчированный Δ-витринит-Б, ×80. Брестская впадина (N$_1$); *3* — Δ-витринит-Ж, ×100. Кузбасс (P$_1$), фото Зап.-Сиб. геолупр.; *4* — γ-витринит-Б$_1$. (по И. Э. Вальц), ×110. Южно-Уральский басс. (N$_1$); *5* — γ-витринит-Б$_2$ (по И. Э. Вальц) с пластически деформированными клеточными стенками; полости клеток заполнены коллоидальным веществом более темной окраски, ×240. Канско-Ачинский басс. (J$_2$); *6* — γ-витринит-А (по И. Э. Вальц) из перидермы сигиллярии, ×300. Донбасс (C$_2$), фото Г. П. Вырвич; *7* — γ-витринит-Б$_2$ (по И. Э. Вальц) с заполненными смолой клеточными полостями, ×240. Канско-Ачинский бассейн (J$_2$); *8—10* — феллинит-Б$_2$. Канско-Ачинский басс. (J$_2$); *8* — феллинит с четким строением; отдельные клетки различаются по окраске, ×240; *9* — феллинит, переходящий в аттрито-феллинит, ×75; *10* — феллинит, ×100; *11* — феллинит-Б$_3$, отр. св., ×70. Челябинский басс. (T$_3$), фото Ю. А. Жемчужникова; *12* — склеренхинит-Б в виде полос и отдельных групп склереид, ×70. Орский басс (J), фото И. Б. Волковой; *13* — γ-склеренхинит-Б, состоящий из клеток с очень толстыми стенками, ×240. Орский басс. (J$_2$), фото И. Б. Волковой; *14* — склеренхинит-Б$_1$ из склереид, ×240. Закарпатье, м-ние Горбки (N); *15* — склеренхинит-Ж из склереид, ×300. Южно-Якутский басс. (J$_2$); *16* — склеренхинит-Ж из склереид, ×100. Южно-Якутский басс. (J$_2$); фото Е. С. Корженевской. Все фото (кроме *1, 3, 6* и *11*) сняты в пр. св. Фото *2—5, 7—10, 14* и *15* И. Э. Вальц.

ТАБЛИЦА IX

ВИТРИНИТЫ

1 — γ-крипто-телинит-ПА (две серые, почти бесструктурные полосы в средней части фото); β-ортофюзинит-ПА (структурная более светлая линза вверху); в нижней части фото — смесь частиц аттрито-витринита-ПА с аттрито-фюзинитом-ПА и микринитом

(белые угловатые частицы и линзочки), ×150. Отр. св. с масл. имм., без анализ. Урал. Егоршинское м-ние (C_1); *2* — то же, ник. +. β-ортофюзинит черный; γ-крипто-телинит более отчетливо структурный, чем на фото *1*; *3* — коллинит-А (верхняя часть фото) с микринитом и корпо-микринитом (темно-серые овальные включения); γ-крипто-телинит-А (две светло-серые, почти однородные полоски внизу фото, между ними более темная линза семифюзинита-А). Отр. св., имм., без анализ., посветление витринита, ×120. Тунгусский басс., гора Рудная (P_2); *4* — то же, полож. потемнения витринита; *5* — то же, ник. +; *6* — α- и β-ортофюзиниты-ПА с неодинаковым рельефом и цветом, склеротинит-ПА (круглый сетчатый) в коллините-ПА. Отр. св., имм., без анализ., потемнение витринита, ×270; *7* — то же, ник. +; *8* — α-ортофюзинит-ПА в коллините-ПА. Отр. св., имм., потемнение витринита, ×270; *9* — то же, ник. +. Фото *6—9* — Сучанский басс. (Cr_1). Все фото Л. А. Богдановой.

ТАБЛИЦА X

СЕМИФЮЗИНИТЫ И ОРТОФЮЗИНИТЫ

1 — α-ортофюзинит-Б, ×45. Канско-Ачинский басс. (J_2); *2* — чередование слоев α-ортофюзинита-Б (осенняя древесина) и β-ортофюзинита-Б (весенняя древесина), ×110. Канско-Ачинский басс. (J_2); *3* — β-ортофюзинит-Б, ×300. Курашасайское м-ние (J_1); *4* — β- и Δ-ортофюзинит-Г, ×45. Сев. Кавказ (J_1); *5* — α-ортофюзинит-А (наверху), β-семифюзинит-А и β-ортофюзинит-А (внизу), ×300. Донбасс (C_2), фото Г. П. Вырвич; *6* — β-ортофюзинит-$Б_1$, ×60. Карагандинский басс. (J_2), фото Н. М. Крыловой; *7* — β-ортофюзинит-Ж, ×100. Кузбасс (P_1), фото Зап.-Сиб. геолупр.; *8* — α и β-семифюзинит-Ж, ×90. Южно-Якутский басс. (J_2); *9* — β-семифюзинит-Г на продольном срезе, ×105. Кузбасс (P_1), фото Зап.-Сиб. геолупр.; *10* — β-семифюзинит-А на продольном срезе (наверху) и линзовидное включение γ-семифюзинита-А (остаток спорангия) (внизу), ×100. Донбасс (C_2), фото Г. П. Вырвич; *11* — α- и β-семифюзинит-Б на поперечном и скошенном продольном срезах, ×200. Орский басс. (J_2), фото И. Б. Волковой. Фото *1—4* в пр. св.; фото *6—9* и *11* в простом отр. св.; фото *5* и *10* в поляриз. отр. св., при не вполне скр. ник. (положение погасания). Фото *1—4* и *8* И. Э. Вальц.

ТАБЛИЦА XI

СКЛЕРОТИНИТЫ

1 — склеротинит-$Б_1$. Плектенхима гриба в клетках растительной ткани, ×450. Южно-Уральский басс. (N_1); *2* — склеротинит-$Б_1$. Крупная склероция с сильно уплотненным периферическим слоем, ×130. Южно-Уральский басс. (N_1). *3* — склеротинит в клетках растительной ткани из современного торфа, ×450. Латвийская ССР, р-н Кемери; *4* — склеротинит-$Б_2$. Кольцо плектенхимы, окружающее ряд не вполне обособленных склероций, ×100. Канско-Ачинский басс. (J_2); *5* — склеротинит-$Б_1$. Крупная склероция, распадающаяся на ряд более мелких, ×130. Южно-Уральский басс. (N_1); *6* — склеротинит-$Б_1$. Одна двухкамерная спора и две склероции, ×130. Южно-Уральский басс. (N_1); *7* — склеротинит-Ж, ×120. Кузбасс. (P_1), фото Зап.-Сиб. геолупр.; *8* — склеротинит-Г, ×80. Кузбасс (P_1), фото Зап.-Сиб. геолупр.; *9* — склеротинит-$Б_3$, ×140. Челябинский басс. (T_3—J_1), фото Ю. А. Жемчужникова; *10* — склеротинит-Ж, ×200. Тувинская АССР, м-ние Саглы (C_3); *11* — склеротинит-$Б_1$. Склероция с крупными ячейками. ×300. Зап. Украина, Кременецкое м-ние (N); *12* — склеротинит-Д, ×120. Басс. р. Анабар (P); *13* — склеротинит-Д. Крупная склероция с уплотненными периферическим слоем и центральной частью, ×110. О-в Сахалин (N); *14* — склеротинит-$Б_1$. Однокамерные споры грибов, ×225. Днепровский басс. (Pg_2); *15* — склеротинит-Д, с толстым, сильно уплотненным периферическим слоем, ×340. Басс. р. Анабар (P). Фото *1—6* и *11—15* в пр. св., *7—10* в отр. св. Фото *10*, *12* и *15* Е. С. Корженевской. Фото *1—6*, *11*, *13* и *14* И. Э. Вальц.

ТАБЛИЦА XII

МИКРОКОМПОНЕНТЫ НЕЯСНОЙ ПРИРОДЫ

1 — корпо-витринит-а (слева палочки корпо-витринита-а в поперечном, справа — в продольном сечении), внизу макроспоринит-$Б_3$, ×90. Уголь бурый. Сев. Донбасс (C_2); *2* — корпо-витринит (очень крупное тело), мегаспорангий-Б, ×40. Уголь бурый. Сев. Донбасс (C_2); *3* — корпо-витриниты (высокоанизотропные тела) в витренизированном рахисе птеридосперма. Отр. св., ник. не вполне скрещены, ×100. Антрацит. Донбасс (C_2), фото Г. П. Вырвич; *4* — корпо-витриниты (округлые тела). Пр. св., ×75. Уголь коксовый. Центр. Таймыр, (P), фото А. Б. Алексеевой; *5* — корпо-витринит (в центре), γ-витринит-Г и микроспоринит-Г, ×80. Уголь газовый. Кузбасс (P_1), фото Л. В. Клитиной; *6* — корпо-витринит (в центре), γ — филло-паренхинит-Ж (вверху) и γ-феллинит-Ж (внизу), ×100. Тувинская АССР, Чаданское м-ние (J_2); *7* — корпо-микринит, ×275. Уголь бурый. Богословский р-н (T_3—J_1); *8* — скопление тел корпо-микринита,

представляющих собой секреторные выделения. Отр. св., ×30. Уголь жирный. Карагандинский басс. (C_1), фото А. А. Любер; *9* — корпо-микринит (светлые тела). Отр. св., ×300. Антрацит. Донбасс (C_2), фото Г. П. Вырвич; *10* — корпо-микринит (вероятно, измененная смола). Отр. св., ×70. Уголь тощий. Сучанский басс. (Cr_1), фото Е. С. Корженевской; *11* — микринит в десмито-витрините-К. Уголь коксовый, ×300. Улугхемский басс. (J_2). Все фото (кроме *3* и *8—10*) в пр. св. Фото *1, 2, 6, 7* и *11* А. В. Лапо.

ТАБЛИЦА XIII

МИКРОКОМПОНЕНТЫ НЕЯСНОЙ ПРИРОДЫ

1 — корпо-витринит и корпо-микринит среди вмещающего вещества угля, ×180. Уголь длиннопламенный. Донбасс (C_2); *2* — корпо-микринит (в виде палочки) в порошке фракции разделения (легче 1,22). Косой отр. св., ×54. Уголь бурый. Сев. Донбасс (C_2); *3* — μ-опакоидинит (косо направленные темные образования), резинит-К и кутинит-К (внизу) в десмито-витрините-К, ×250. Уголь коксовый. Улугхемский басс. (J_2); *4* — поперечный срез сердцевины *Dadoxylon tchihatcheffii* Göppert, с крупными овальными клетками, заполненными секреторными выделениями, ×55. Минерализованная древесина. Кузбасс (P_2) по М. Д. Залесскому [128]; *5* — корпо-микринит (крупные тела), микринит (мелкие тела) в десмито-витрините-Ж (сравни с фото *3*), ×140. *5а* — пр. св. сухой объектив; *5б* — отр. св. с масл. имм. Уголь жирный. Кузбасс (P_1), фото Л. В. Клитиной; *6* — десмито-витринит-Г (темное вмещающее вещество), микроспоринит-Г, десмито-витринит-Г, ×55. Уголь газовый. Львовско-Волынский басс. (C_1); *7* — β-опакоидинит (темная линза) в десмито-витрините-Ж. Шлиф-брикет фракции разделения, ×460. *7а* — пр. св., ник. +; *7б* — пр. св., без анализ. Донецкий басс. (C_2); *8* — λ-опакоидинит (темные узкие полосы). Шлиф-брикет фракции отстаивания. Пр. св., ×185. Уголь жирный. М-ние Саглы, Тува, (C_3). Все фото (кроме *5б*) в пр. св. Фото *1—3* и *6—8* А. В. Лапо.

ТАБЛИЦА XIV

ФЮЗИНИТЫ И ГРАФИТИНИТЫ

1 — коллинит-Т (полоса однотонного серого цвета внизу) с микринитом (светлые мелкие линзочки) и корпо-микринитом или склеротинитом; β-семифюзинит (непосредственно выше структурная полоска серого цвета); Δ-ортофюзинит-Т, белый с невысоким рельефом (выше слева узкая линзочка); Δ-витринит-Т (непосредственно выше узкая серая полоска, протягивающаяся через всю фотографию); β-телинит с повышенной анизотропностью (расположен над Δ-витринитом, едва различим), в нем справа линзы β-семифюзинита; α-ортофюзинит-Т (крупный фрагмент вверху) с корпо-микринитом или склеротинитом (?). Отр. св. имм., без анализ., полож. посвет. витринита, ×150. Тунгусский басс. (P_2); *2* — то же, полож. потемн. витринита; *3* — то же, ник. +; *4* — графитинит фрагментарный (черное вытянутое тело). Пр. св., имм., без анализ. ×300. Тунгусский басс. (P_2). Длиннопламенный уголь; *5* — то же, отр. св., имм., без анализ., ×250; *6* — графитинит фрагментарный (темное линзовидное тело). Пр. св. без анал. ×250. Тунгусский басс. (P_1). Тощий уголь; *7* — то же, николи +; *8* — графитинит фрагментарный. Отр. св., имм., без анализ. ×300. Тунгусский басс. (P_1). Коксовый уголь; *9* — то же, ник. +; *10* — графитинит фрагментарный, по очертаниям напоминающий макроспору. Отр. св. имм., без анализ., ×400. Сев. Кавказ (C_1). Антрацит; *11* — то же, николи +; *12* — часть поперечного среза фюзенизированного листа кордаита (?). Пр. св., ×80. Сибирская платформа (P_2); *13* — фюзенизированные листья покрытосеменных (два поперечных среза). Видно несколько жилок, одна из них в центре среза нижнего листа. Пр. св., ×70. Р-н Бухты Тикси (Pg). Бурый уголь; *14* — поперечный срез фюзенизированного листа хвойного типа *Abies*. Видна ксилема, жилки в центре хвоинки, а слева и справа — два смоляных канала. Пр. св., ×80. М-ние Сого (Pg_2). Бурый уголь. Фото *1—11* Л. А. Богдановой, *12—14* И. Н. Дроздовой.

ТАБЛИЦА XV

КАОЛИНИТЫ

1 — включения аморфного каолинита. Отр. св., ×90, без анализ. Южно-Якутский басс. Фото И. Э. Вальц; *2* — каолинит в клеточных полостях растительной ткани. Отр. св., ×90, без анализ. Южно-Якутский басс. Фото И. Э. Вальц; *3* — аморфный каолинит, инкрустирующий растительную ткань (корень, поперечный срез), ×80, без анализ. Верхне-Суйфунский басс. Фото Е. С. Корженевской; *4* — таблитчатые кристаллы каолинита, ×100, ник. +. Донецкий басс. Фото Е. И. Фокиной; *5* — изогнутый кристалл каолинита типа вермикулита, ×200, ник. +. Майкюбенский басс. Фото Н. М. Крыловой; *6* — тонкокристаллический каолинит, выполняющий клеточные полости в фюзините,

×110, ник. +. Карагандинский басс. Фото Н. М. Крыловой; *7* — кристаллы каолинита в углисто-глинистой породе, ×110, без анализ. Майкюбенский басс. Фото Н. М. Крыловой; *8* — каолинизированный полевой шпат, ×240, ник. +. Орский басс. Фото И. Б. Волковой; *9* — овальные образования тонкокристаллического каолинита в углисто-каолинитовой породе, ×110, ник. +. Карагандинский басс. Фото Н. М. Крыловой; *10* — вермикулиты каолинита, ×110, ник. +. Карагандинский басс. Фото Н. М. Крыловой; *11* — кристаллы каолинита типа монетных столбиков, ×60, без анализ. Южно-Якутский басс. Фото И. Э. Вальц.

ТАБЛИЦА XVI

КАРБОНАТЫ

1 — прожилки кальцита в прослойке угля. Натур. велич. Карагандинский басс. Фото Н. М. Крыловой; *2* — прожилки кальцита в угле. Натур. велич. Подмосковный басс. Фото И. Э. Вальц; *3* — кальцит в клеточных полостях фюзена, ×70, ник. +. Камская угленосная площадь. Фото Л. В. Клитиной; *4* — сферокристаллы сидерита в углистой породе, ×42, ник. +. Южно-Якутский басс. Фото И. Э. Вальц; *5* — арагонит в угле. Натур велич. Ткварчельское м-ние. Фото Ю. А. Жемчужникова; *6* — сферосидеритовые микроконкреции в угле, ×70, без анализ. Кузнецкий басс. Фото Л. В. Клитиной; *7* — ветвящиеся кальцитовые прожилки в угле, ×110, ник. +. Ткибульское м-ние. Фото Б. И. Гуджеджиани; *8* — зернистый сидерит в угле, ×110, без анализ. Орский басс. Фото И. Б. Волковой; *9* — сидеритизированная пробковая ткань, ×45, без анализ. Южно-Якутский басс. Фото И. Э. Вальц; *10* — микроконкреции сидерита и кальцитизированные трещинки в угле, ×15, без анализ. Южно-Якутский басс. Фото И. Э. Вальц; *11* — кристаллы сидерита с окисленной оторочкой, ×42, без анализ. Южно-Якутский басс. Фото И. Э. Вальц

ТАБЛИЦА XVII

СУЛЬФИДЫ

1 — зернистая пиритизация в угле, ×110, без анализ. Карагандинский басс. Фото О. А. Дзенс-Литовской; *2* — зерна пирита в микроспоре, ×350, без анализ. Подмосковный басс. Фото И. Э. Вальц; *3* — кристаллы пирита с оторочкой шестоватого кварца, ×240, без анализ. Карагандинский басс. Фото О. А. Дзенс-Литовской; *4, 5, 6, 7* — точечная пиритизация по секреторным образованиям, ×110, без анализ. Карагандинский басс. Фото Н. М. Крыловой и О. А. Дзенс-Литовской; *8* — пиритизированный лигнит, ×53, без анализ. Еманжилинское м-ние. Фото Ю. А. Жемчужникова; *9* — мелкозернистая вкрапленность пирита, ×110, без анализ. Донецкий басс. Фото Е. И. Фокиной; *10* — зерно пирита с сидеритовой оторочкой, ×110, без анализ. Южно-Якутский басс. Фото И. Э. Вальц; *11* — скопление зерен пирита, ×240, без анализ. Орский басс. Фото И. Б. Волковой.

ТАБЛИЦА XVIII

ОКИСЛЫ, ГИДРООКИСЛЫ И СУЛЬФАТЫ

1 — прожилки гребенчатого кварца, ×80, без анализ. Южно-Якутский басс. Фото И. Э. Вальц; *2* — кварцевая минерализация угля, ×110, ник. +. Яйсанское м-ние. Фото И. Б. Волковой; *3* — кварцевая минерализация с отдельными реликтами угля (из кремнистой конкреции), ×100, без анализ. Канско-Ачинский басс. Фото И. Б. Волковой; *4* — инкрустация растительной ткани халцедоном, ×300, ник. +. Койтасское м-ние. Фото И. Б. Волковой; *5* — гребенчатая структура кварца из зоны минерализации, ×100, ник. +. Южно-Якутский басс. Фото Н. М. Насоновой; *6* — крупный сферокристалл гипса с радиально-лучистой структурой. Натур. велич. Сев. Фергана. Фото А. И. Гинзбург; *7* — прослойки целестина в угле. Натур. велич. Карагандинский басс. Фото Н. М. Крыловой; *8* — прожилки целестина в угле, ×30, ник.+. Карагандинский басс. Фото Н. М. Крыловой; *9* — прожилки целестина и точечная кварцевая минерализация, ×130, ник. +. Карагандинский басс. Фото Н. М. Крыловой.

ТАБЛИЦА XIX

РАДИОАКТИВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В УГЛЕ

1, 2, 3, 4 и *5* — различной величины включения радиоактивных минералов, образующих ореолы интенсивно повышенной углефикации. Все, кроме фото *5*, без анализ., ×120. Фото *5* ×90. Все фото Н. М. Крыловой.

ТАБЛИЦА XX

ГРАФИТОПОДОБНЫЕ НОВООБРАЗОВАНИЯ (КУЗНЕЦКИЙ БАССЕЙН)

1, 2, 3 — каемчатая разновидность в длиннопламенном угле, ×575 без анализ. Видны отчетливое двуотражение (*1* и *2*) и яркая анизотропия (*3*); *4* — чешуйчатая разновидность по трещине, ×575, ник. +; *5* — сферолит графита, ×1000, без анализ.; *6* — участок лентовидной разновидности, ×575, без анализ.; *7, 8, 9* — таблитчатая разновидность в жирном угле, ×1000. Видны отчетливое двуотражение (*7* и *8*) без анализ. и яркая анизотропия (*9* ник. +); *10, 11* — каемчато-фрагментарная разновидность в газовом угле, ×575, ник. +; *12* — группа сферолитов графита, ×1000, без анализ.; *13* — сферолиты графита в жирном угле, ×575, ник. +. Видно отчетливое радиально-лучистое погасание. Все фото Н. М. Крыловой.

ТАБЛИЦА XXI

ГРАФИТОПОДОБНЫЕ НОВООБРАЗОВАНИЯ

1 — микросферолитовый агрегат графита и графитовая оторочка по контуру поры в газовом угле, ×280, без анализ. Донецкий басс. Фото Г. П. Вырвич; *2* — сферолито-агрегатная форма графита, ×1000, без анализ. Средняя Азия, м-ние Мионаду. Фото В. В. Комогорова; *3, 4* — кристаллический графит в антраците (×100, без анализ. и ×200 ник. +) Донецкий басс. Фото Г. П. Вырвич.

ТАБЛИЦА XXII

ГЕЛИТОЛИТЫ БИКИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (N), БУРОУГОЛЬНАЯ СТАДИЯ УГЛЕФИКАЦИИ

1 — паренхогелит, ×200; *2* — гелит, ×200; *3* — ксилогелит с включением зерен кварца; *4* — гелит; *5, 6, 8* — суберинито-гелит; *7* — кутинито-гелит (*3—8*, ×100). Фото В. В. Крапивенцевой.

ТАБЛИЦА XXIII

ГЕЛИТОЛИТЫ ДОНЕЦКОГО БАССЕЙНА (C_2)

1 — гелит-Д, типа «б» (клареновый уголь), ×90. пл. m_3; *2* — фюзинито-гелитит-Д, типа «в» (дюрено-клареновый уголь), ×90. пл. m_3; *3, 4* — липоидо-фюзинито-гелитит-Г, типа «в», ×90. пл. K_8; *5, 6* — липоидо-гелитит-Г типа «б» (дюрено-клареновый уголь), ×90, пл l_3 (*1—6* — Донецко-Макеевский р-н). Фото Е. И. Фокиной.

ТАБЛИЦА XXIV

ВНЕШНИЙ ВИД ГЕЛИТОЛИТОВ ДОНЕЦКОГО БАССЕЙНА (C_2), ПЛ. l_3

1 — гелитолит-Г, полублестящий, штриховато-тонкополосчатый. Донбасс. Центральный район. Нат. вел.; *2* — гелитолит-Ж, полублестящий, тонко-полосчатый. Донбасс. Донецко-Макеевский р-н. Нат. вел.; *3* — гелитолит-Ж, полублестящий, разнополосчатый. Донбасс, Донецко-Макеевский р-н. Нат. вел. Все фото в нат. вел. Фото Е. И. Фокиной.

ТАБЛИЦА XXV

ГЕЛИТОЛИТЫ ГАЗОВОЙ СТАДИИ УГЛЕФИКАЦИИ

1 — Кизеловский басс. (C_1), ×70. Фото И. Э. Вальц; *2—5* — Кузнецкий басс. (P_1), *2* — ×120. Фото Л. В. Клитиной, *3, 4, 5* — ×130. Фото В. П. Шорина; *6* — Печорский басс. (P), ×80. Фото Л. И. Сарбеевой; *7* — Кузнецкий басс. (P), ×70, отр. св. Фото В. П. Шорина; *8* — Средняя Азия. Кштут-Зауранское м-ние (J_1). ×100. Фото А. И. Гинзбург.

ТАБЛИЦА XXVI

ГЕЛИТОЛИТЫ ЖИРНОЙ СТАДИИ УГЛЕФИКАЦИИ

1 — гелит типа «б» (клареновый уголь), ×90. Центральный р-н, пл. l_3; *2* — липоидо-фюзинито-гелитит типа «в» (дюрено-клареновый уголь), ×90. Центральный р-н, пл. l_3; *3* — гелит, состоящий из Δ-витринита, ×80. Печорский басс. (P). Фото Л. И. Сарбеевой; *4* — паренхогелит, ×100, Туюкское м-ние (J_1). Фото А. И. Гинзбург; *5* — паренхогелит,

×115, отр. св.; *6* — паренхогелит, ×110; *7* — гомогелит с трещинами выветривания, ×60; *8* — гомогелит с зернами кварца, ×90. *1—2* Донецкий басс. (C_2). Фото Е. И. Фокиной; *5—8* — Южно-Якутский басс. (J_3). Фото И. Э. Вальц.

ТАБЛИЦА XXVII

ГЕЛИТОЛИТЫ КОКСОВОЙ И ОТОЩЕННО-СПЕКАЮЩЕЙСЯ СТАДИИ УГЛЕФИКАЦИИ

1 — гелит-К (клареновый уголь), ×90; *2* — то же, ник. +. *1, 2* — Центр. р-н, пл. l_3; *3* — гелит К-ОС (клареновый уголь), ×90. Донецко-Макеевский р-н, пл. l_3; *4* — то же, ник. +; *5* — гелит-ОС (клареновый уголь) ×80. Центр р-н, пл. l_3; *6* — гелит-ОС (клареновый уголь), ×90. Центр. р-н, пл. m_3; *7* — фюзинито-гелитит-ОС (дюрено-клареновый уголь), ×90. Централ. р-н, пл. l_3, *1—7* — Донецкий басс. Фото Е. И. Фокиной; *8* — фюзинито-гелитит-К, отр. св., ×450. Кузнецкий басс. (P_1). Фото В. П. Шорина.

ТАБЛИЦА XXVIII

ГЕЛИТОЛИТЫ ВЫСОКИХ СТАДИЙ УГЛЕФИКАЦИИ

1 — фюзинито-гелит-Т фрагментарный. Пр. св., без анализ., ×140. Кузнецкий басс. (P_1); *2* — фюзинито-гелитит-ПА фрагментарный. Отр. св. ник. +. Донецкий басс. (C_1); *3* — фюзинито-гелит-ПА мелкофрагментарный. Отр. св., имм., без анализ., потемнение витринита, ×150, *4* — то же, ник. +; *5* — фюзинито-гелитит-ПА мелкофрагментарный. Отр. св., имм., ник. +, ×150; *6* — фюзинито-гелитит-ПА фрагментарно-аттритовый. Пр. св., имм., ник. +, ×150; *7* — фюзинито-гелитит-ПА мелкофрагментарный. Пр. св., имм., ник. +, ×150. Фото *3—7* — Урал. Егоршинское м-ние (C_1); *8* — гелит-МА (метаантрацит). Пр. св., без анализ., ×100. Тунгусский басс., р. Фокина (P_2); *9* — то же, ник. +. Фото *2* Л. И. Сарбеевой, остальные Л. А. Богдановой.

ТАБЛИЦА XXIX

ГЕЛИТ ТИПА «а» АНТРАЦИТОВОЙ СТАДИИ УГЛЕФИКАЦИИ ДОНЕЦКИЙ БАСС. (C_2)

1 — внешний вид гелита. Структура однородная с частыми разноориентированными короткими плотно-сомкнутыми краями трещин; *2* — характерный вид микроструктуры гелита типа «а». Преобладает неоднородный пятнисто-комковатый витринит, содержатся неотчетливо различаемые микроспоры, штрихоподобный микринит, редкие склеротиниты и мелкие высокоанизотропные включения, ×100; *3* — микроструктура гелита с мелкими обломками фюзинита, линзовидными включениями β-семифюзинита и микроспорами; *4* — микроструктура гелита с фрагментами β-телинита, содержащего высокоанизотропные овальные тела, ×100; *5* — микроструктура гелита со спорово-кутикуловым составом липоидных компонентов, ×100; *6* — пятнисто-комковатый β-телинит с высокоанизотропными включениями и кутикулоподобными полосками (возможно, рахисы птеридоспермов), ×300; *7* — микроструктура полосы Δ-витринита с высокоанизотропными щелеподобными включениями (возможно, древесина голосеменного). *8* — то же, что и *4*, ×300. Отр. св., не вполне скрещ. ник., положение погасания витринита. Фото Г. П. Вырвич.

ТАБЛИЦА XXX

ГЕЛИТ И ГЕЛИТИТ ТИПА «б» АНТРАЦИТОВОЙ СТАДИИ УГЛЕФИКАЦИИ. ДОНЕЦКИЙ БАСС. (C_2)

1 — внешний вид гелита типа «б». Структура полосчатая с мелкими линзовидными включениями фюзена. По направлению основной плоскости эндогенного кливажа наблюдаются блестящие плоско-глазковые поверхности. Нат. вел.; *2* — характерный вид микроструктуры гелита и гелитита. Витринит почти однородный со слабо проявляющейся пятнисто-комковатой структурой. Вверху — полоска витринита, ниже — слой с микроспоринитом и линзовидными включениями семифюзинита, ×100; *3* — структура микрослоя с обильным содержанием микро- и макроспоринита, обрывков и обломков β- и γ-семифюзинита, обычного для гелитита, ×100; *4* — структура микрослоя в гелитите со скоплением β- и γ-семифюзинита. В центре — полоска с характерным клеточным строением, представляющая обрывок оболочки макроспорангия. Того же происхождения остальные фюзенизированные обрывки. ×300; *5, 6* — γ-телинит в гелите и гелитите типа «б» (*5* — γ-телинит, сходный по микроструктуре с тканями голосеменных, установленными в низкометаморфизованных углях; *6* — перидерма сигиллярии (?) ×300); *7* — внешний вид разновидности плитчато-монолитного гелита с однородной или резко линзовидно-полосчатой структурой. Уменьш. в 2 раза; *8* — микроструктура того же ге-

лита; Δ-витринит, редкие оболочки спор с расплывчатыми контурами, мелкие обломки микрокомпонентов группы фюзинита, конкреции пирита. ×100. Отр. св. не вполне скрещ. ник., положение погасание витринита. Все фото Г. П. Вырвич.

ТАБЛИЦА XXXI

ГЕЛИТ ТИПА «в» АНТРАЦИТОВОЙ СТАДИИ УГЛЕФИКАЦИИ ДОНЕЦКИЙ БАСС. (C_2)

1 — внешний вид гелита типа «в». Полублестящий, минерализованный (с тонкорассеянным пиритом), редко-тонкополосчатой и штриховатой структуры. Видны плоские поверхности эндогенного кливажа. Нат. вел.; *2* — внешний вид гелита типа «в» блестящего, тонкополосчатой и штриховатой структуры с полураковистым изломом. Нат. вел. *3* — характерный вид микроструктуры гелита типа «в» с тонкими полосками Δ-витринита, ×100; *4* — микроструктура гелиса с Δ-витринитом, микроспоринитом, линзами β-телинита и семифюзинита и единичными высокоанизотропными овальными телами. По витриниту рассеяны мелкие включения пирита, ×100; *5* — характерный вид γ-телинита с менее анизотропными, чем основа, включениями (перидерма сигиллярии) ×300; *6* — γ-телинит перидермы плауновидных, ×300; *7* — микроструктура гелита с микроспоринитом и α-фюзенитом. Отр. св., не вполне скрещ. ник., погасание витринита. Все фото Г. П. Вырвич.

ТАБЛИЦА XXXII

ГЕЛИТОЛИТЫ АНТРАЦИТОВОЙ И МЕТААНТРАЦИТОВОЙ СТАДИЙ УГЛЕФИКАЦИИ

1 — фюзинито-гелит-А. Отр. св., имм., без анализ., потемнение витринита, ×300. Восточноферганский басс., м-ние Читты (J_1); *2* — то же, ник. +; *3* — гелит-А, содержащий липоидинит-А (абортивная макроспора) и семифюзинит-А с заполнением полостей клеток липоидинитом-А (палисадная ткань макроспорангия). Липоидинит-А менее анизотропен, чем витринит-А. Отр. св., ник. не вполне скрещ., ×400. Донецкий басс. (C_2). Фото Г. П. Вырвич; *4* — фюзинито-гелитит-МА. Отр. св., имм., без анализ., положение потемнения витринита, ×100. Тунгусский басс. р. Фокина (Р); *5* — то же, положение посветления витринита; *6* — то же; ник. +; *7* — фюзинито-гелитит-А. В верхней части фото — линза β-телинита-А. Отр. св., масл. имм., без анализ., положение потемнения витринита, ×120. Тунгусский басс., гора Рудна (P_2). Все фото, кроме *3*, Л. А. Богдановой.

ТАБЛИЦА XXXIII

ФЮЗИТЫ БУРОУГОЛЬНОЙ СТАДИИ УГЛЕФИКАЦИИ

1 — фрагментарный телофюзинито-семифюзит с тонкими прожилками десмито-витринита (фюзено-семифюзеновый уголь), ×100. Ср. Азия, Кок-Майнакское м-ние; *2* — фрагментарный телофюзинито-семифюзит. В нем содержится значительное количество десмито-витринита (кларено-дюреновый уголь фюзенового состава), ×100; *3* — фрагментарный телосемифюзит, отр. св., ×80. Шурабское м-ние. Фото А. И. Гинзбург, Е. С. Корженевской. *4* — аттрито-фрагментарный семифюзит (кларено-дюреновый уголь фюзенового состава), ×100. Ср. Азия, Кок-Майнакское м-ние; *5* — фрагментарный телофюзит (фюзено-семифюзеновый уголь) Майкюбенский басс., ×60. Фото Н. М. Крыловой; *6* — фрагментарный телофюзит (фюзено-семифюзеновый уголь). Мангышлакское м-ние, ×60. Фото И. Э. Вальц; *7* — аттритовый гомофюзит. Фюзенизированное вещество в значительной степени представлено микринитом; относительно много зерен кварца (дюрен фюзенового состава с непрозрачной основной массой). ×100. *1, 2, 4, 5* — фото А. И. Гинзбург.

ТАБЛИЦА XXXIV

ФЮЗЕНОЛИТЫ ГАЗОВОЙ СТАДИИ УГЛЕФИКАЦИИ БАЛАХОНСКОЙ СЕРИИ КУЗНЕЦКОГО БАССЕЙНА ПРОКОПЬЕВСКО-КИСЕЛЕВСКОГО РАЙОНА (P_1)

1 — внешний вид полуматового однородного фюзенолита (микринитовый кларено-дюрен). Нат. вел. Змеинское м-ние. Фото В. П. Шорина; *2* — фрагментарный телофюзит (дюрен-фюзено-семифюзенового состава); ×100. пл. Двойной; *3* — аттритовый фюзит, ×100, пл. Двойной; *4* — аттритовый гомофюзитит микринитового состава (кларено-дюрен с волокнистым гелифицированным веществом), ×80, пл. Двойной, ×80; *5* — фрагментарный телофюзинит, ×80, пл. Двойной; *2—5* — фото Л. В. Клитиной.

ТАБЛИЦА XXXV

ФЮЗЕНОЛИТЫ ЖИРНОЙ СТАДИИ УГЛЕФИКАЦИИ

1 — фрагментарный телосемифюзит балахонской серии, ×75, отр. св., пл. Волковский. Кузнецкий басс. (P). Фото В. П. Шорина; *2* — фрагментарно-аттритовый фюзит, ×80, Имангда, пл. IX. Тунгусский басс. (P_1). Фото Л. А. Богдановой. *3*, *4* — фрагментарный телосемифюзитит, ×80. Туюкское м-ние, Восточно-Ферганский басс. (J_1). Фото А. И. Гинзбург.

ТАБЛИЦА XXXVI

ФЮЗЕНОЛИТЫ ВЫСОКИХ СТАДИЙ УГЛЕФИКАЦИИ

1 — фюзинит-Т, состоит из крупных линз β-семифюзинита, прожилков коллинита между ними, микринита и Δ-семифюзинита. Отр. св. имм., без анализ., потемнение витринита, ×120. Тунгусский басс. Кайеркан (P); *2* — то же, ник. +; *3* — гелитит-А как микролитотип в фюзините-А. Виден β-телинит с корпо-витринитом, по краям переходящий в β-семифюзинит. Отр. св., имм., без анализ., положение потемнения витринита, ×270. Восточно-ферганский басс. (J_1); *4* — фюзитит-ПА. Отр. св., имм., без анализ., положение потемнения витринита, ×150. Тунгусский басс. (P); *5* — то же, ник. +; *6* — фюзит-ПА как микролитотип в гелите-ПА. Часть поперечного среза черенка листа. Отр. св., имм., без анализ., положение потемнения витринита, ×270. Сучанский басс. (Cr_1). Все фото Л. А. Богдановой.

ТАБЛИЦА XXXVII

ФЮЗЕНОЛИТЫ АНТРАЦИТОВОЙ СТАДИИ УГЛЕФИКАЦИИ

1 — гелито-фюзитит фрагментарно-аттритовый. Темные серые нитевидные включения в центре — кутинит (?) с более высоким двупреломлением, чем витринит. Отр. св., с имм., без анализ., ×150. Потемнение витринита. Тунгусский басс., р. Фокина; *2* — то же, ник. +; *3* — гелито-фюзитит фрагментарно-аттитовый. В центре β-семифюзинит, ниже коллинит с аттрито-фюзинитом, выше линза витринита со смолоподобными высокодвупреломляющими заполнениями клеток, в самом низу — α-ортофюзинит. Отр. св. с имм., без анализ., ×100. Потемнение витринита. Тунгусский басс. р. Фокина; *4* — то же, положение посветления витринита; *5* — то же, ник. +; *6* — гелито-семифюзитит аттритовый. Отр. св., ник. +, ×50. Зап. Таймыр, р. Лемберова. Фото А. Б. Алексеевой; *7* — гелито-фюзитит фрагментарный. Отр. св. с имм., ник. +, 270. Горловский басс. (P); *8* — фюзит аттритовый. Отр. св., с имм., ник. +, ×130. Урал, Брединское м-ние (C_1); *9* — фюзит фрагментарный. Отр. св. с имм., без анализ., ×270. Горловский басс. (P_1). Все фото, кроме *6*, Л. А. Богдановой.

ТАБЛИЦА XXXVIII

РЕЗИТЫ И РЕЗИТИТЫ

1 — внешний вид резита (смоляного липтобиолита), уменьшено в 2 раза. Устье р. Лены. Фото П. И. Глушинского; *2*, *4* — микроструктура резита (смоляного липтобиолита), ×10, устье р. Лены. Фото П. И. Глушинского; *3* — микроструктура резитита (смоляного кларено-дюрена), ×80, фото Е. С. Корженевской; *3* — Алданский р-н (Cr_1), длиннопламенная стадия углефикации; *5*, *6* — микроструктура резита (смоляного липтобиолита); *5* — Суйфунское м-ние (Cr_1), длиннопламенная стадия углефикации; *6* — Ткибульское м-ние (J_2), газовая стадия углефикации; *5*—*7* — ×80. Фото А. И. Гинзбург.

ТАБЛИЦА XXXIX

КУТИТЫ-Г (КУТИКУЛОВЫЙ ЛИПТОБИОЛИТ)

1, *2* — внешний вид плитчатой разновидности кутита, так называемой «рогожки», нат. вел. Барзасское м-ние (D); *3* — микроструктура плитчатой разновидности кутита; светлые полосы — кутинит, темные — витринит (паренхинит), ×53. Барзасское месторожд. (D), фото З. В. Ергольской; *4*, *5* — микроструктура кутита из гальки. Светлые полосы — кутинит, темные — витринит (паренхинит), ×45. Фото А. И. Гинзбург.

ТАБЛИЦА XL

СПОРИТЫ (СПОРОВЫЕ ЛИПТОБИОЛИТЫ И ДЮРЕНЫ)

1 — микроспорит с линзочками Δ-витринита, споры сцементированы глинистым веществом, буроугольная стадия углефикации, ×80. Ухтинский р-н (D); *2* — микро-макроспорит, ×86, *3* — микроспорит, ×100; *4*, *5* — микроспорит, ×70, Камский басс. (C_1); *6* —

микроспорит с включением микроспоры и линзочек Δ-витринита, ×140; *7* — микро-макроспорит ×100; *8, 9* — микро-макроспорит-Г, ×70, Кизеловский басс. (C_1); *2, 3, 6, 7* — длиннопламенная стадия углефикации, Донецкий басс. (C_1). Фото А. И. Гинзбург.

ТАБЛИЦА XLI

МИКСТОГУМОЛИТЫ-Г. ДОНЕЦКИЙ БАССЕЙН (C_1)

1, 2, 3, 4, 6 — ×40; *5* — ×100, Фото А. И. Гинзбург.

ТАБЛИЦА XLII

ВНЕШНИЙ ВИД САПРОГЕЛИТОВ

1 — внешний вид блестящего штриховатого гелита (кларенового угля) в контакте с полуматовым однородным гелито-коллоальгитом (черемхитом), чередующимся с полублестящим однородным альгинито-гелитом (касьянитом), длиннопламенная стадия углефикации. Нат. вел., Иркутский басс., Черемховское м-ние (J_2); *2, 3* — внешний вид полублестящего однородного альгинито-гелита-Д (касьянита), нат. вел., Иркутский басс., Черемховское м-ние (J_2). Фото А. И. Гинзбург.

ТАБЛИЦА XLIII

САПРОГЕЛИТЫ (АЛЬГИНИТО-ГЕЛИТЫ)

1, 2 — буроугольная стадия углефикации, Подмосковный басс. (C_1); *1* — ×90. Фото Е. К. Вандерфлит; *2* — ×82. Фото И. Э. Вальц, Л. И. Сарбеевой; *3* — длиннопламенная стадия углефикации, ×80, Иркутский басс. Фото А. И. Гинзбург; *4* — длиннопламенная, тяготеющая к газовой, стадия углефикации, ×110, Карджюрское м-ние (J_2). Фото И. Э. Вальц; *5, 6* — жирная стадия углефикации, черные включения — талломо-альгинит-Ж, ×40, Южно-Якутский басс. (J_3). Фото Е. С. Корженевской.

ТАБЛИЦА XLIV

АЛЬГИНИТО-СПОРИНИТО-ГЕЛИТЫ (КЕННЕЛИ)

1, 3 — буроугольная стадия углефикации; *1—3* — ×220. Подмосковный басс. (C_1). Фото Е. К. Вандерфлит; *2* — длиннопламенная стадия углефикации, ×70. Камский басс. (C_1). Вятская площадь. Фото Л. В. Клитиной. *4* — газовая стадия углефикации. Кизеловский басс. (C_1), ×80. Фото А. И. Гинзбург.

ТАБЛИЦА XLV

АЛЬГИНИТО-СПОРИНИТО-ГЕЛИТЫ (КЕННЕЛИ)

1 — длиннопламенная стадия углефикации, ×110. Донецкий басс. (C_1); *2* — длиннопламенная, тяготеющая к газовой, стадия углефикации, ×80; *3* — газовая стадия углефикации, много мельчайших зерен пирита, ×110; *4* — газовая стадия углефикации, минерализованная водоросль в центре. Много зерен пирита, ×220; *5* — длиннопламенная стадия углефикации, ×80. Кумбельское м-ние; *6* — газовая стадия углефикации. Наблюдается равномерное распределение мельчайших зерен кварца, ×80. Карагашинское м-ние; *1—4* — Донецкий басс (С); *5—6* — Восточно-Ферганский басс. (J_1). Фото А. И. Гинзбург.

ТАБЛИЦА XLVI

ГЕЛИТО-КОЛЛОАЛЬГИТЫ

1 — гелито-коллоальгит-Д (черемхит), Иркутский басс. (J_2); *2* — то же; участок с отчетливым преобладанием десмито-витринита, среди которого просвечивает колло-альгинит, ×80; *3* — колло-альгинит переслаивается с десмито-витринитом, в виде прослойков или дисперсного проникновения колло-альгинита в десмито-витринит, ×80; *4* — в колло-альгите-Д (сапроколлите) микроскопические прослойки альгинито-гелита (касьянита). ×80. Иркутский басс. (J_2); *5* — то же, ×220; *1—5* — Черемховское м-ние. Фото А. И. Гинзбург.

ТАБЛИЦА XLVII

ГЕЛИТО-ТАЛЛОМО-АЛЬГИТЫ

1 — внешний вид гелито-талломо-альгита-Б (касьянито-богхед). Уменьшено в 2 раза. Подмосковный бассейн. (C_1); *2* — гелито-споро-альгит-Б (кеннель-богхед), ×120. Подмосковный басс., Селижаровское м-ние (C_1). Фото Е. К. Вандерфлит; *3* — гелито-талломо-альгит-Б ×80. Кушмурунское месторожд. (J_1); *4* — внешний вид выветрелого гелито-талломо-альгита-Б. Нат. вел. Средняя Азия, Кок-Майнакское м-ние (J_1); *5* — гелито-талломо-альгит-Б, ×80, Средняя Азия, Кок-Майнакское м-ние (J_1); *6* — гелито-талломо-альгит-D, ×80, Оленекский р-н, Таймылырское м-ние (Cr_1). *2—6* — фото А. И. Гинзбург.

ТАБЛИЦА XLVIII

КОЛЛОАЛЬГИТЫ-Б (САПРОКОЛЛИТЫ)

1, 5 — в коллоальгите многочисленные включения аттрито-витринита, ×80. Иркутский басс. Будаговское м-ние (J_2); *2* — в коллоальгите аттрито-витринит и отдельные экземпляры талломо-альгинита, ×80. Кушмурунское м-ние (J_1); *3, 4* — гелифицированные волокна и участки среди колло-альгинита, ×40. Хахарейское м-ние, фото Ю. А. Жемчужникова; *6* — линза Δ-витринита среди колло-альгинита; *7* — внешний вид альгинито-споринито-гелита-А (кеннеля). Донецкий басс. Фото Г. П. Вырвич.

ТАБЛИЦА XLIX

КОЛЛОАЛЬГИТЫ-D (САПРОКОЛЛИТЫ)

1, 2, 3 — ×80. Иркутский басс. Матаганское м-ние (J_2); *4* — в коллоальгите включения аттрито-витринита и линзочки Δ-витринита, ×220. Восточно-Ферганский басс. Кумбельское месторожд. (J_1). *5* — в колло-альгините линзочки β-фюзинита, ×210. Тунгусский басс. р. Учами (P_2). А. И. Гинзбург.

ТАБЛИЦА L

ТАЛЛОМО-АЛЬГИТЫ

1, 2 — внешний вид талломо-альгита (богхеда), Подмосковный бассейн (C_1); *1* — Донской район, нат. вел.; *2* — Гротовское месторождение, немного уменьшено, Талломо-альгит значительно загрязнен глинистым веществом. Фото А. И. Гинзбург; *3, 4* — талломо-альгит-Б (богхед). Подмосковный бассейн (C_1). Гротовское месторождение, ×80. *3* — месторождение неизвестно (из коллекции ВСЕГЕИ).

ТАБЛИЦА LI

ТАЛЛОМО-АЛЬГИТЫ

1, 2, 3 — талломо-альгит-Б (богхед). Подмосковный бассейн (C_1); *1* — ×120; *2* — ×80; *3* — ×200; Фото А. И. Гинзбург; *4* — внешний вид слоистого талломо-альгита-Б-Д (богхеда). Иркутский басс. Хахарейское месторожд. (J_2); *5* — талломо-альгит-Б. Иркутский басс. Хахарейское месторожд. (J_2), ×80. Слоистость обусловлена чередованием слойков, состоящих из талломо-альгинита и слойков из талломо-альгинита, сцементированного десмито-витринитом.

ТАБЛИЦА LII

ТАЛЛОМО-АЛЬГИТЫ

1 — внешний вид талломо-альгита-Д (богхеда); *2, 3, 4* — талломо-альгит-Д. Наблюдается слоистая текстура, образованная чередованием слойков, состоящих исключительно из талломо-альгинита со слойками, в которых, кроме талломо-альгинита, присутствует витринит; *2, 3* — ×80; *4* — ×100. *1, 2, 3, 4* — Оленекский район. Чирчикское м-ние; *2, 3* — фото П. И. Глушинского; *1, 4* — фото А. И. Гинзбург.

ТАБЛИЦА LIII

ТАЛЛОМО-АЛЬГИТЫ

1 — внешний вид талломо-альгита-D (богхеда), нат. вел.; *2*, *3*, *4* — талломо-альгит-D. *2* — среди талломо-альгита, состоящего из очень мелких водорослей, располагаются участки талломо-альгитита, состоящего из крупных водорослей, сцементированных десмито-витринитом; *2*, *3* — ×80; *4* — то же, что и на *3* при ×220. Оленекский район (Cr_1). Фото А. И. Гинзбург.

ТАБЛИЦА LIV

МИКРОКОМПОНЕНТЫ УГЛЕЙ В ЗОНАХ КОНТАКТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА. ОТР. СВ., ИММ., ×100. ТУНГУССКИЙ БАСС. (P_2)

1 Δ-витриниты, фюзиниты и липоидиниты в исходном длиннопламенном угле. Без анализ. р. Котуй; *2* — α-фюзинит и пористый витринит в обожженном угле. $T^к$ (Тр.). *1*, *2* м от дайки, без анализ. Тот же слой; *3* — витринит-$А^к$ (Мт) из того же слоя в 0,20 м от дайки. Черное — заполнение трещин кальцитом. Без анализ.; *4* — то же, ник. +; *5* — аттрито-фюзинит и мелкофрагментарный витринит в обожженном фюзитите. $ПА^к$ (Тр), 1 м от дайки. Без анализ. Гора Надежда; *6* — витринит в обожженном гелите, $А^к$ (Тр.). Непосредственный контакт с дайкой. Без анализ. гора Надежда; *7* — то же, ник. +; *8* — витринит в природном коксе $А^к$ (Ко). Без анализ. р. Н. Тунгуска; *9* — α-ортофюзинит (вверху) и витринит в обожженном гелите. $T^к$ (Тр.), гора Надежда; *10* — γ-витринит-$ПА^к$ (Мт) и α-ортофюзинит-$ПА^к$ (Мт) (внизу черный) в контактово-метаморфизованном гелите. Непосредственный контакт. Ник. +, гора Надежда; *11* — графит (белый), вкрапленный в измененную породу дайки. Фото Л. А. Богдановой.

ТАБЛИЦА LV

МИКРОКОМПОНЕНТЫ И ТИПЫ УГЛЕЙ В ЗОНАХ КОНТАКТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА

1 — γ-витринит-$А^к$ (Мт). Полости клеток заполнены резинитом-$А^к$ (Мт), посветление витринита; *2* — то же, потемнение витринита; *3* — антраксолит (?) в контактовом антраците (по Л. Ф. Ажгиревич), потемнение витринита, ×800; *4* — резинит-$А^к$ (Мт) в центре и Δ-витринит-$А^к$ (Мт), посветление витринита; *5* — то же, ник. +; *6*, *7* — характер пористости витринита-$А^к$ (Мт); *8* — колловитринит-Т и глинистое вещество в исходном тощем угле; *9* — минерализованный гелит-$ПА^к$ (Тр), 4 м от дайки; *10* — гелит-$А^к$ (Тр), 0,20 м от дайки; *11* — α-ортофюзенит-$А^к$ (Тр) (слева) и Δ-витринит-$А^к$ (Тр) на контакте с дайкой. Цвет витринита и ортофюзенита одинаковый. Фото Л. А. Богдановой. *1*—*7* — о. Сахалин (N); *8*—*11* — Сучанский басс. (Cr_1); *7* — пр. св., имм., ник. +; ×100; *5* — отр. св., ник. +; остальные фото — отр. св., имм., без анализ.

ТАБЛИЦА LVI

ТИПЫ КОНТАКТОВО-МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ УГЛЕЙ

1, *3*, *6*, *7* — контактовый метаморфизм полублестящего тонкополосчатого гелитита на контакте с дайкой диабаза мощностью 25 м. Исходный уголь коксовой стадии углефикации, нат. вел. Кузбасс, Томь-Усинский район, пласт IV—V_1 (P_2); *1* — неизмененный гелитит-К, 110 м от контакта; *3* — слабо собственно контактово-метаморфизованный гелитит — $О^к$ (Мт), 28 м от контакта; *6* — неизмененный фюзит, 110 м от контакта с дайкой диабаза; *7* — собственно контактово-метаморфизованный гелитит-$ПА^к$ (Мт), 5 м от контакта. Видна пластическая деформация угля; *2*, *4*, *5* — собственно контактовый метаморфизм и частичное коксование гелита штриховатого на контакте с дайкой мощностью 0,80 м. Исходный уголь стадии О (региональный термальный тип метаморфизма). Нат. вел. 5—1/2. Нат. вел. о. Сахалин. Лесогорское м-ние, шахта 15, пл. 23 (N); *2* — гелит-О исходный на расстоянии 5,20 м; *4* — гелит $А^к$ (Мт+Ко), 0,40 м от контакта; *5* — гелит-$А^к$ (Мт+Ко) с шестоватой отдельностью, непосредственный контакт. Фото Л. А. Богдановой.

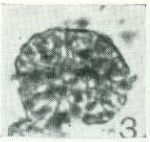
ТАБЛИЦА LVII

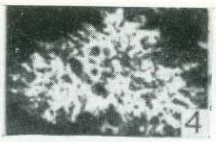
Петрографические типы углей при собственно контактовом метаморфизме под влиянием дайки диабаза мощностью 25 м. Исходная стадия метаморфизма углей коксовая. Нат. вел. Кузбасс, Томь-Усинский район, карьер пл. IV—V (P_2).

1 — гелит-штриховато-полосчатый-$ПА^к$ (Мт), 1 м от контакта; *2* — гелит штриховато-полосчатый $T^к$ (Мт), 12 м от контакта; *3* — фюзит штриховатый $ПА^к$ (Мт), 1 м от контакта; *4* — фюзит однородный, $ПА^к$ (Мт), 1 м от контакта; *5* — фюзитит однородный, $T^к$ (Мт), 12 м от контакта. Фото Л. А. Богдановой.

1

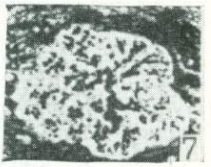
2


3

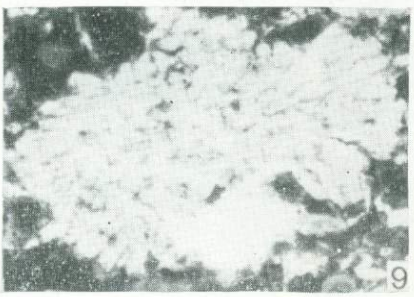

4

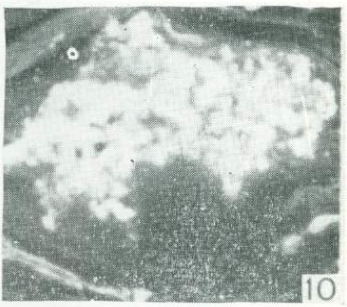
5

6


7

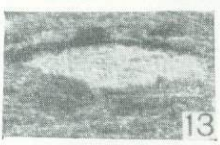
8


9


10

11

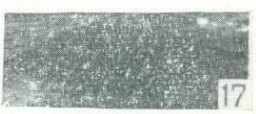
12

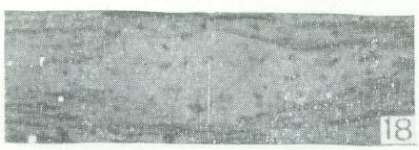

13

14

15

16


17

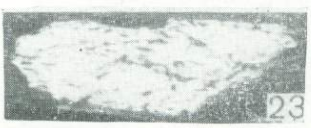

18

19

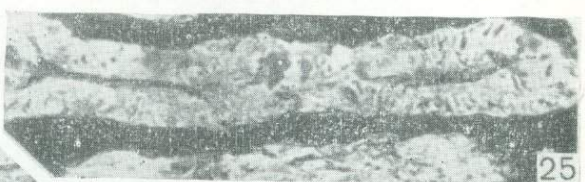
20

21

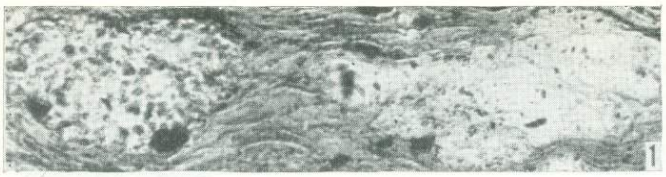
22


23

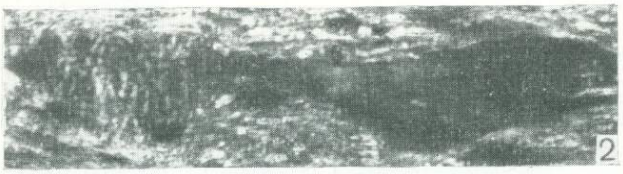
24

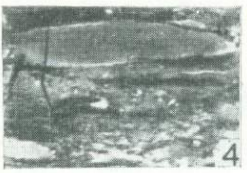

25

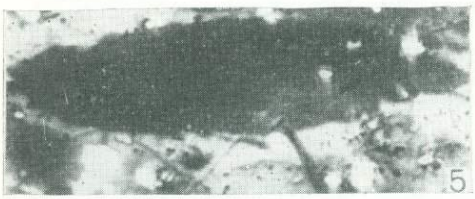
26

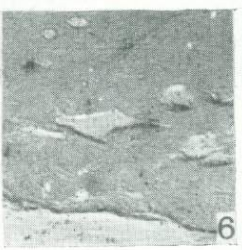

1

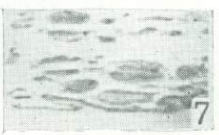
3

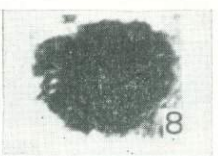

2

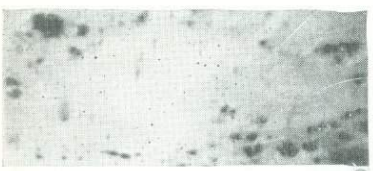

4

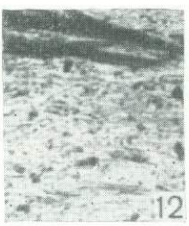

5

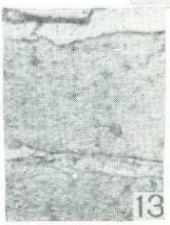

6


7

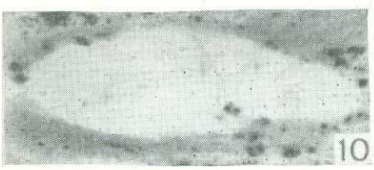

8

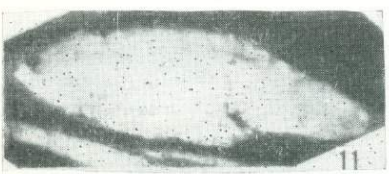

9

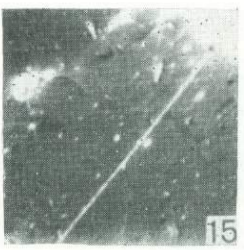

12

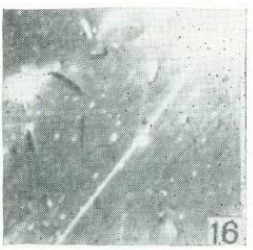

13

14

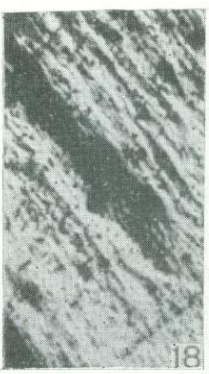

10

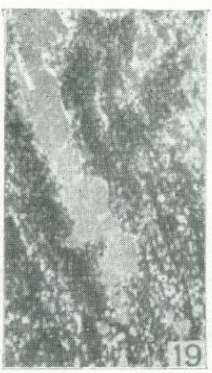

11

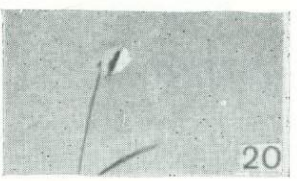

15

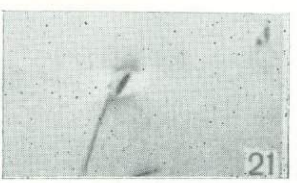

16

17

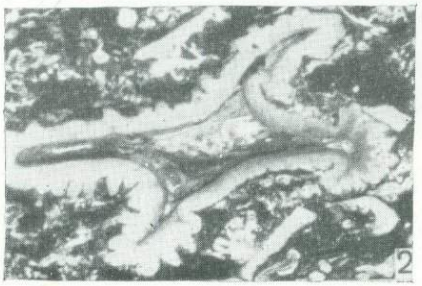

18


19

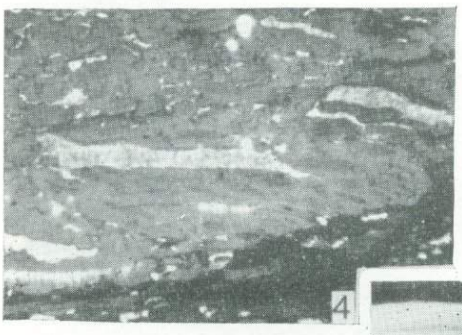

20

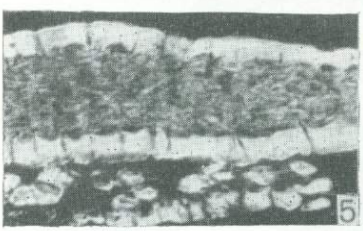

21

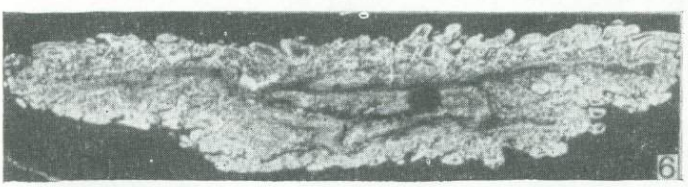
1


2

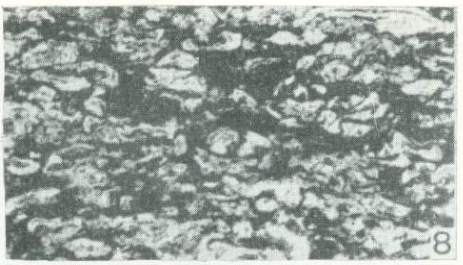
3


4

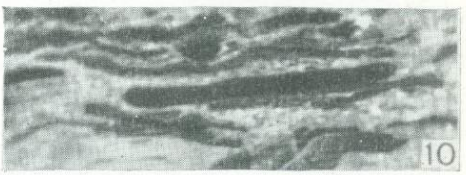

5

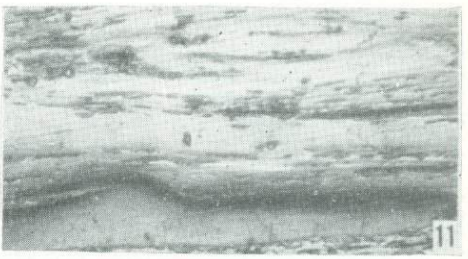

6

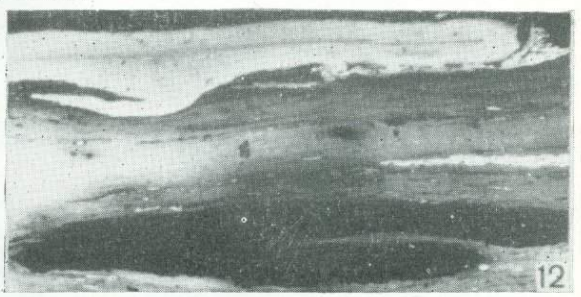
7

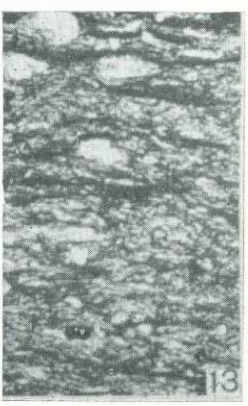

8

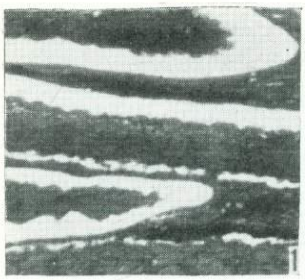
9

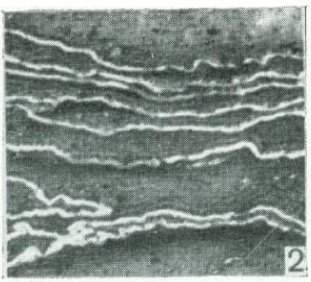

10

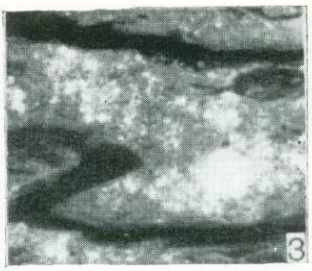

11

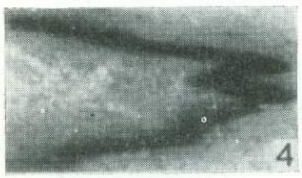

12

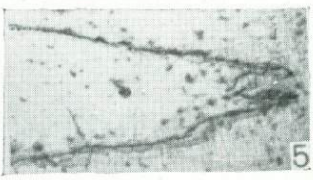

13


1

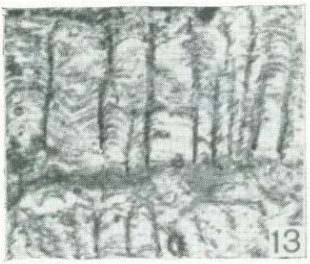

2

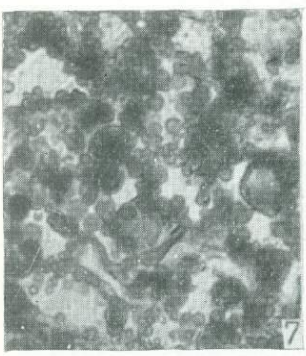

3

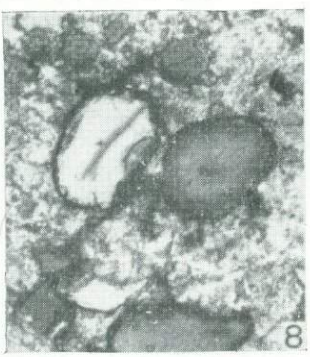

4

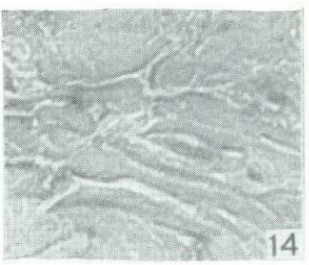

5

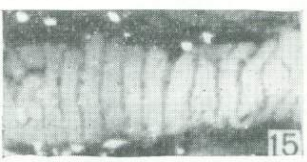
6

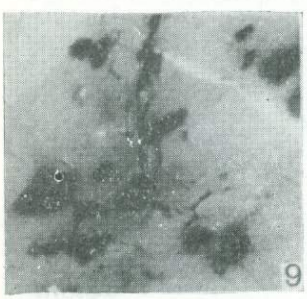

13

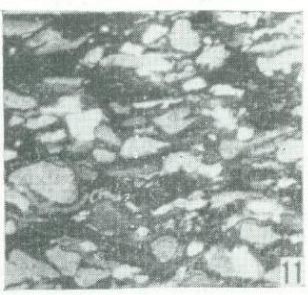

7

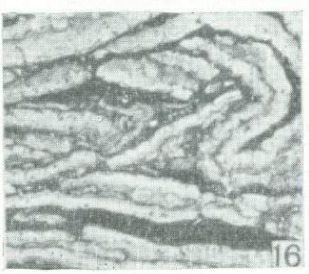

8

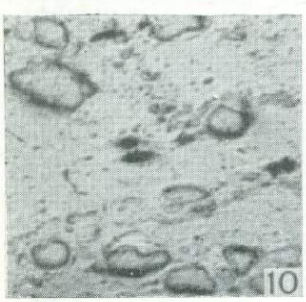

14

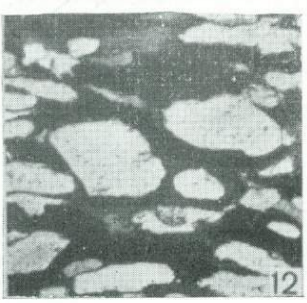

15

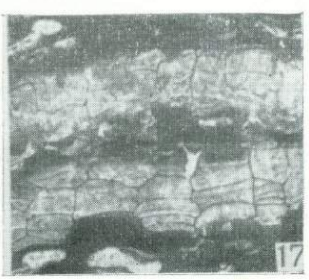

9

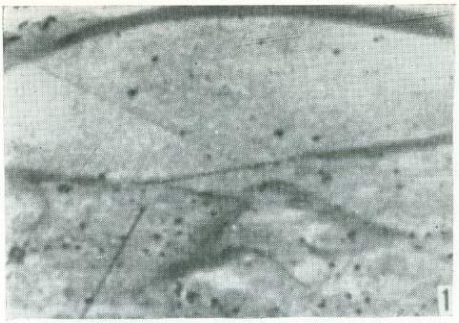

11

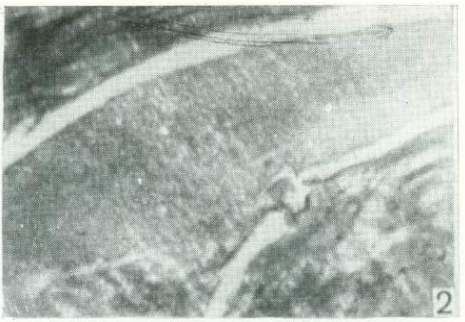

16

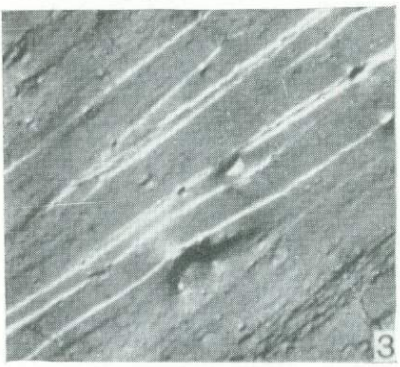

10


12


17

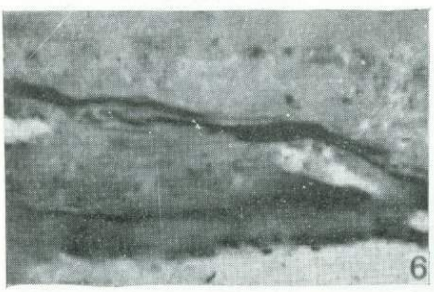

1


2

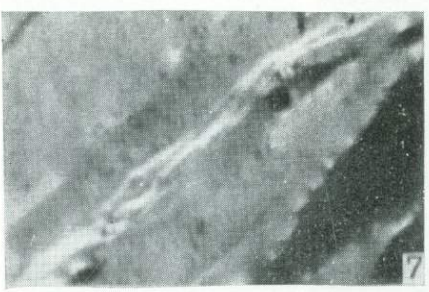

3

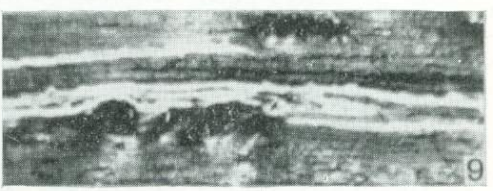
4

5

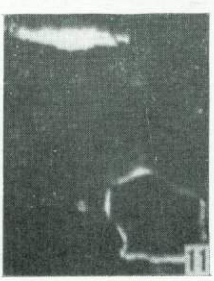

6

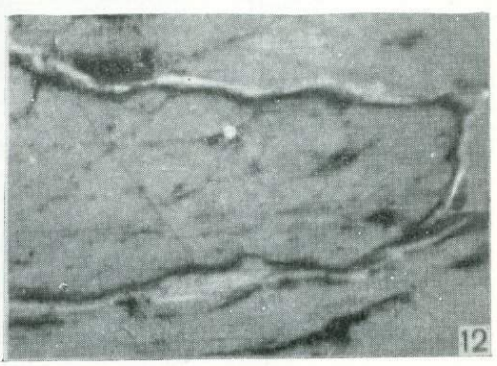
8

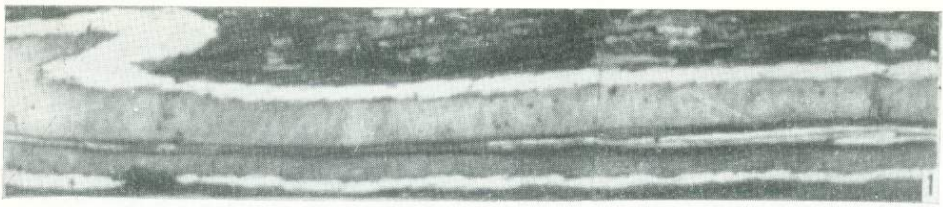

7

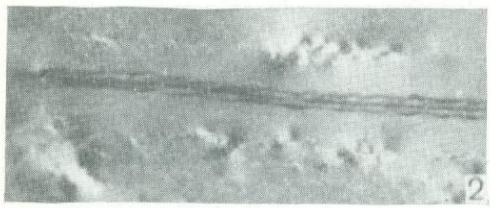

9

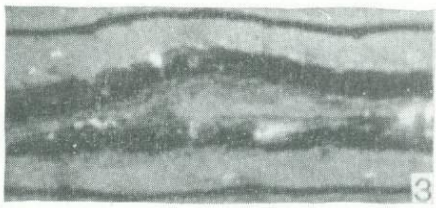
10


11

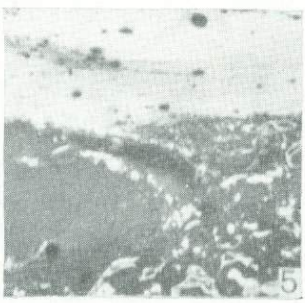

12

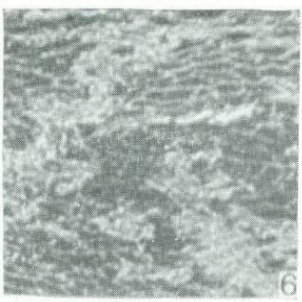

1

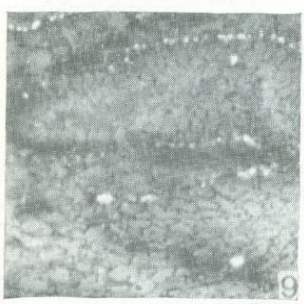

2

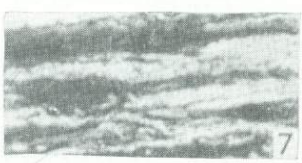

3

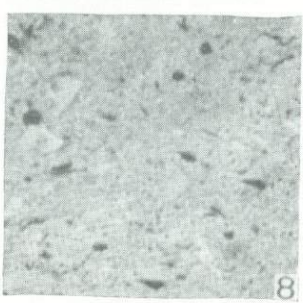
4

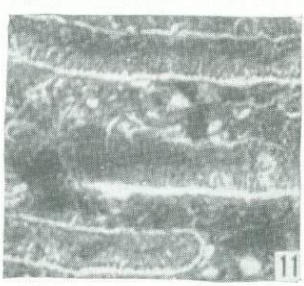

5

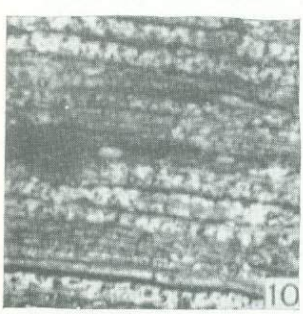

6


9

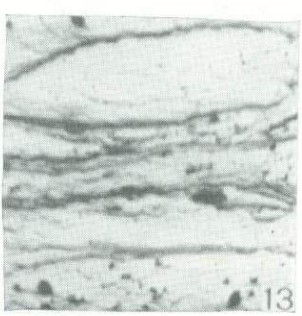

7

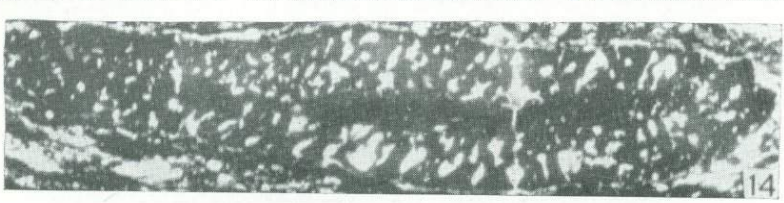

8

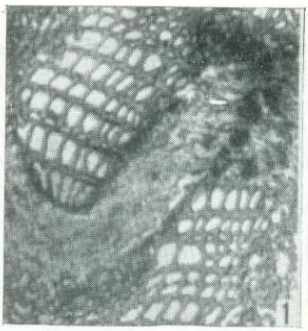

11

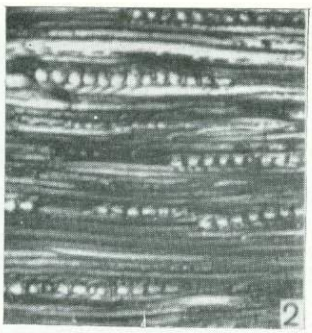

10

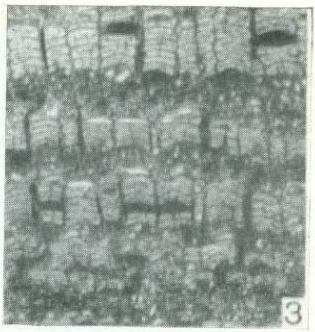
12

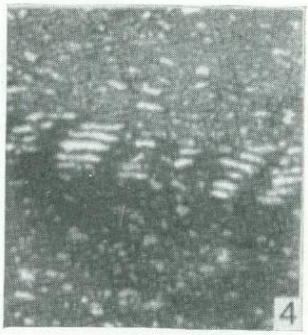

13

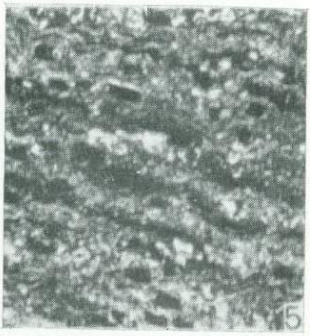

14

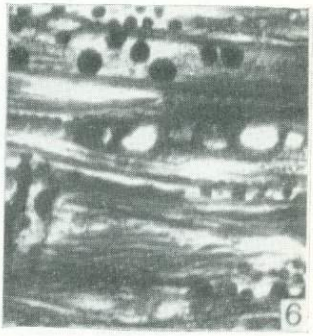

1


2

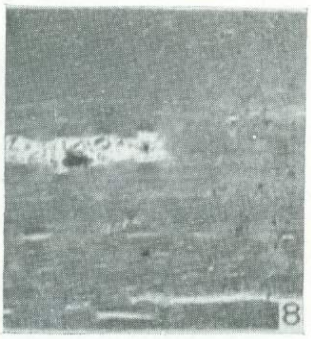

3

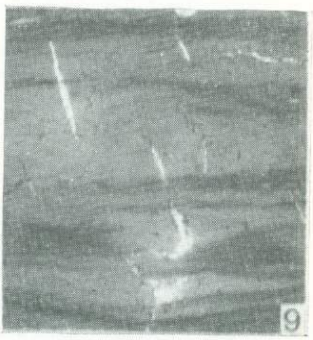

4


5

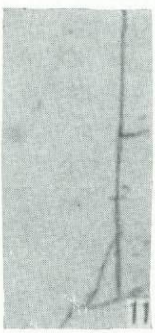

6

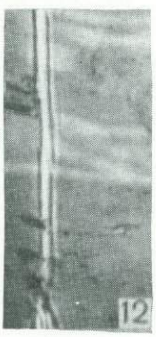
7


8


9

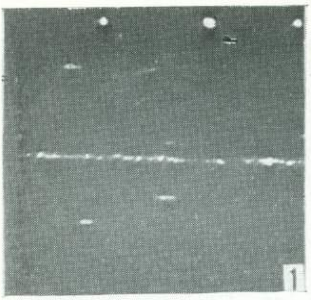
10

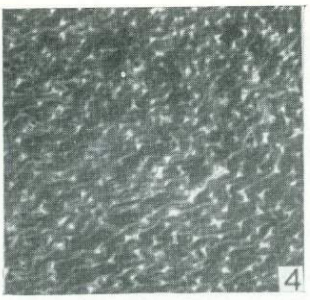

11

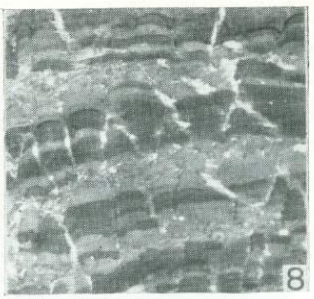

12

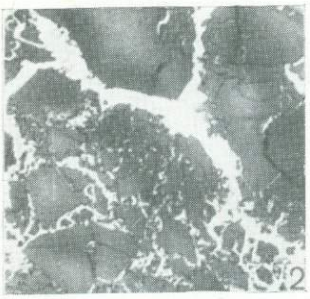
13

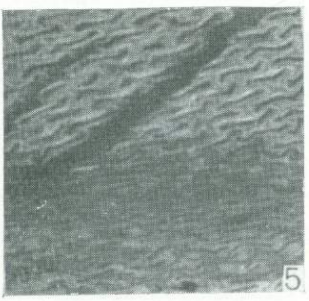
14

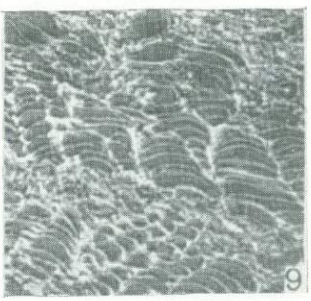

1

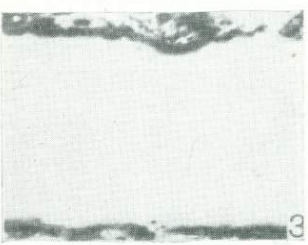

4

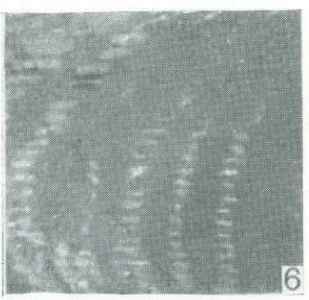

8

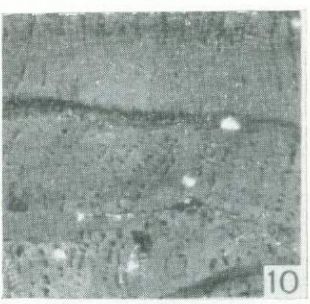

2

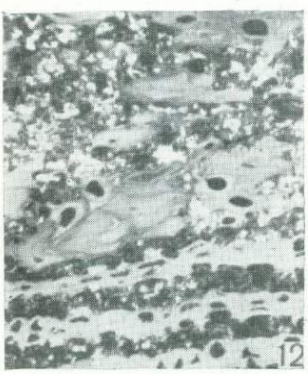

5

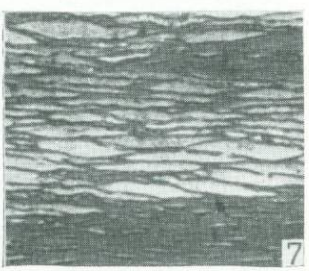

9


3

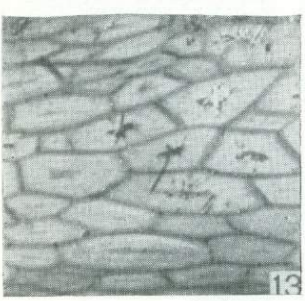

6

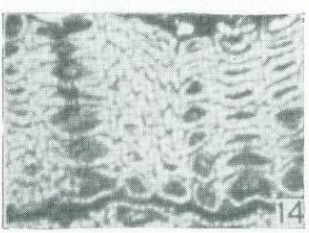

10


12

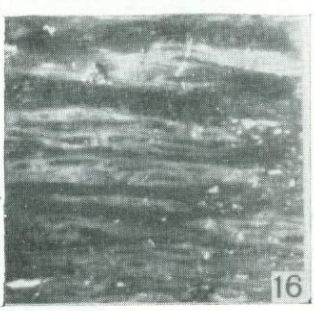

7

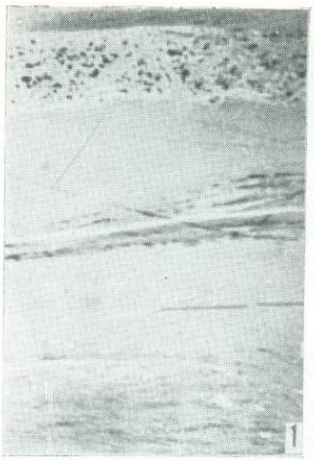
11


13

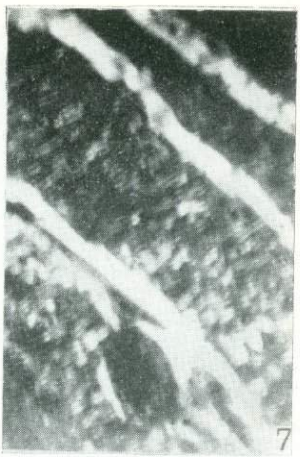

14

15

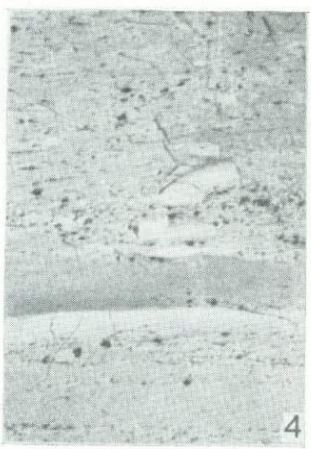

16


1

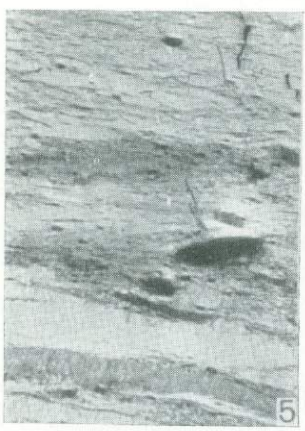
2


7

3

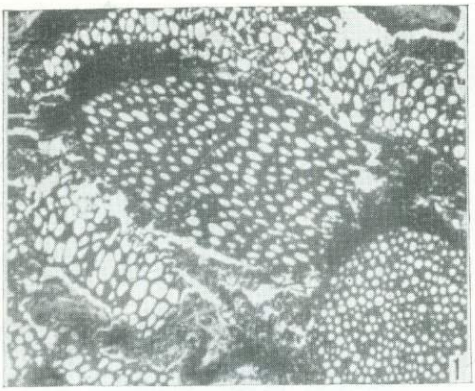

4

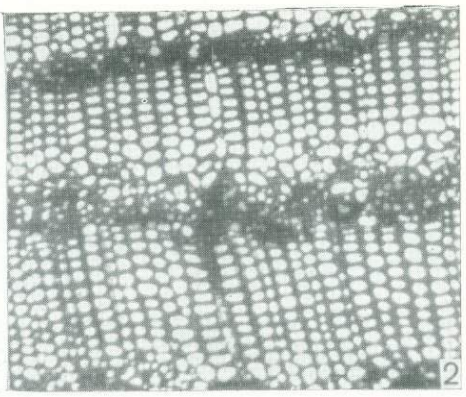
8


5

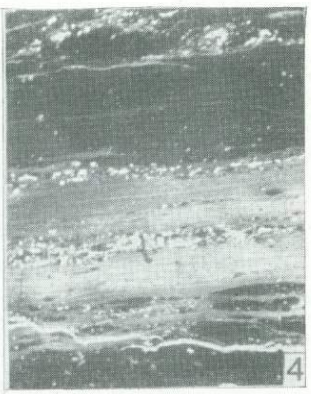
6

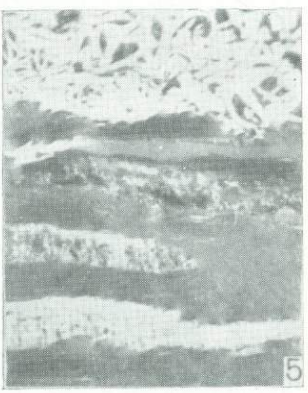
9

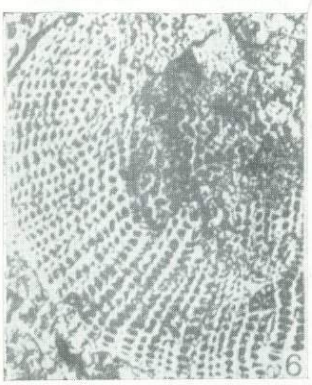

1

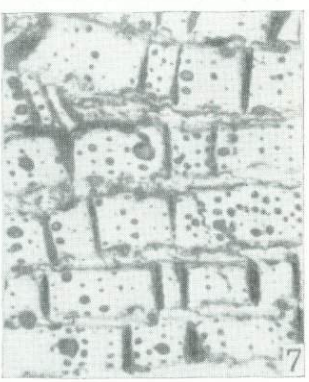

2

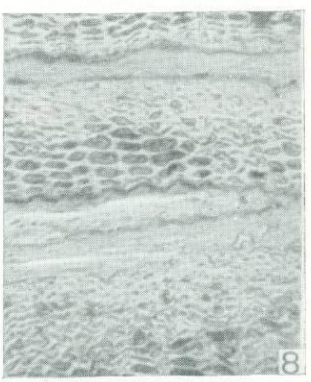
3

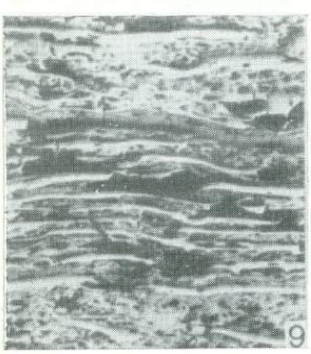

4

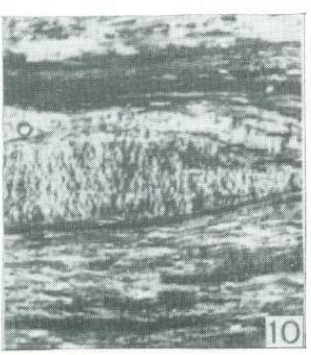

5

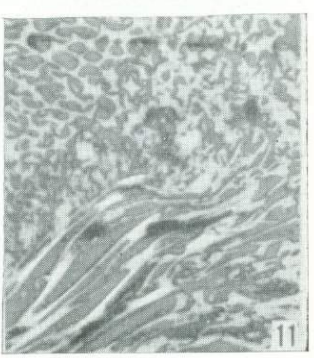

6


7

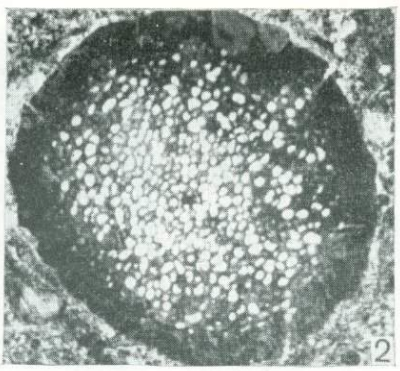

8


9

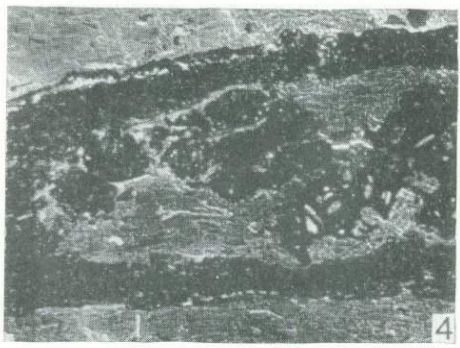

10

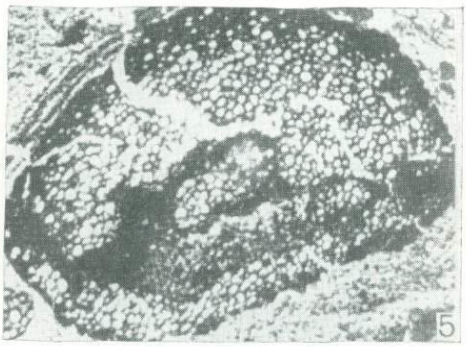

11

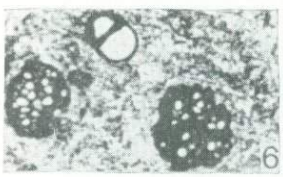
1


2

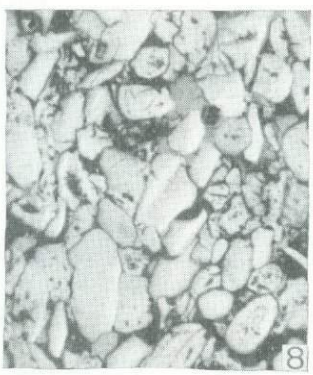
3

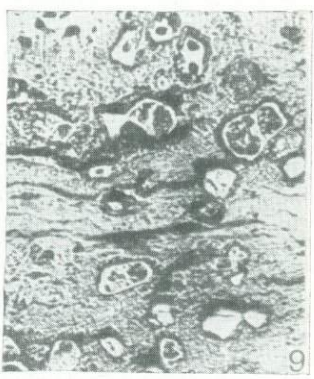

4

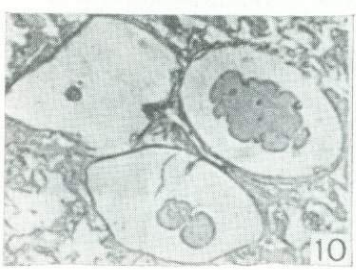

5

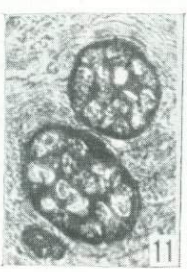

6

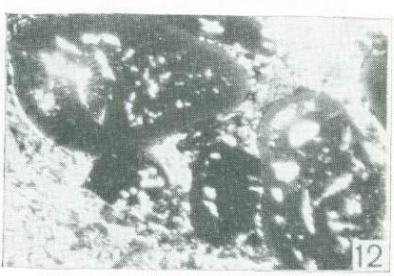
7

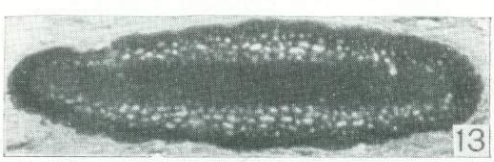

8

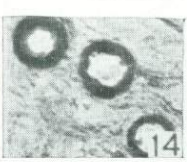

9


10

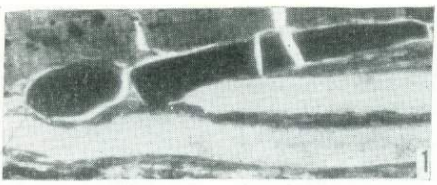

11

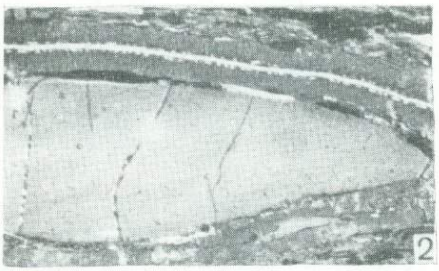

12


13

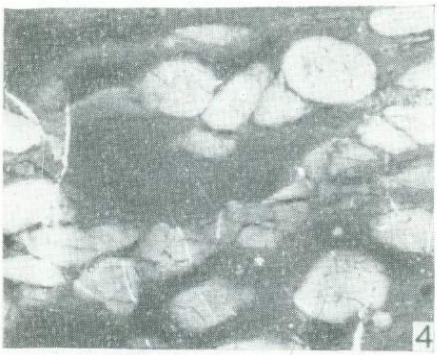

14

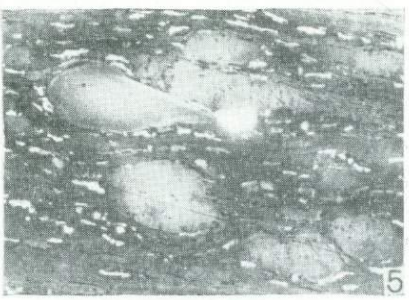
15

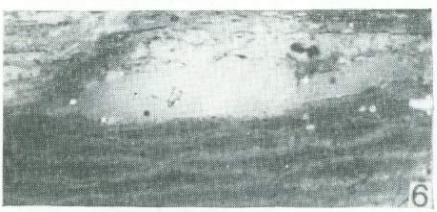

1

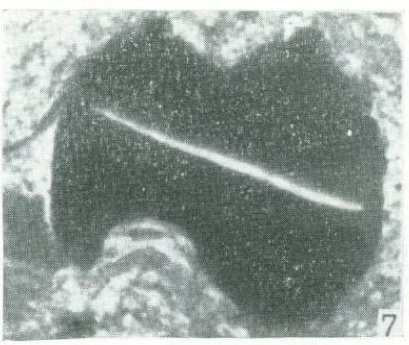

2

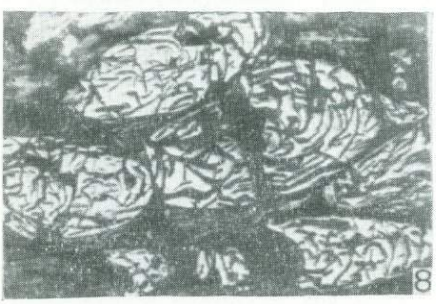
3

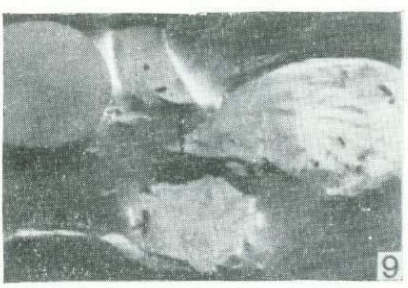

4

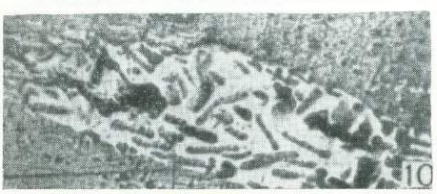

5


6


7


8

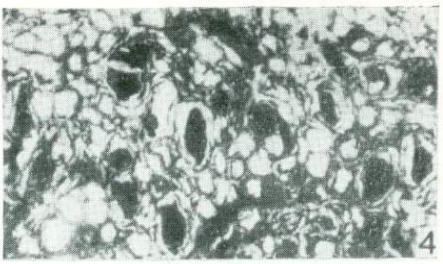

9

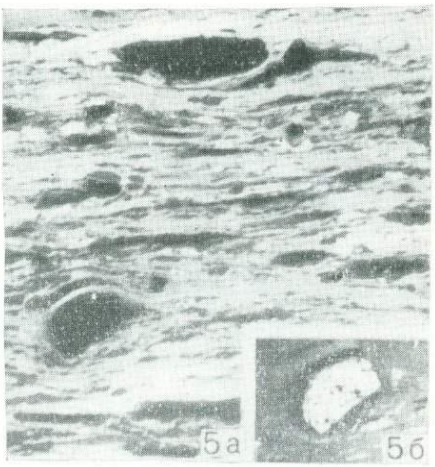

10

11

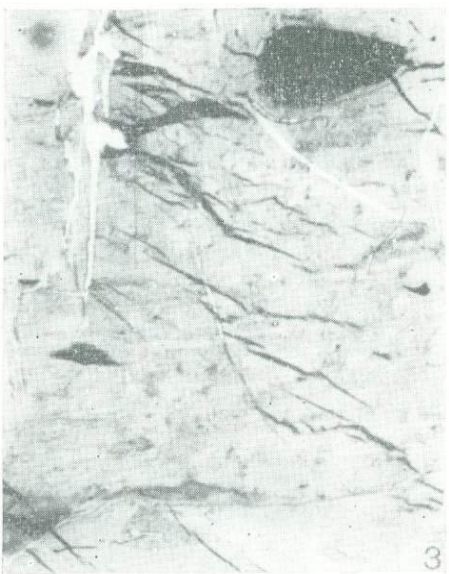
1

2


4

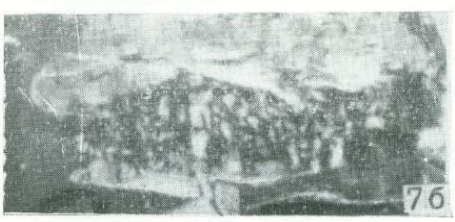

5а

5б


3

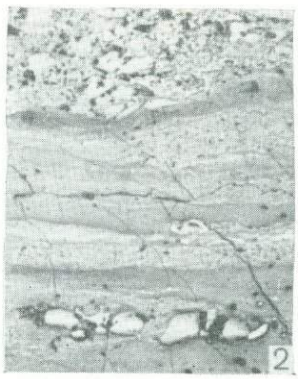
6

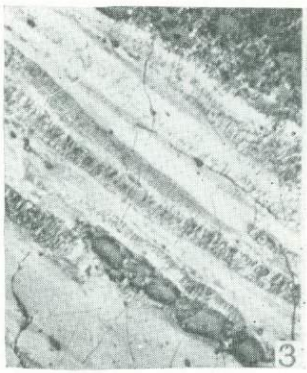
7а


7б

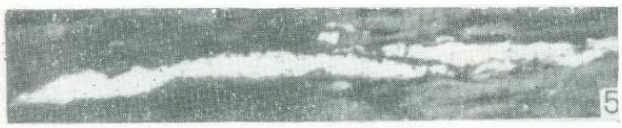
8

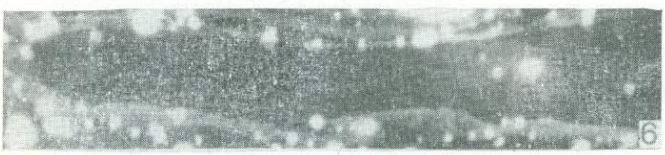
1


2


3

4


5

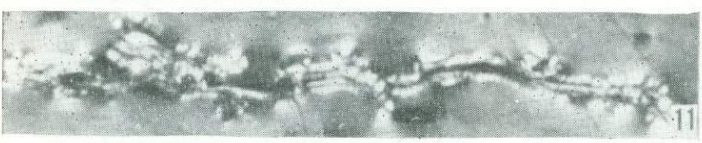

6

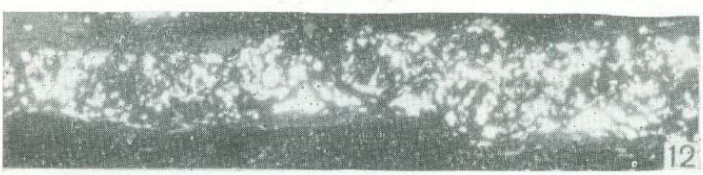
7

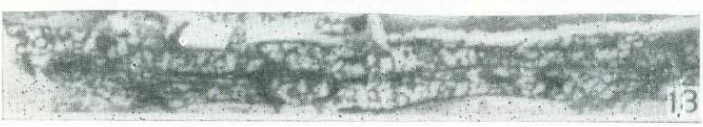
8

9

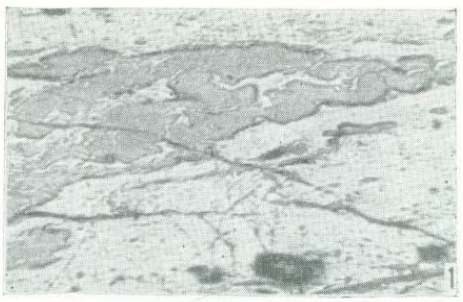
10

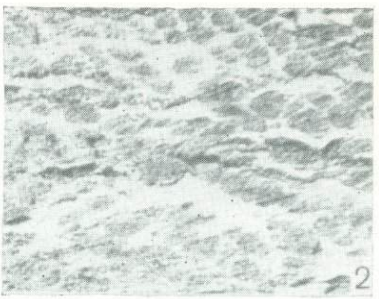

11

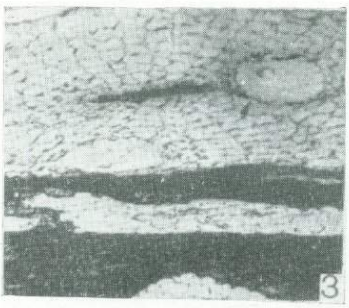

12


13

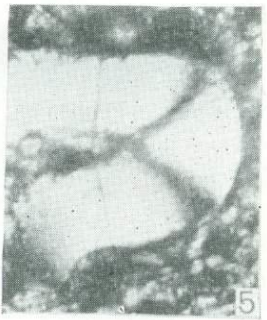
14

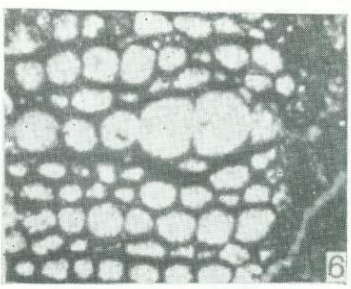

1


2


3

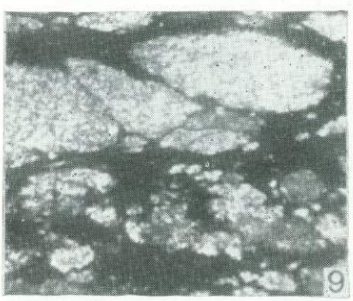
4


5

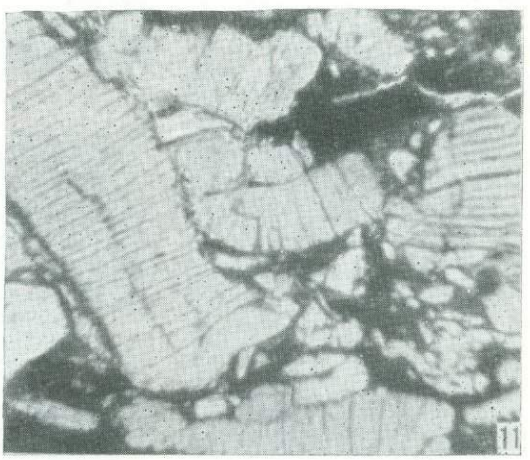

6

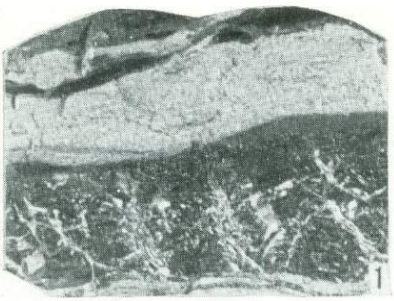
7

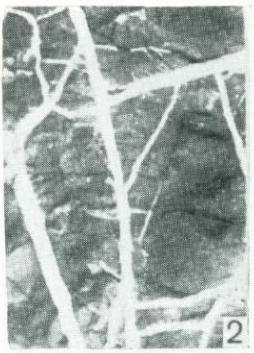
8

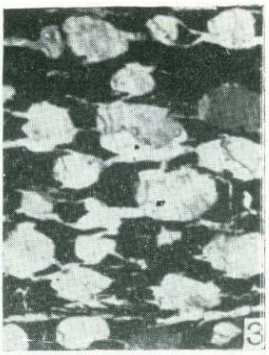

9

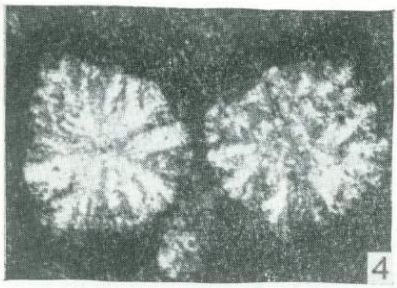
10


11


1


2

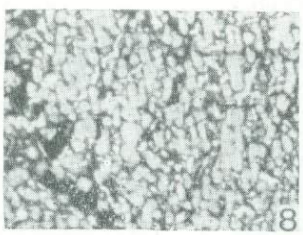

3

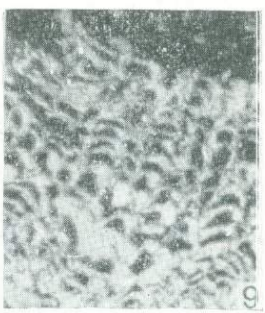

4

5

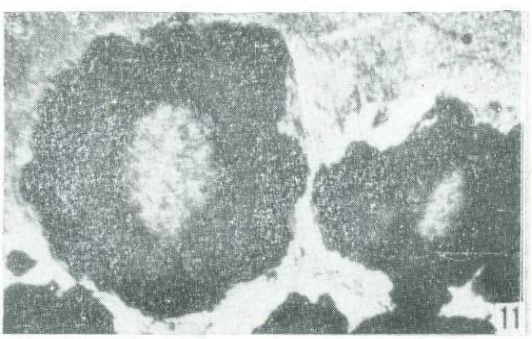
6

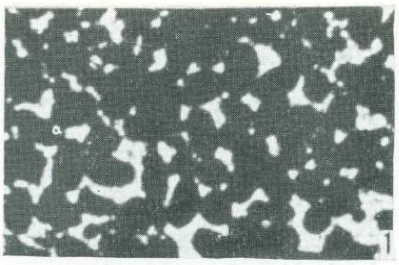
7

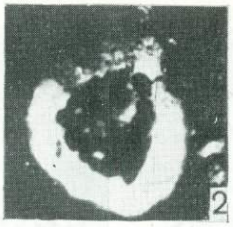

8

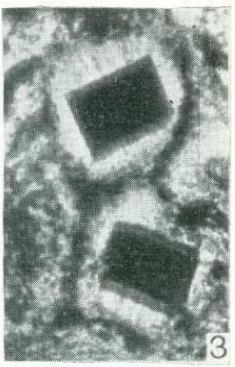

9

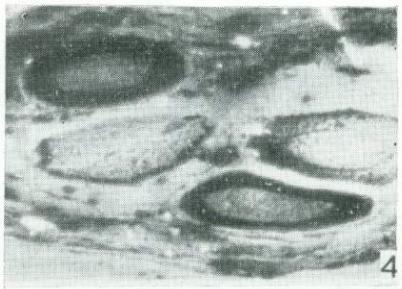
10


11


1

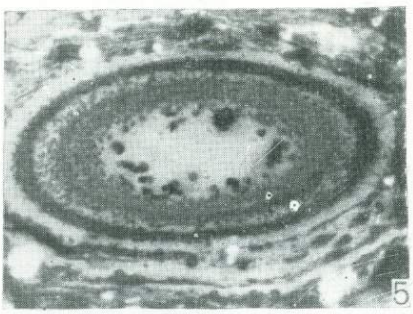

2

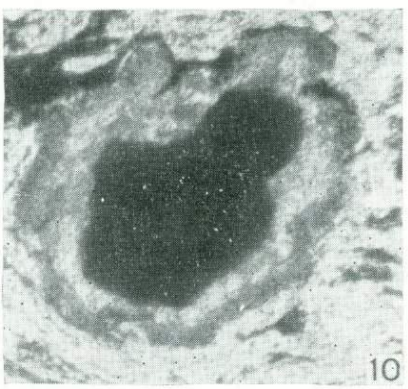

3

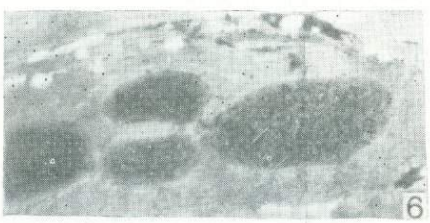

4

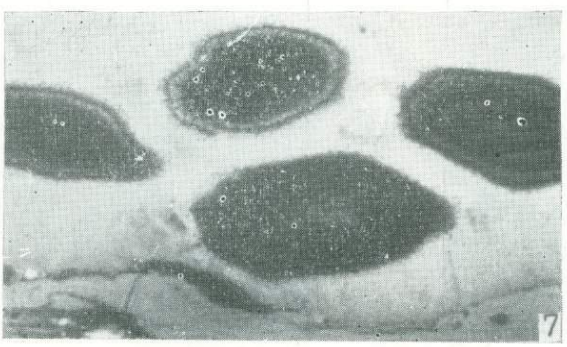
8

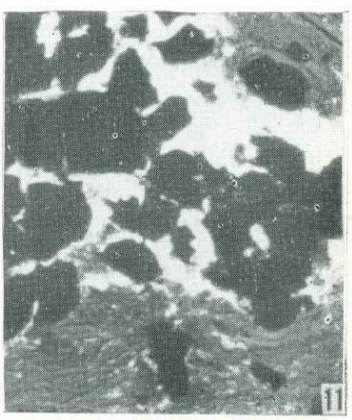
9

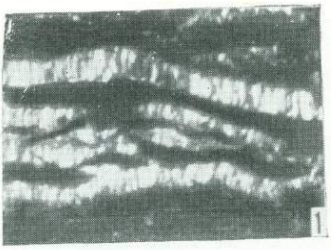

5

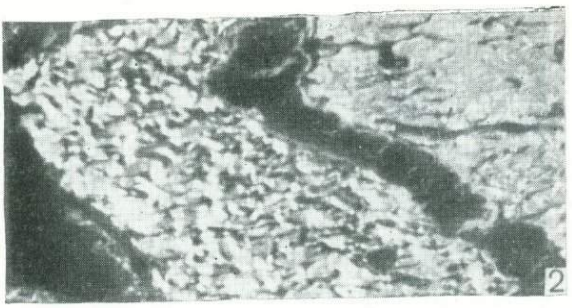

10

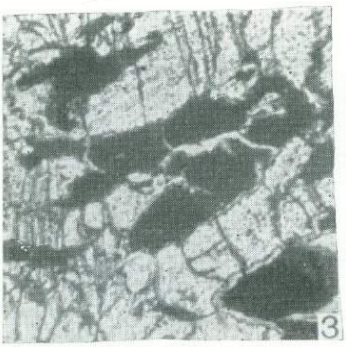

6

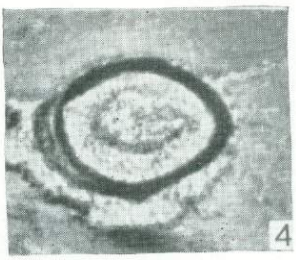

7


11

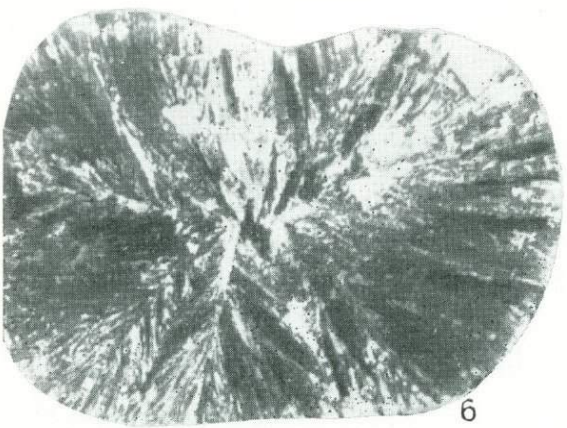

1

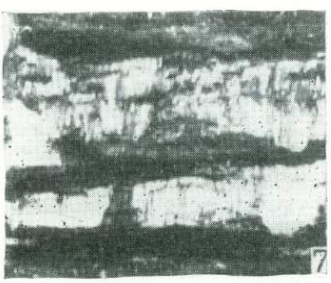

2

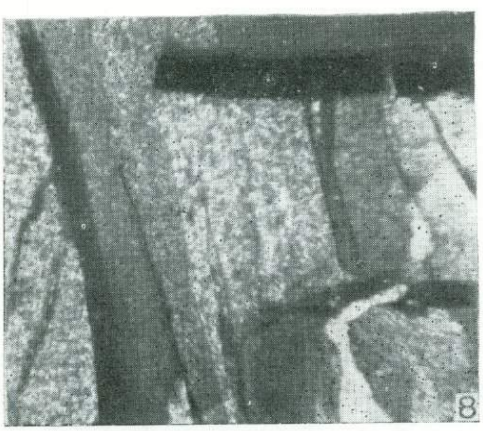

3

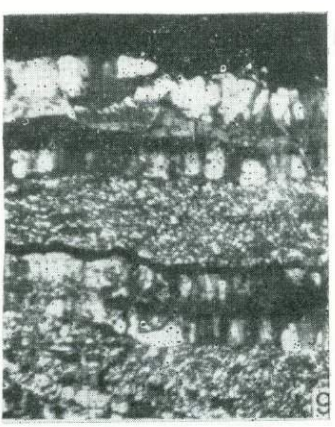

4

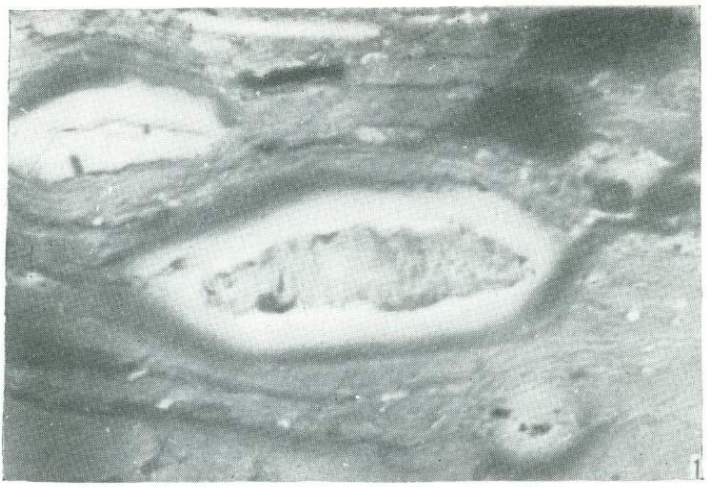
5

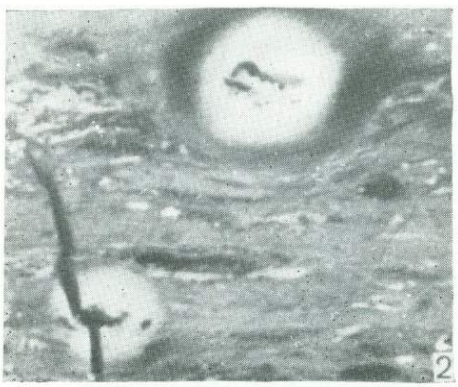

6

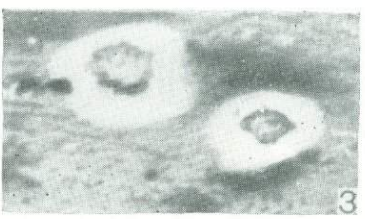

7

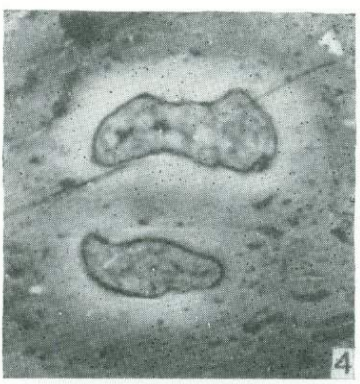

8

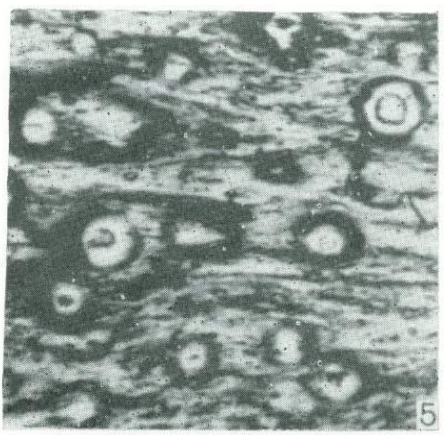

9

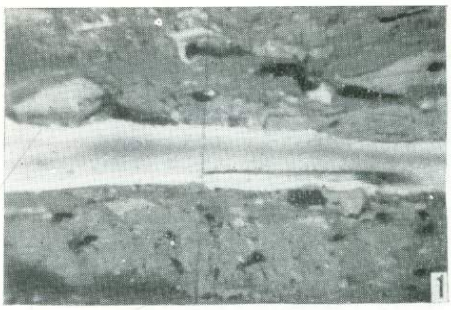

1

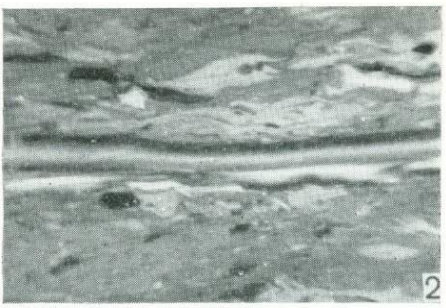

2

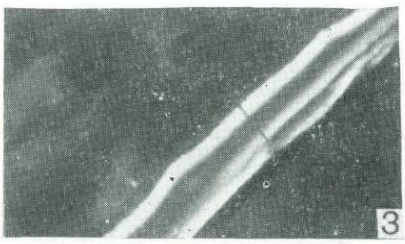

3

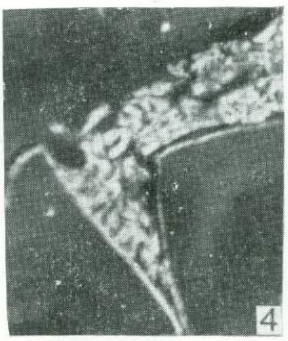

4

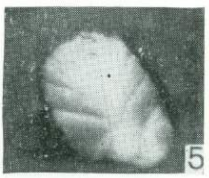

5

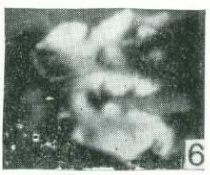

1


2


3


4


5

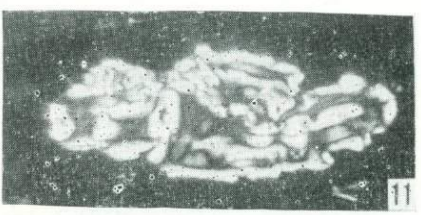

6

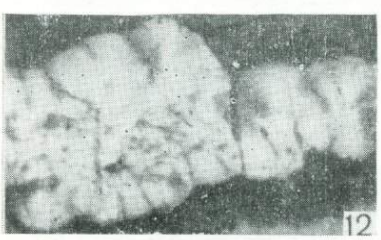
7

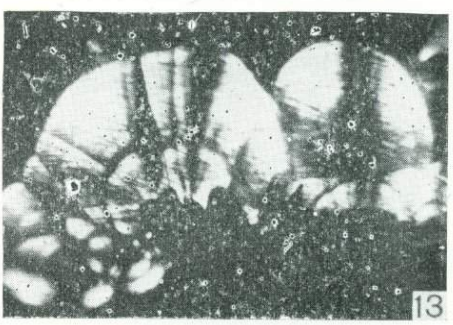
8

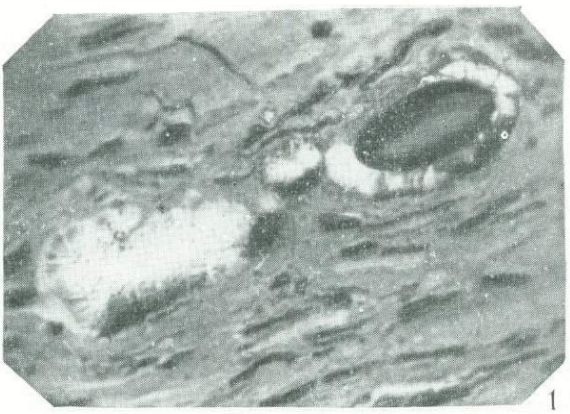
9

10

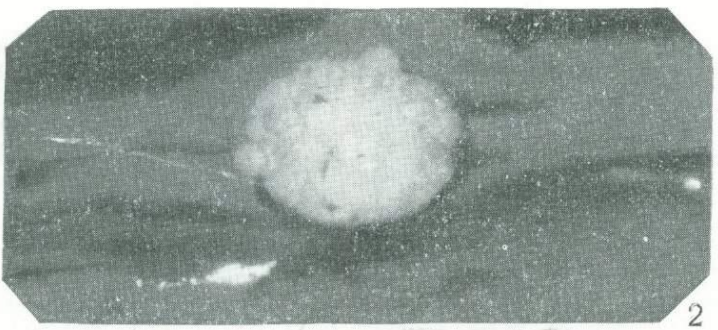

11


12

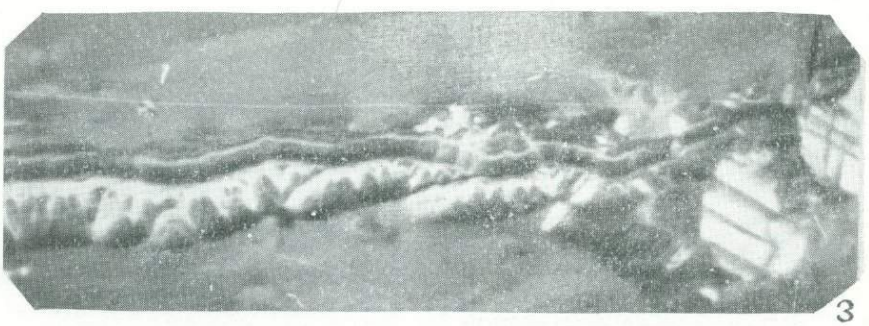

13



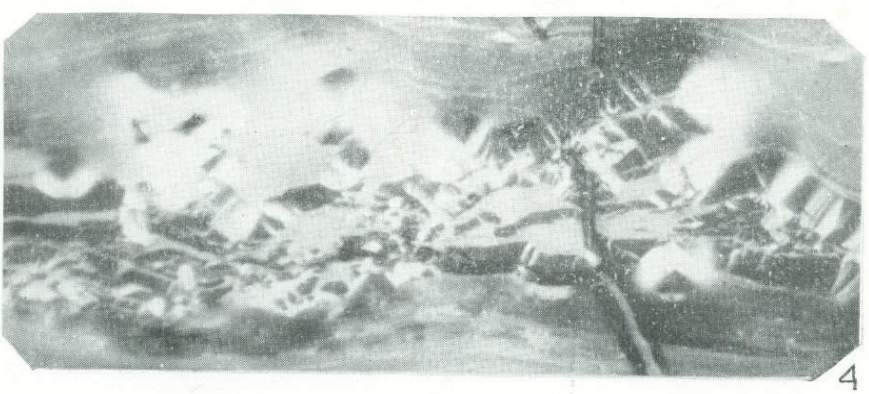
1



2



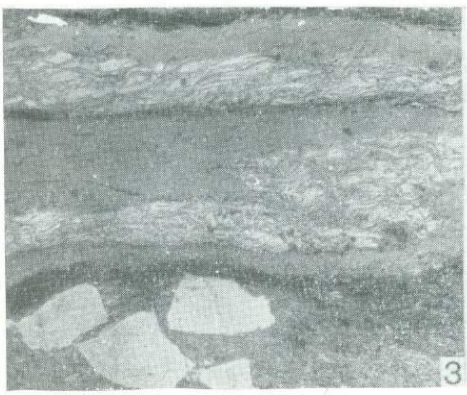
3

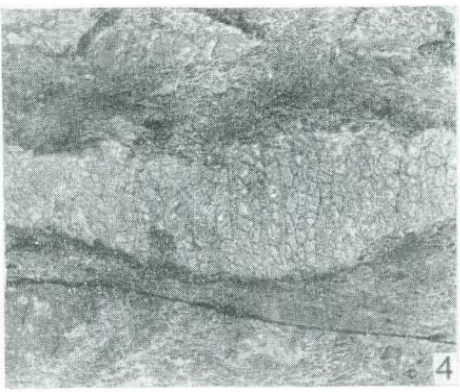


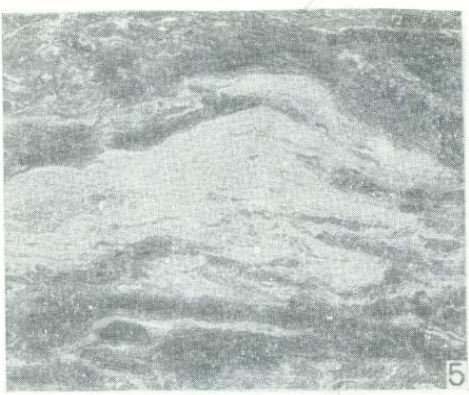
4

1

2

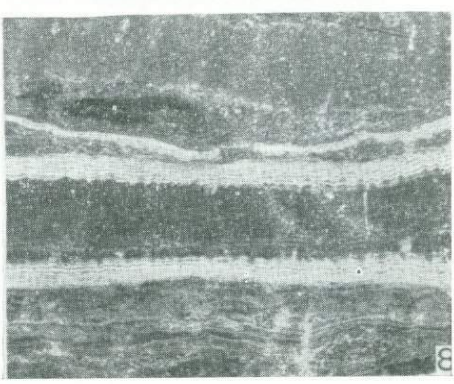

3

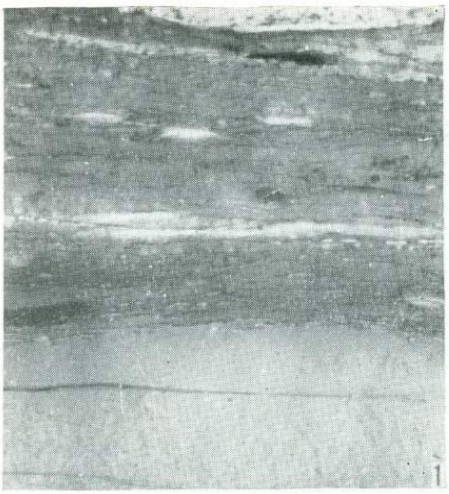

4


5

6

7


8


1

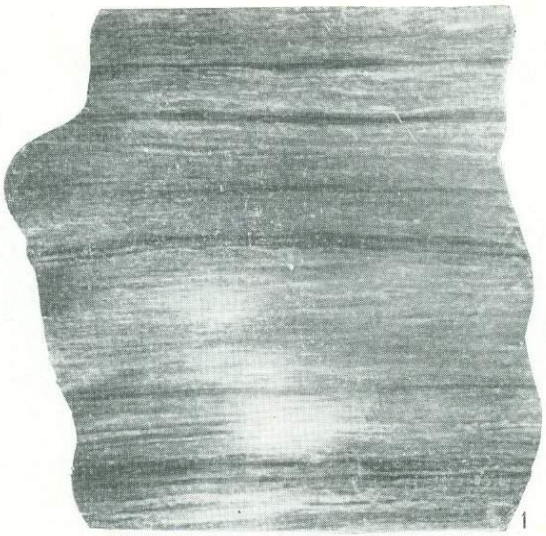
2

3

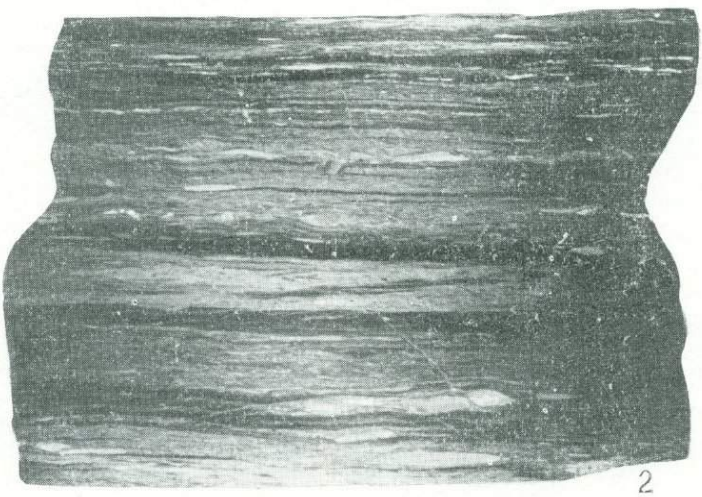
4

5

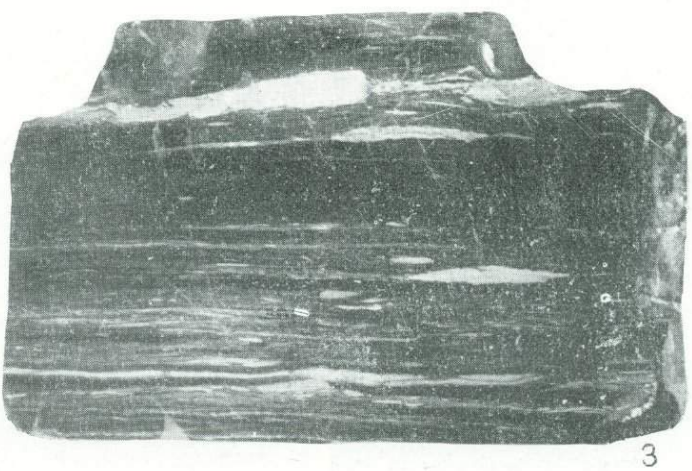
6



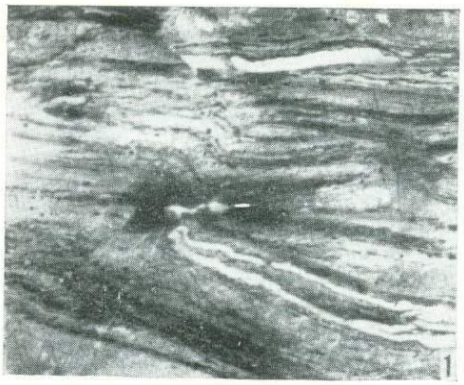
1



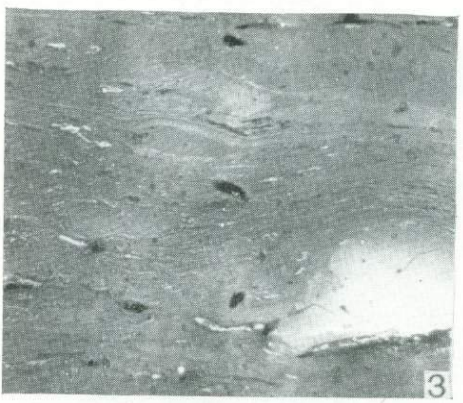
2

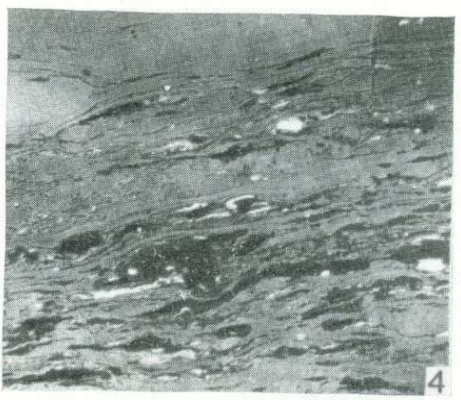


3

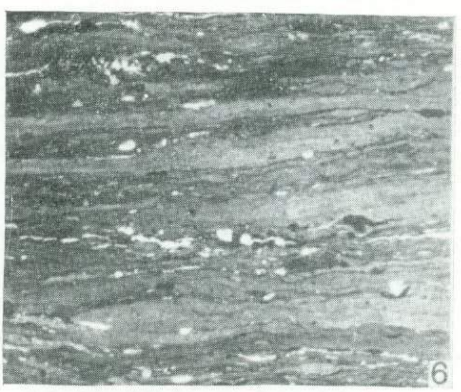

1

2


3

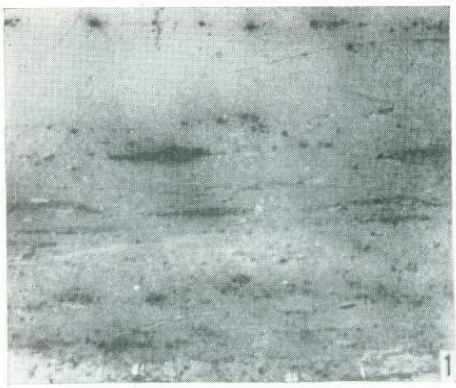

4

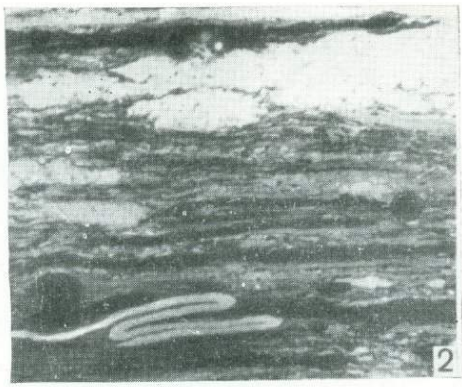
5

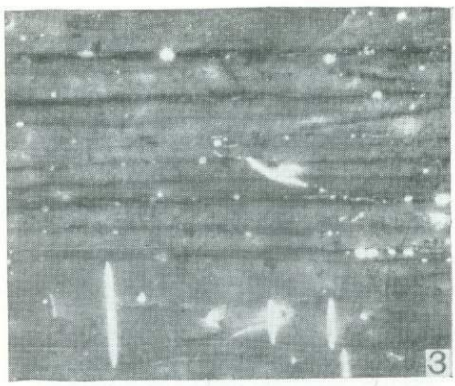

6

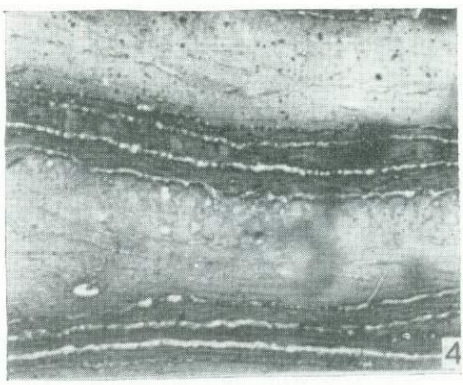
7

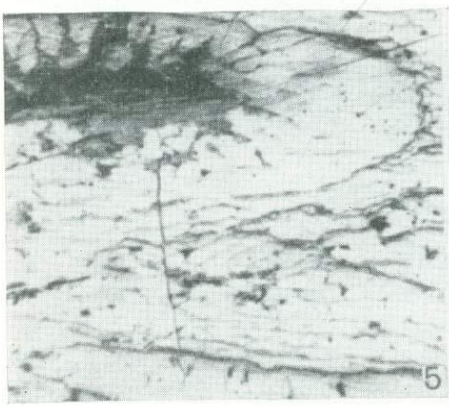
8

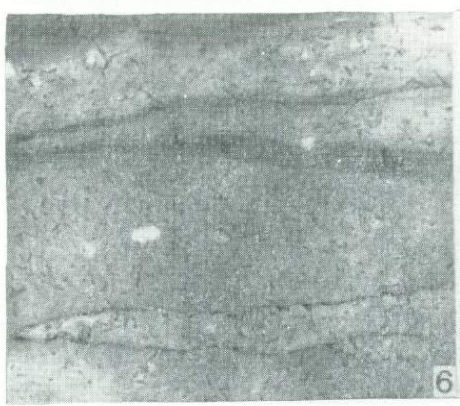

1


2


3

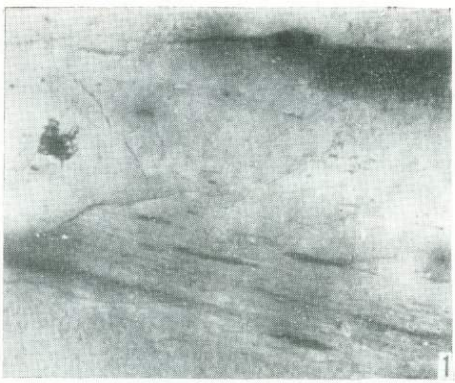

4

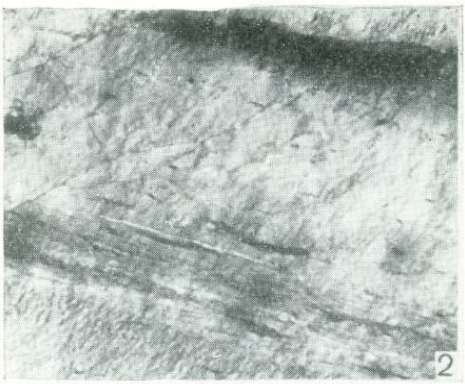

5

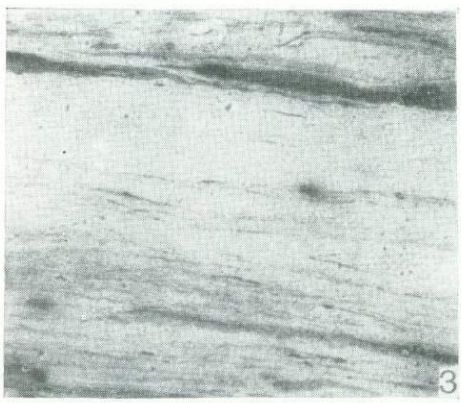

6

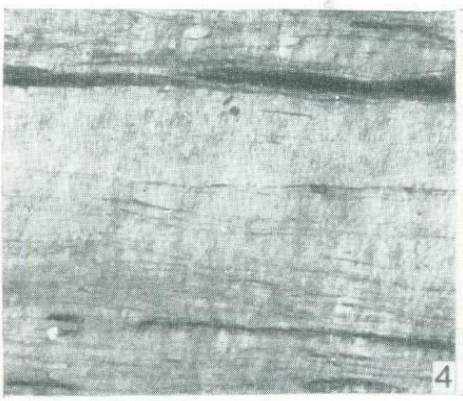
7

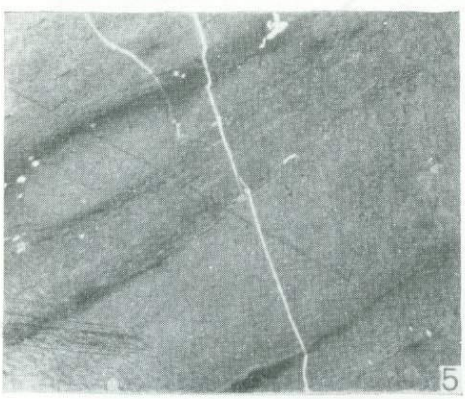
8


1

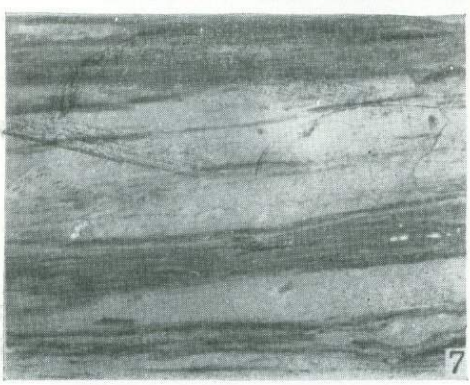

2

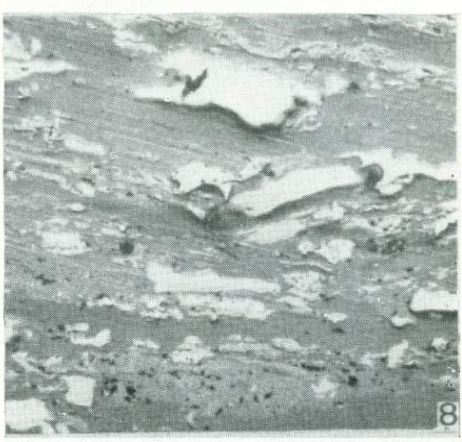

3


4

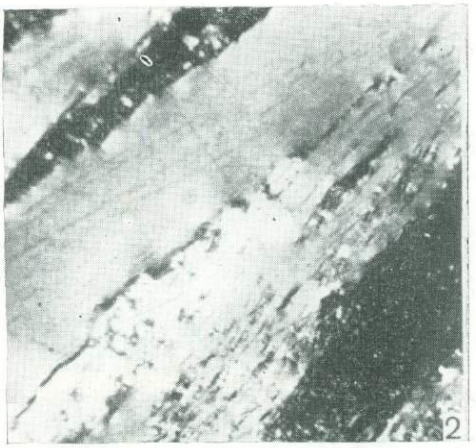

5

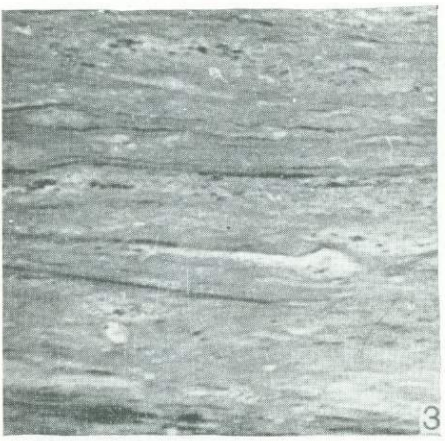
6

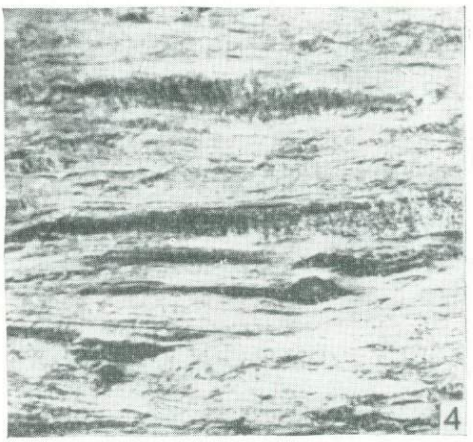

7


8

1

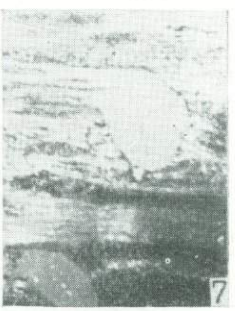

2


3


4

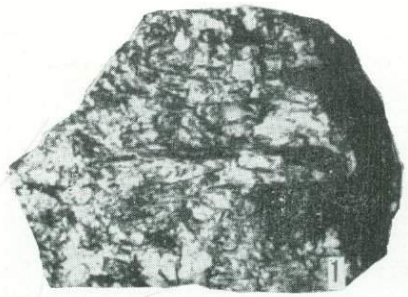
5

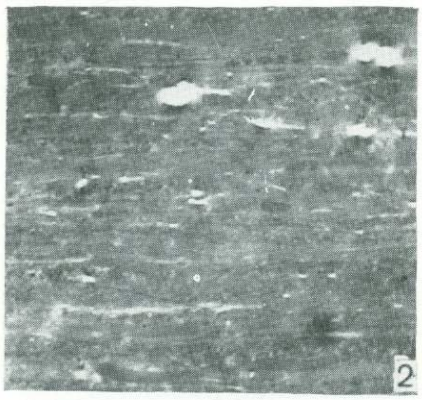
6

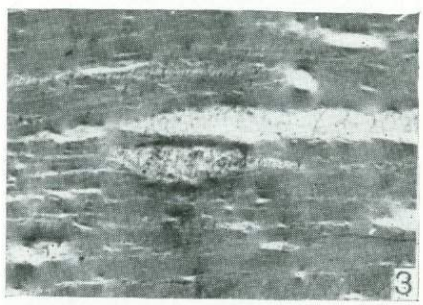

7

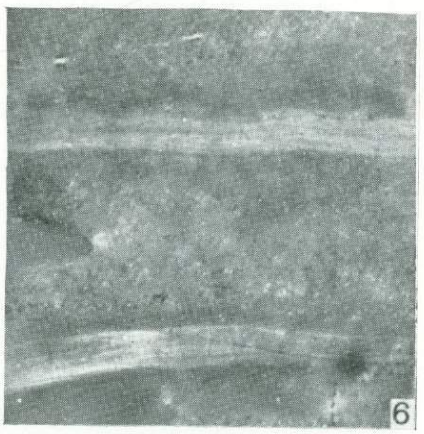
8

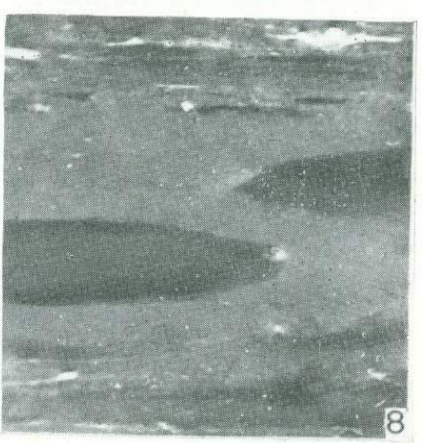
9





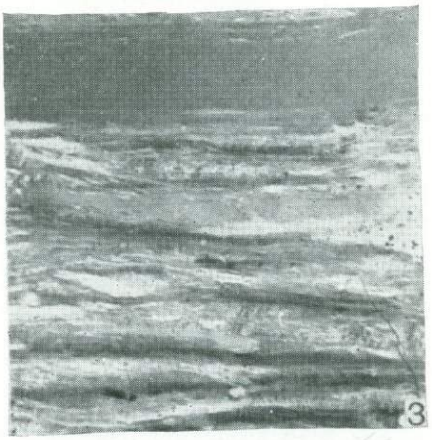


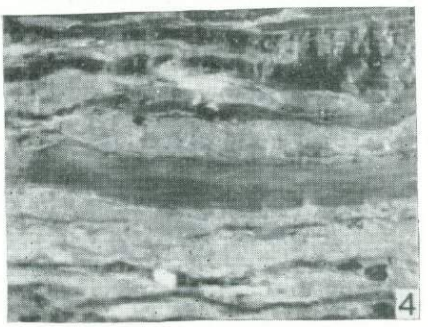


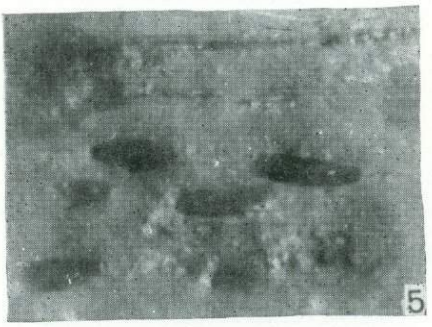


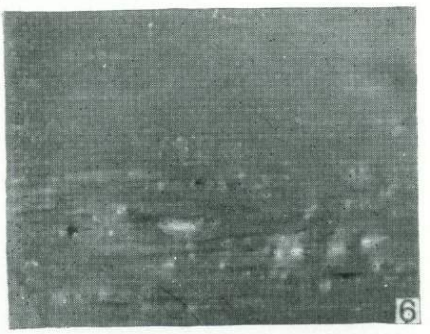
1

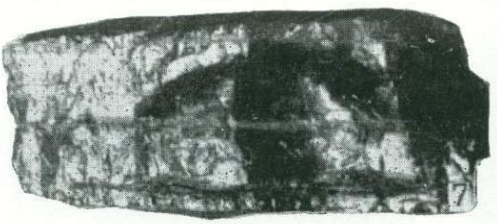
2


3


4


5


6


7

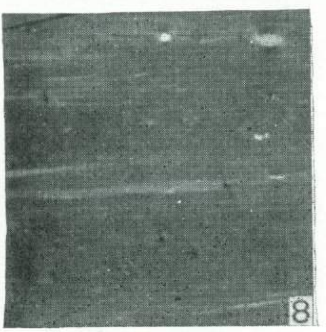
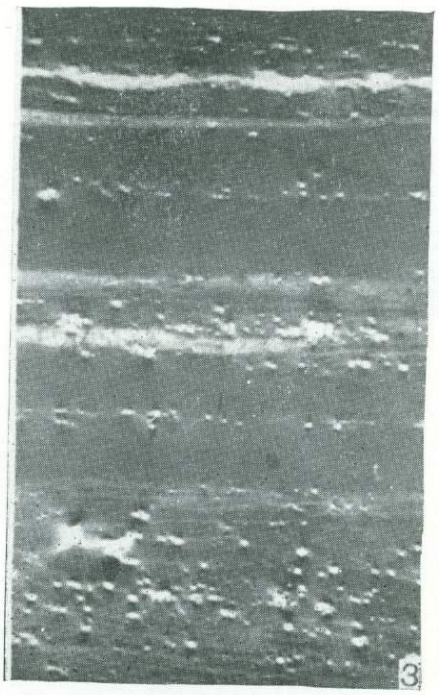
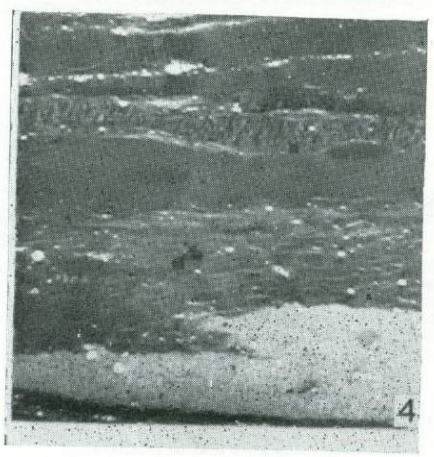

8

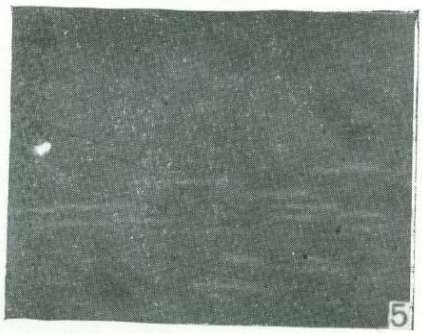
Таблица XXXI

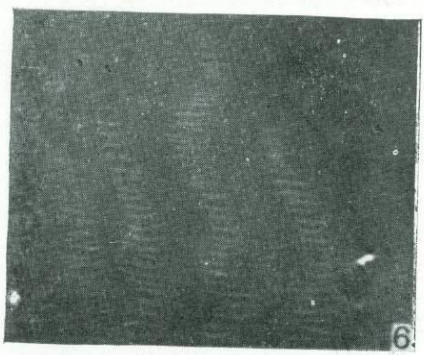
1

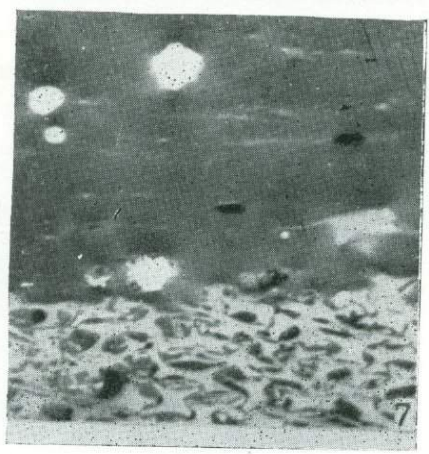
2

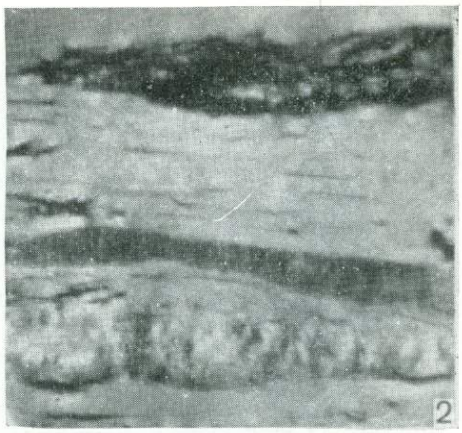

3

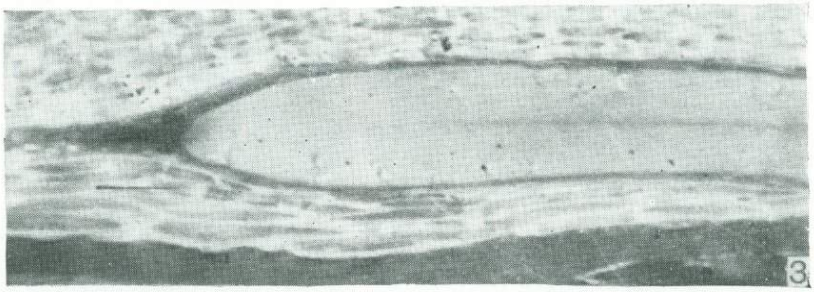

4

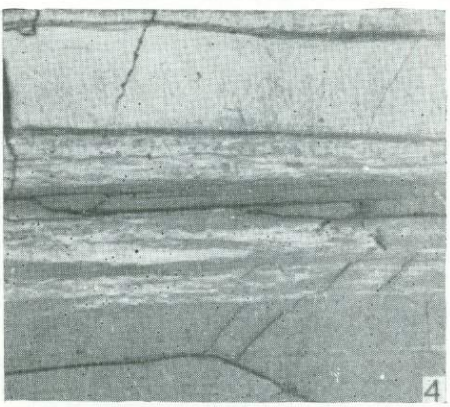

5

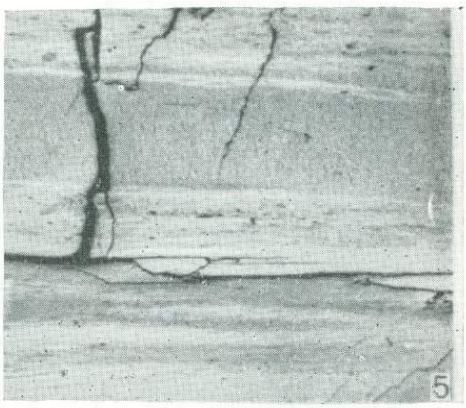

6

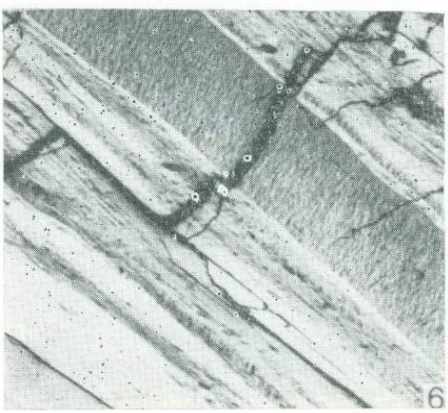

7

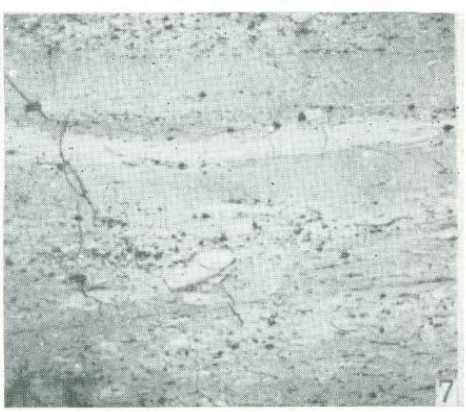


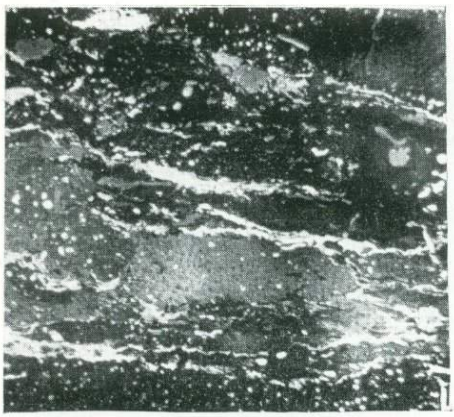


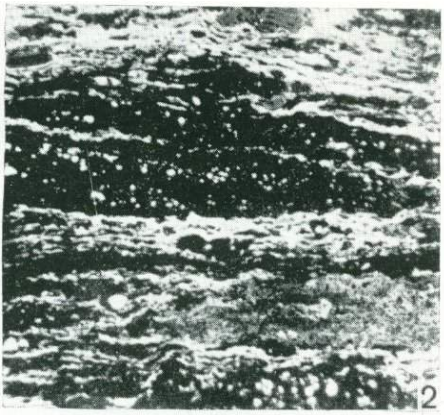


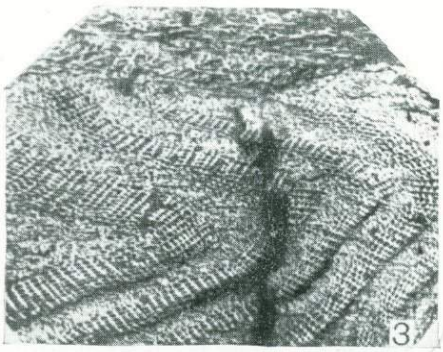


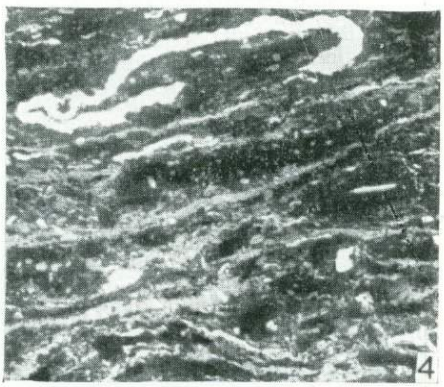


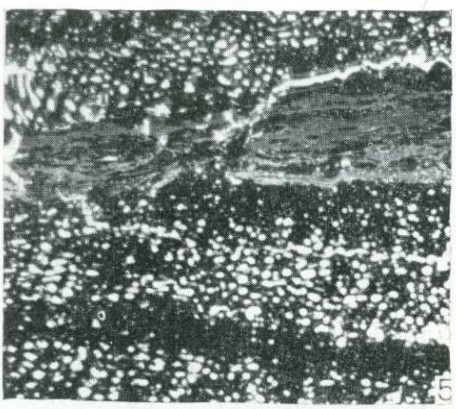


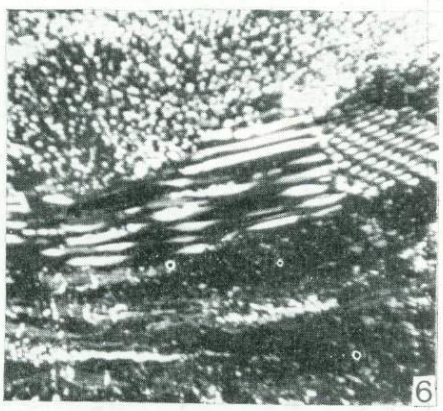


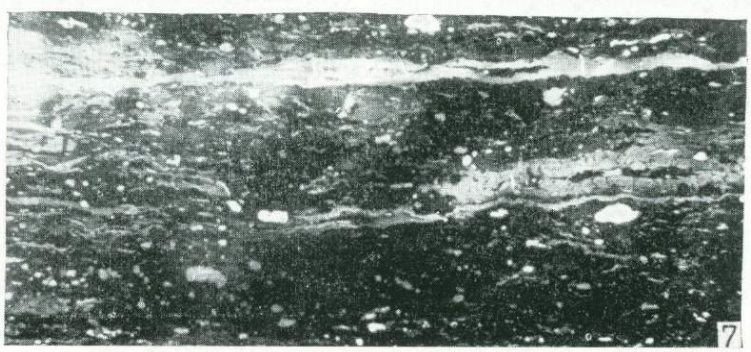












1

2

3

4

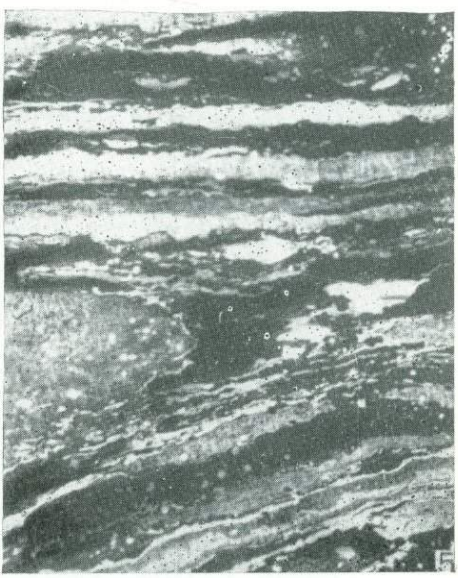
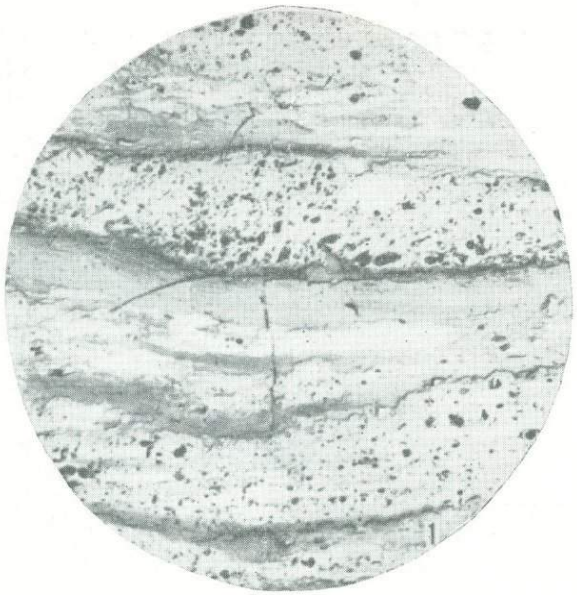
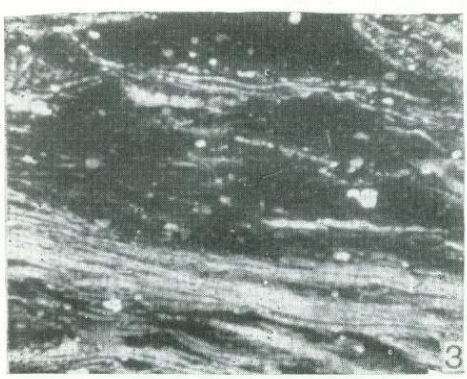
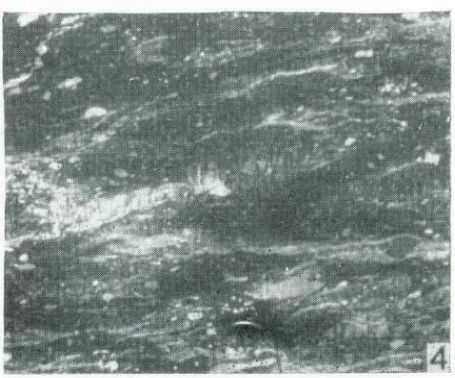

5

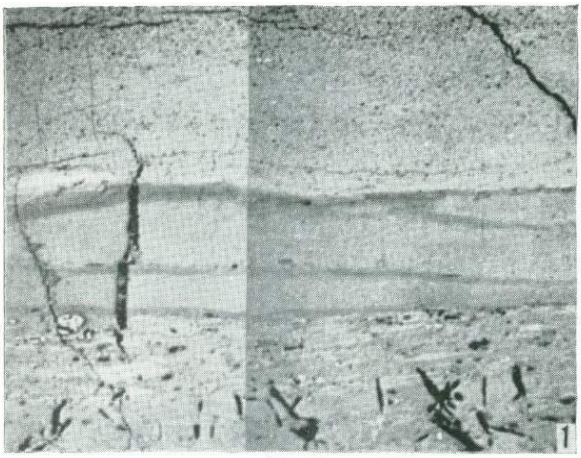
Таблица XXXV

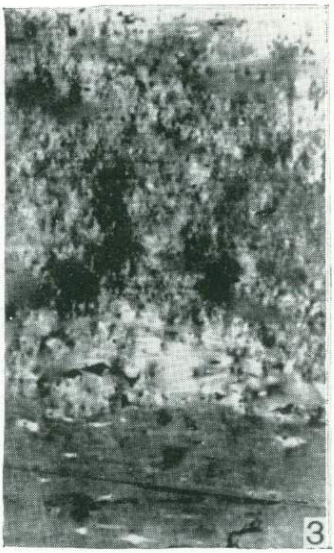

1

2

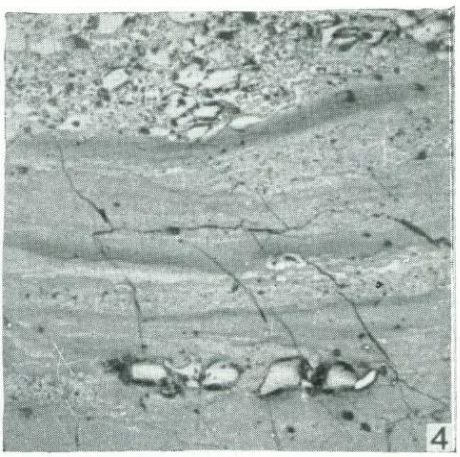

3

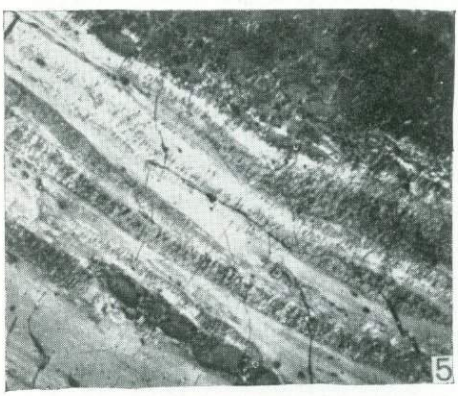

4


1


3

2

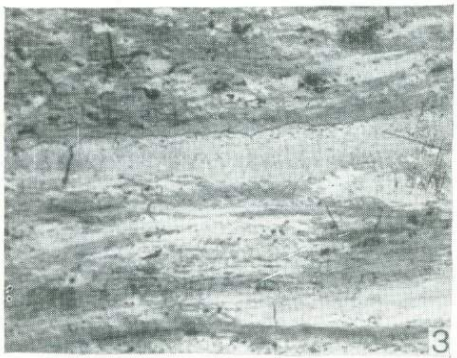

4

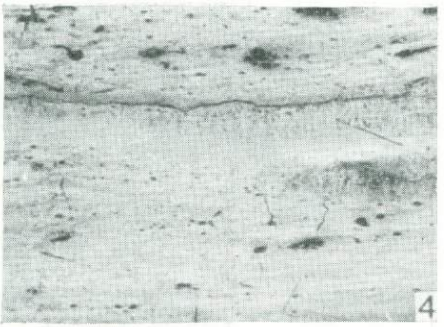

5

6

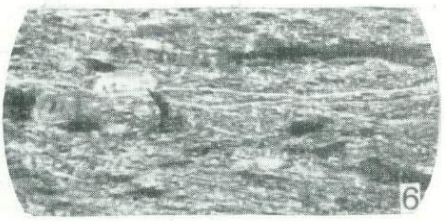
1

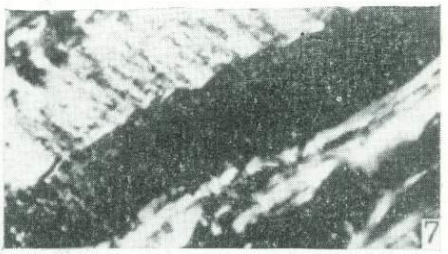
2


3

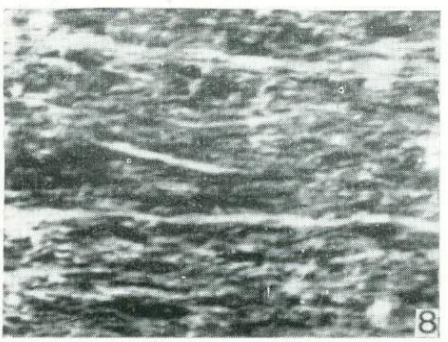

4

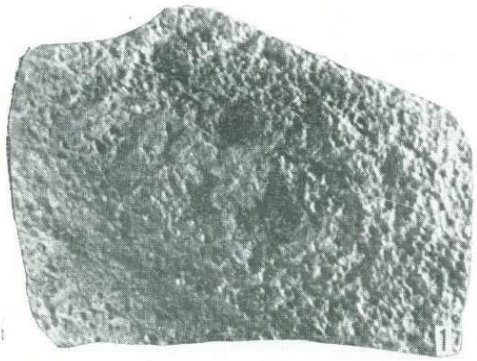
5

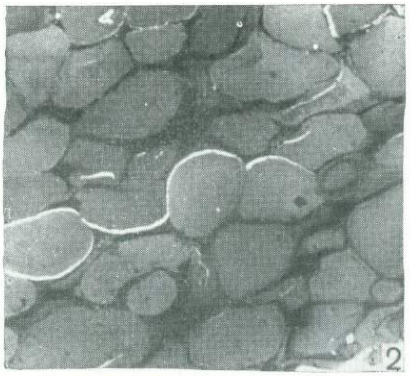

6

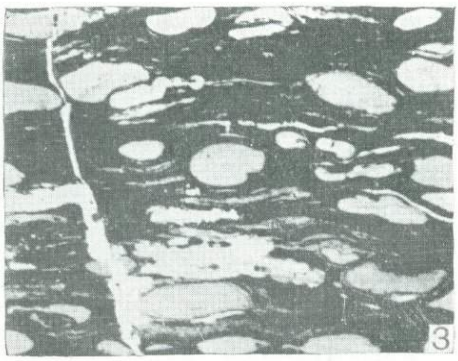

7

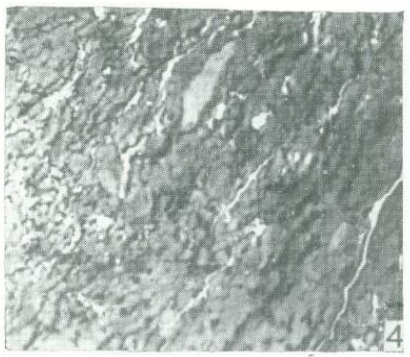
9

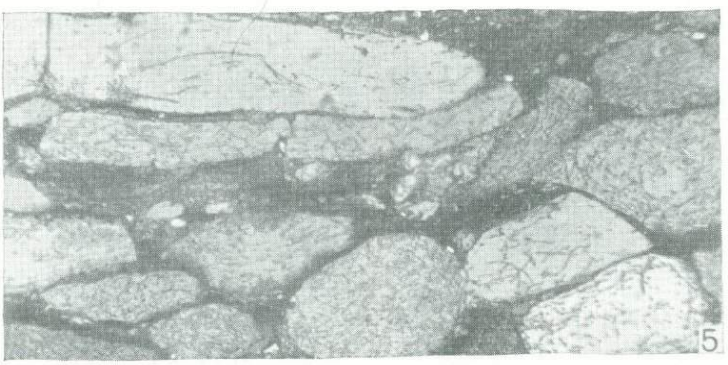

8

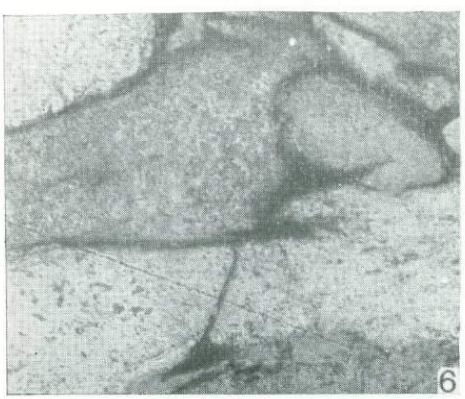

1


2


3


4


5


6

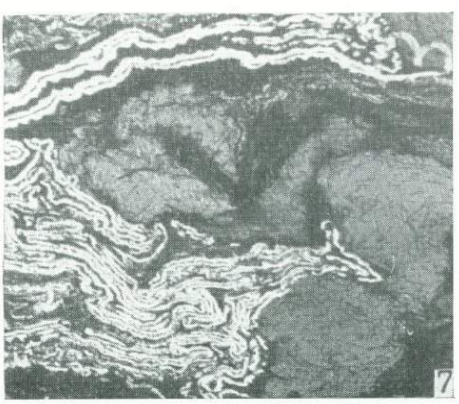
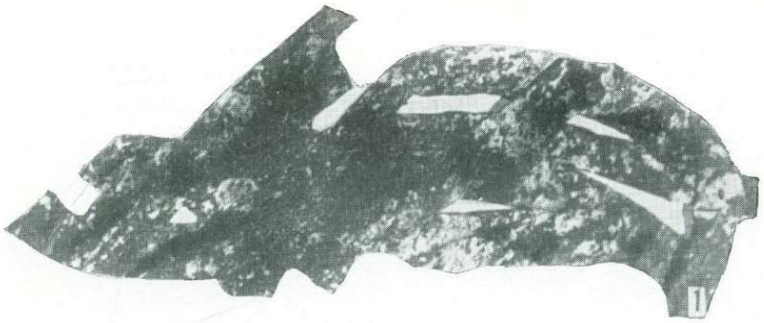
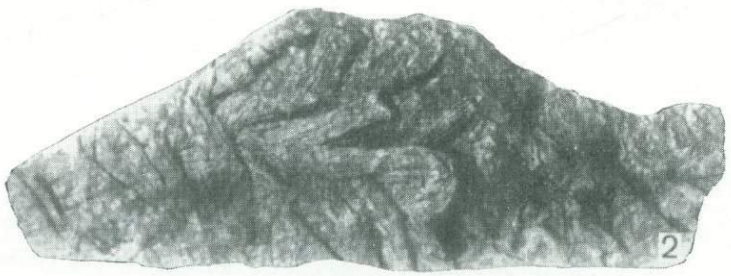
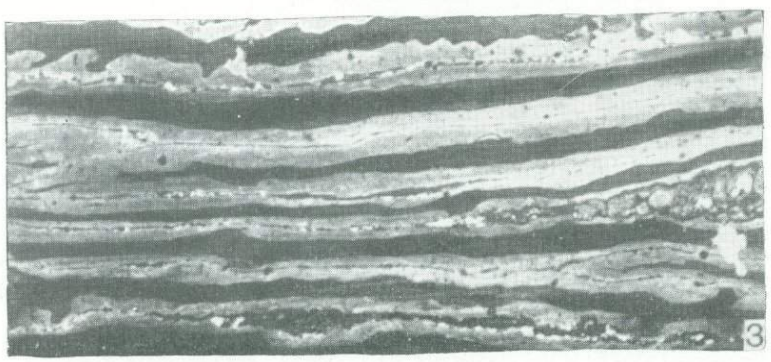
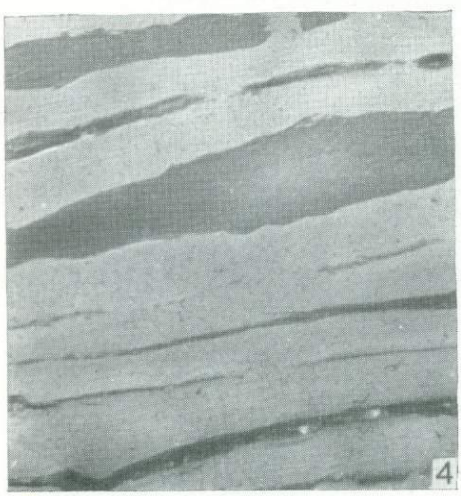

7

Таблица XXXIX

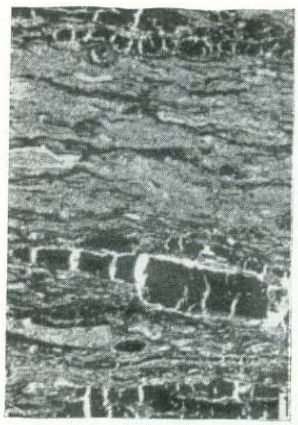

1

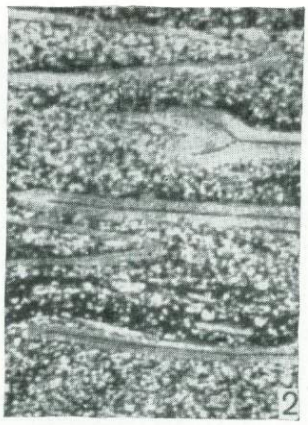

2

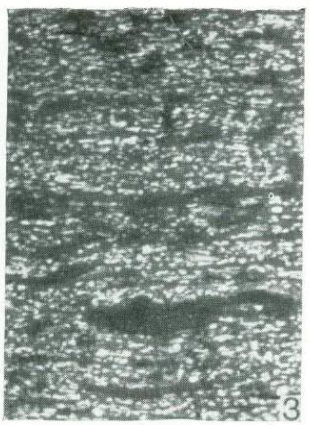

3

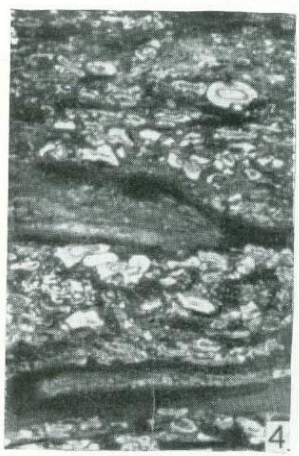

4

5

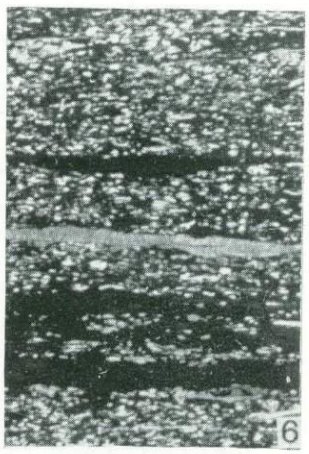


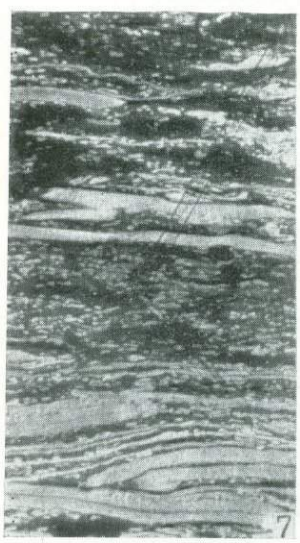

2

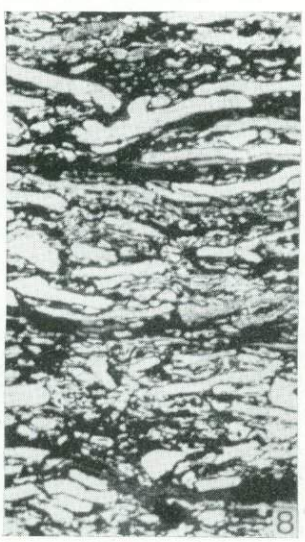

3

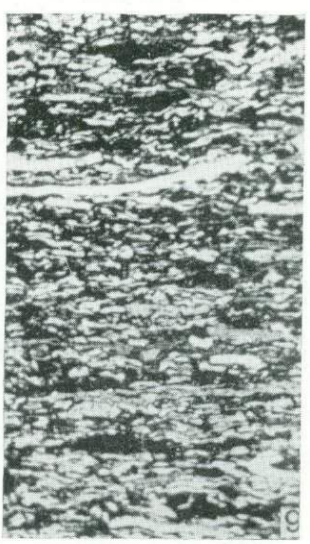

4

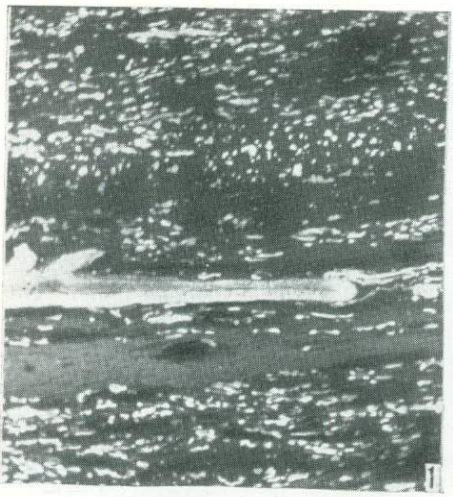
5

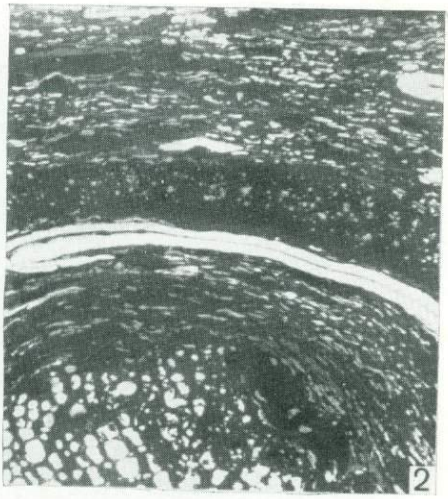

6


7

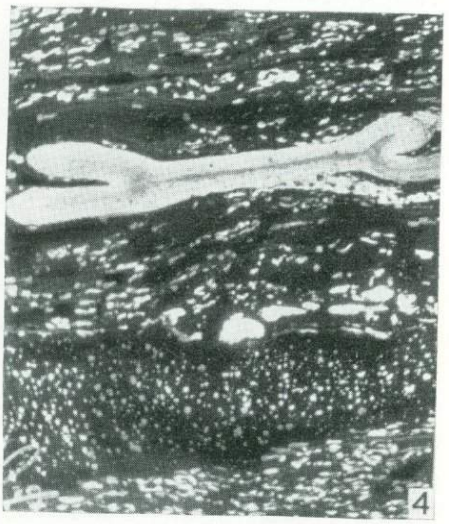

8


9

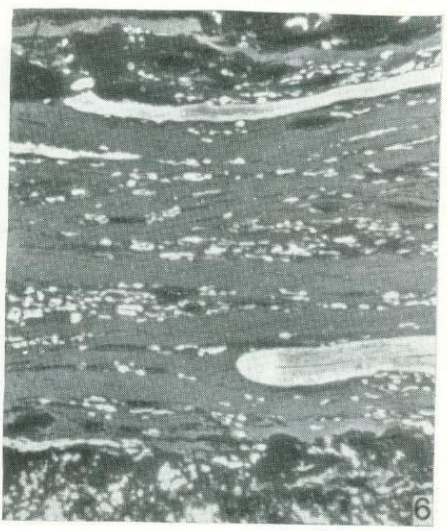

1

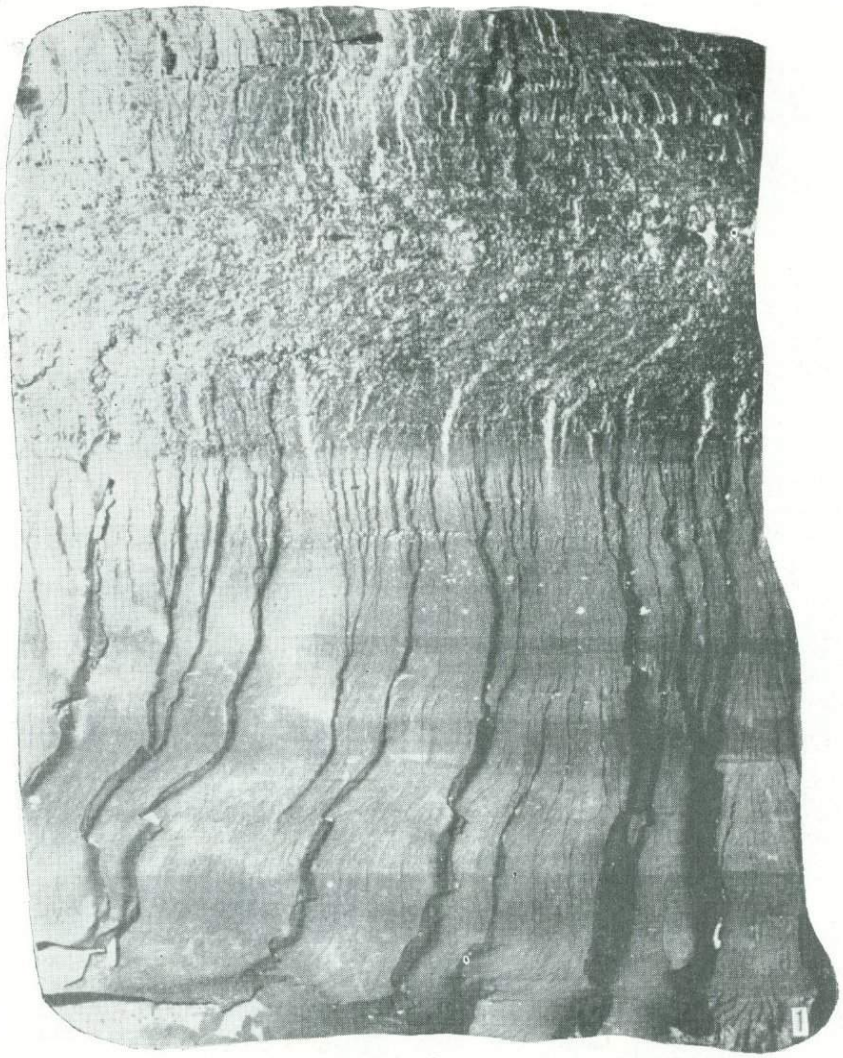

2

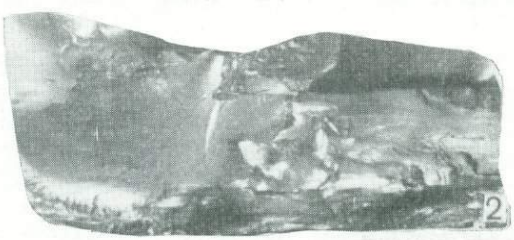
3


4

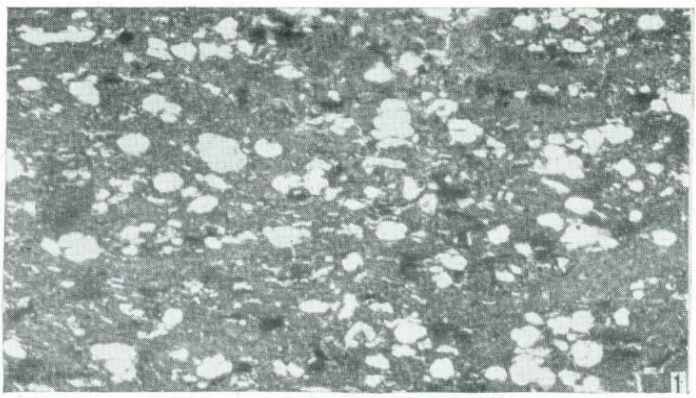
5

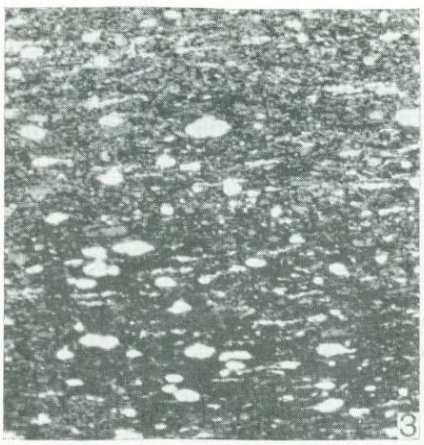

6


1


2

3


1

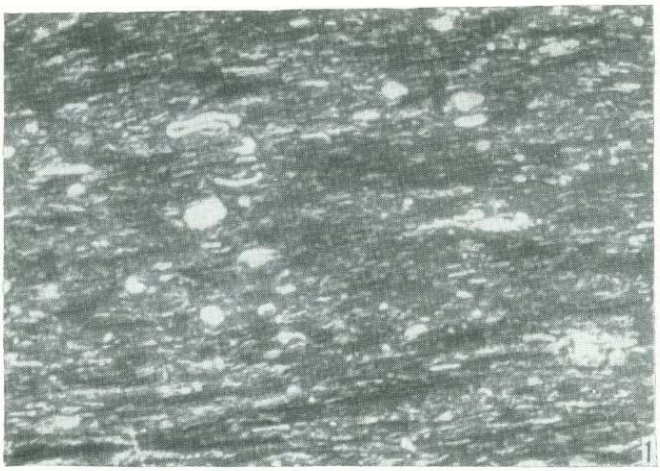

3

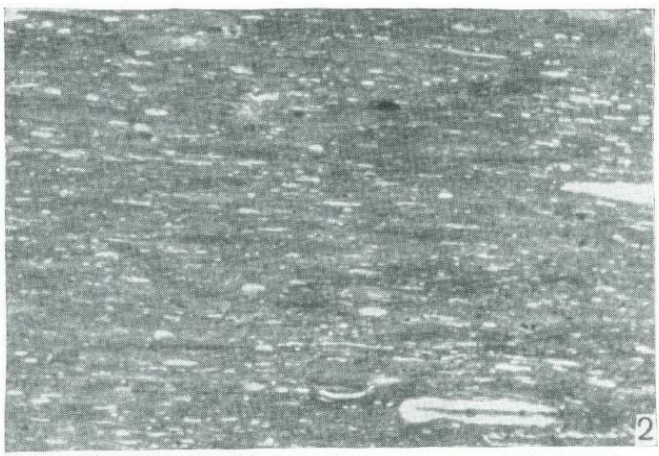
4

5

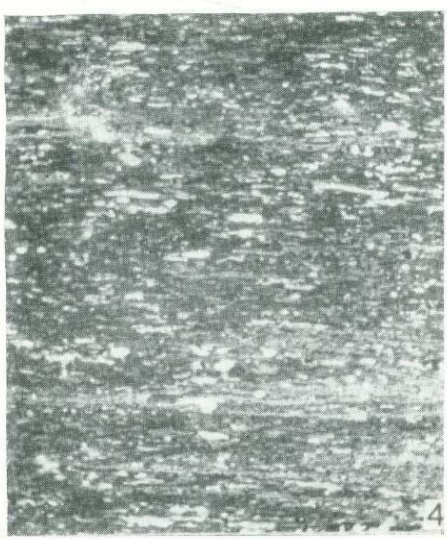
2

6

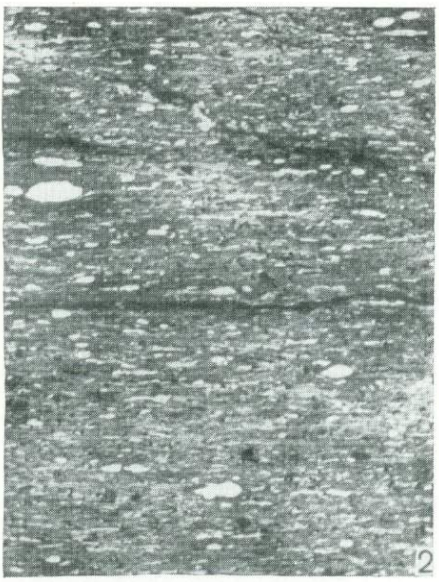

1

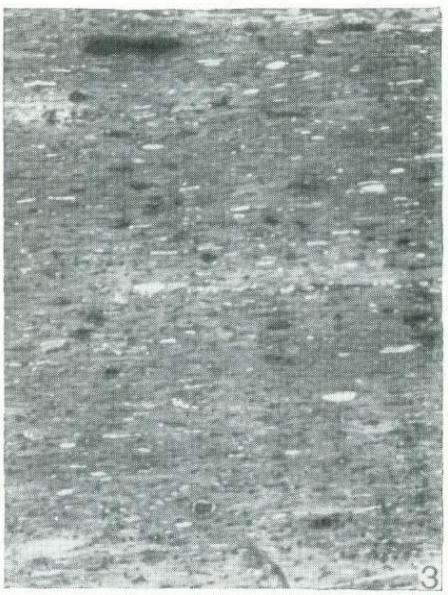

2

3

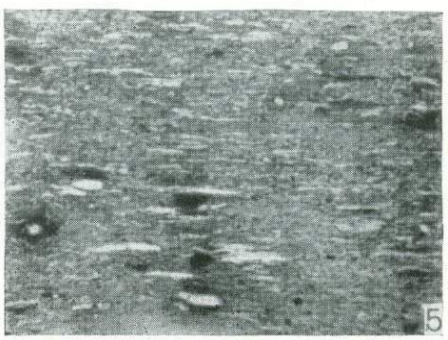

4

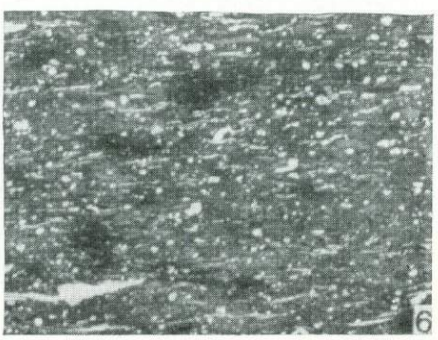
1

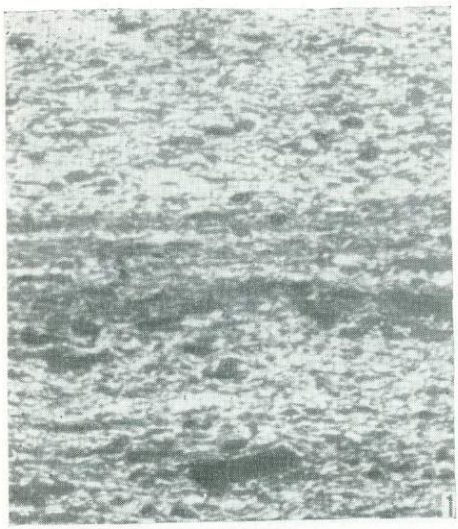

2

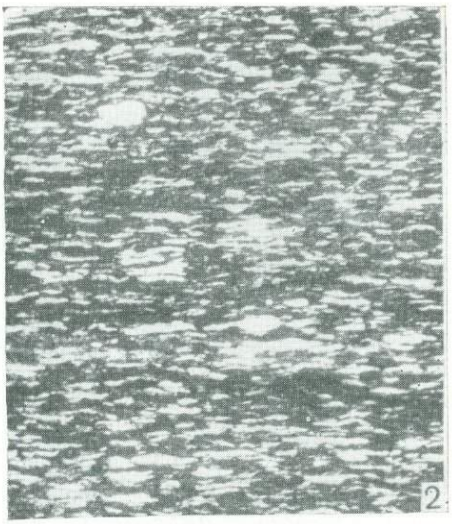

3

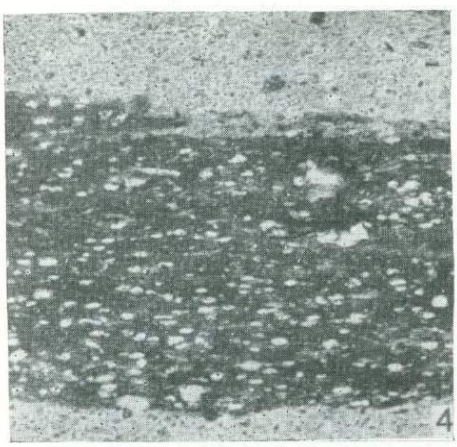
4

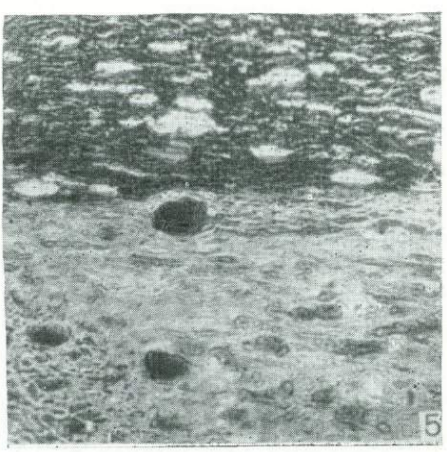

5

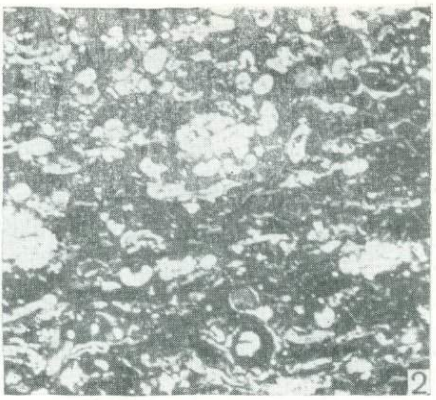

6

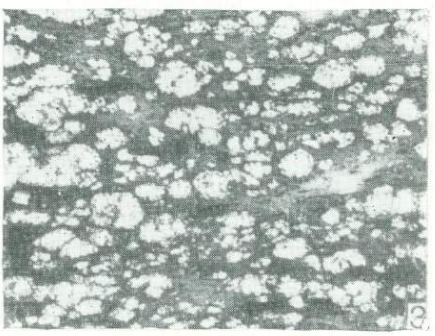


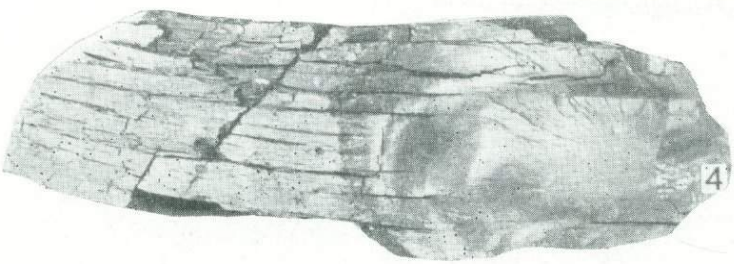


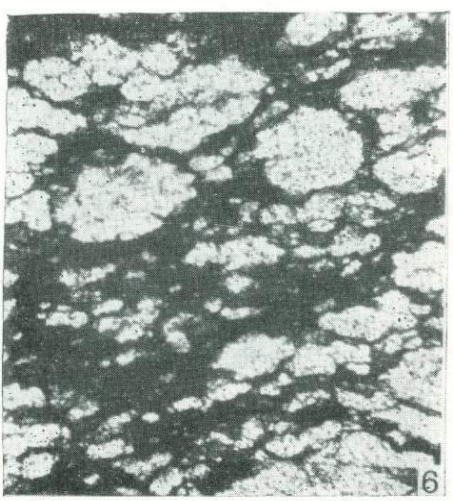


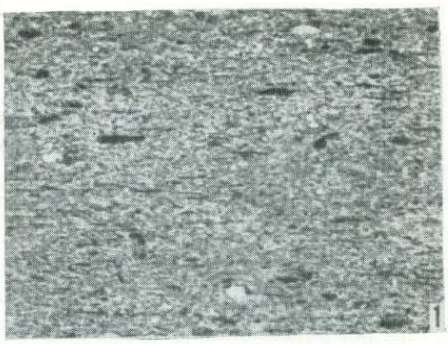


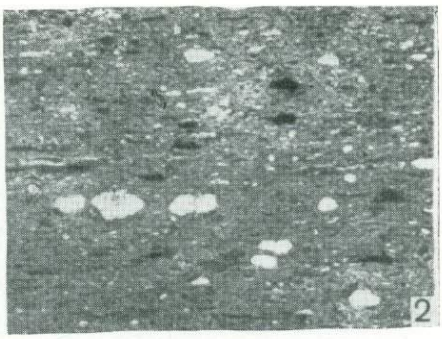




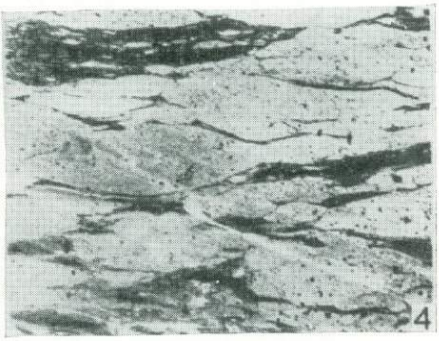


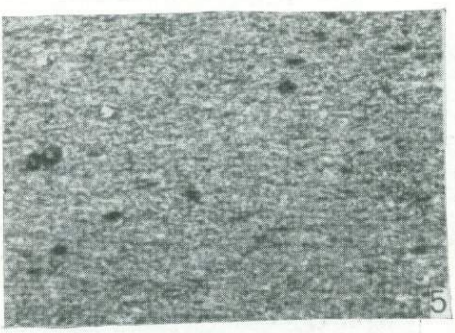


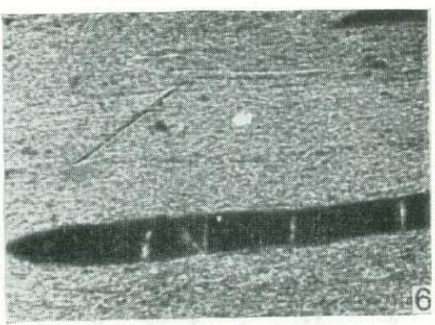

1

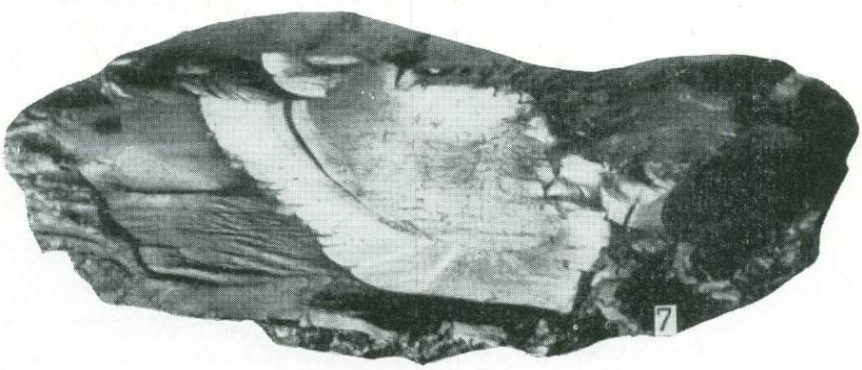

2

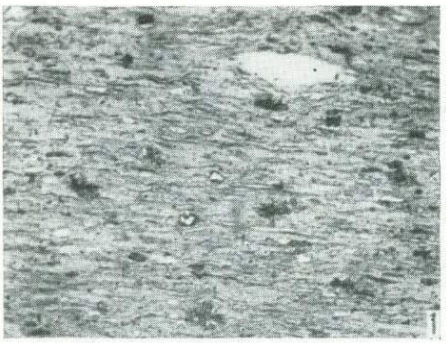
3

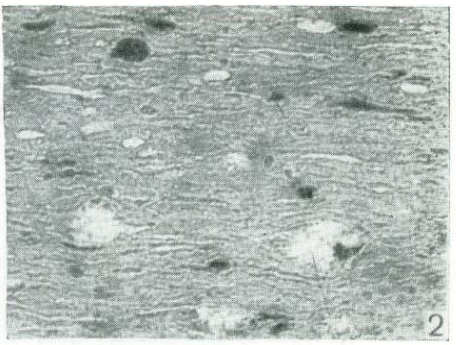

4

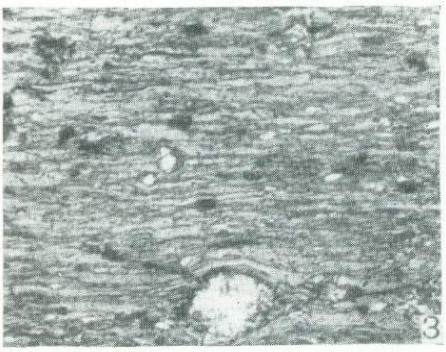

5

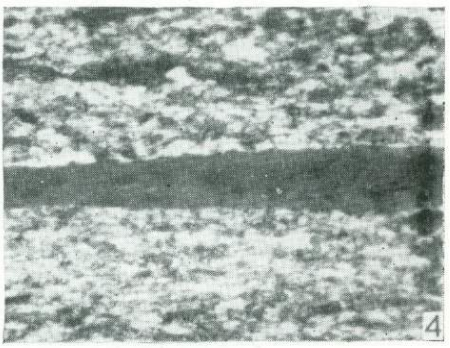

6


7


1


2

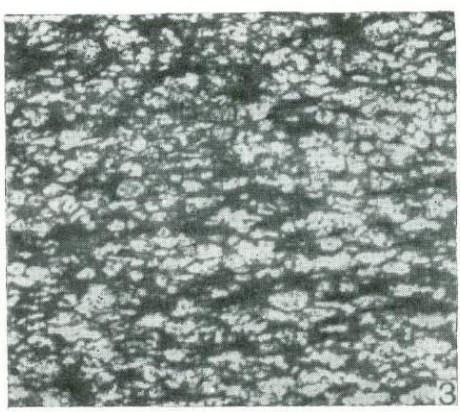

3


4

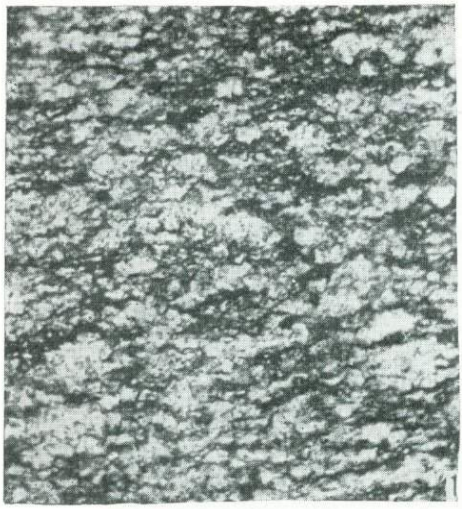
5

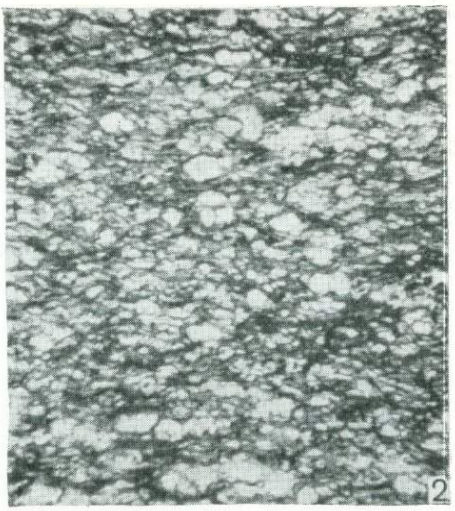
1

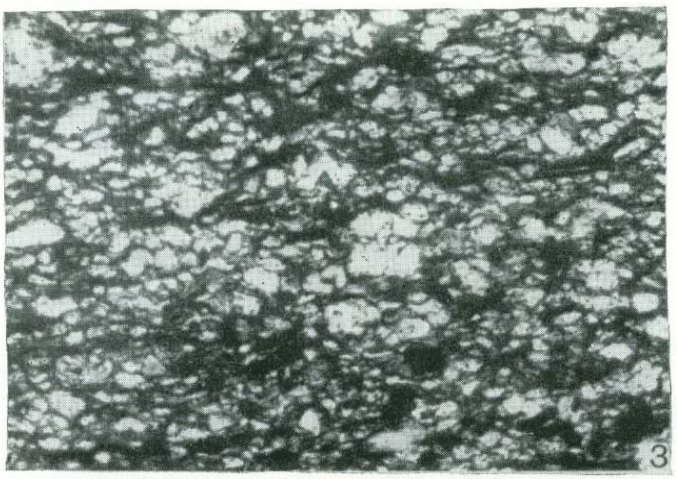
2

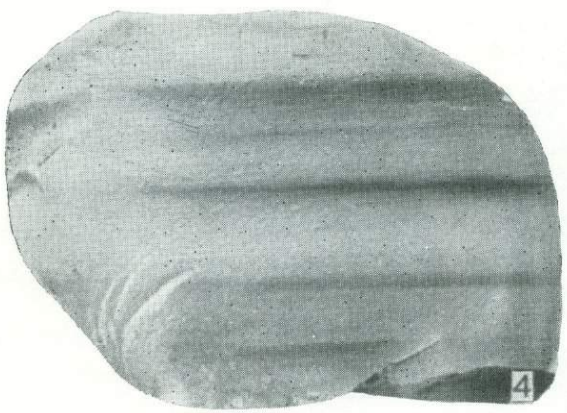

3

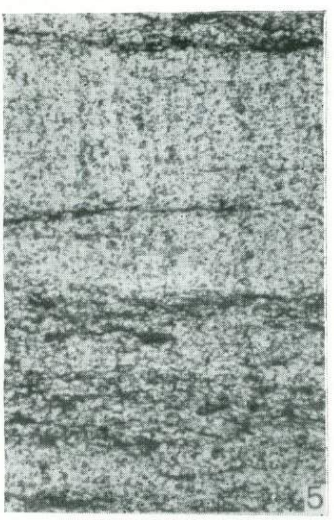
4

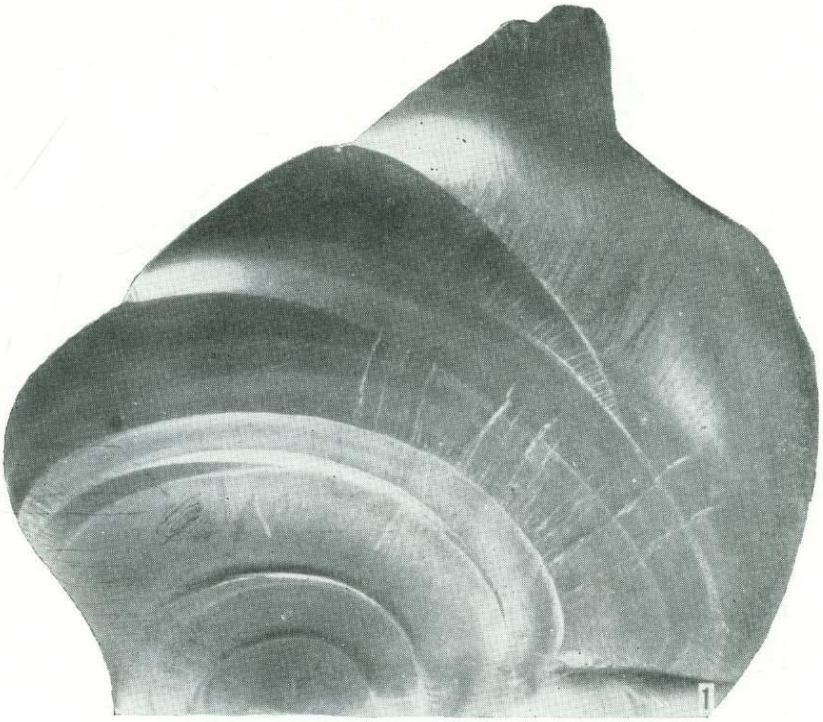


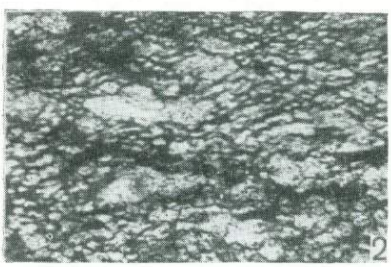


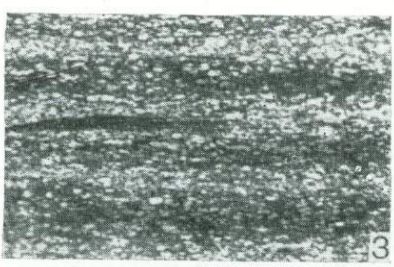


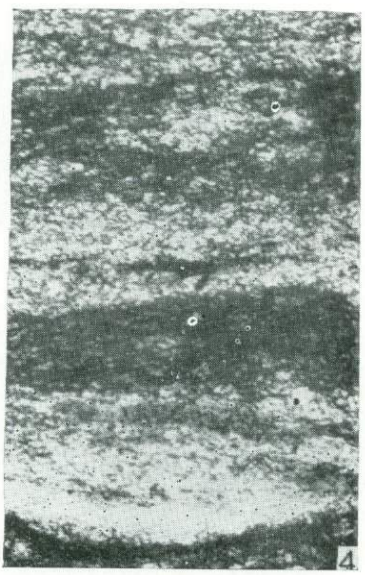


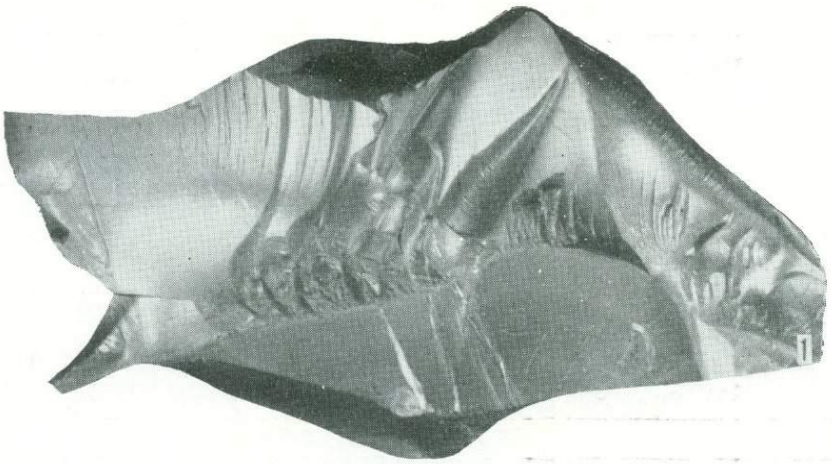


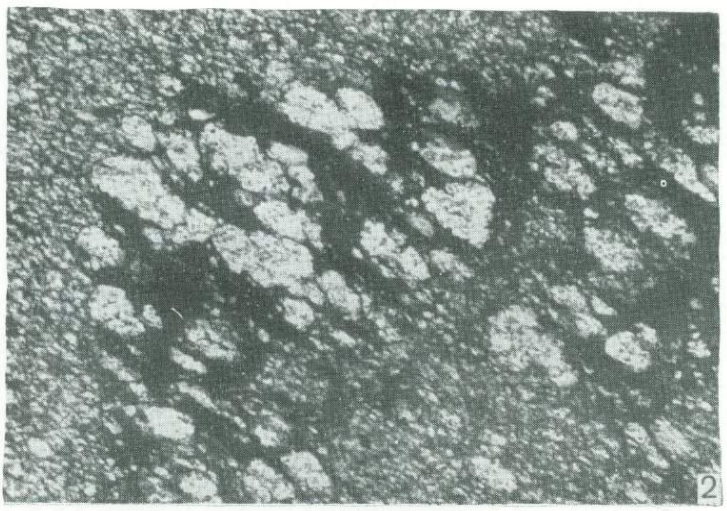

1

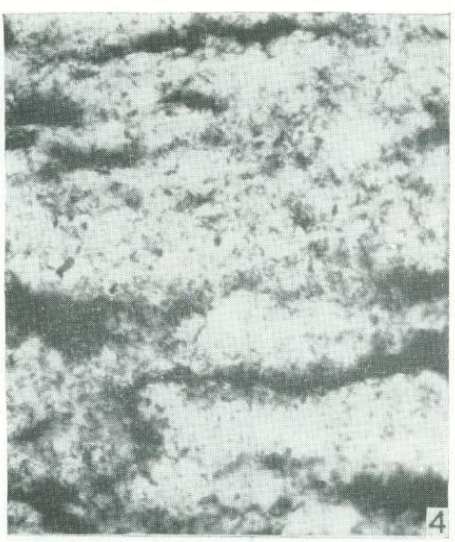

2

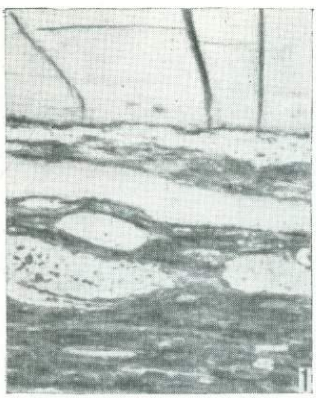

3

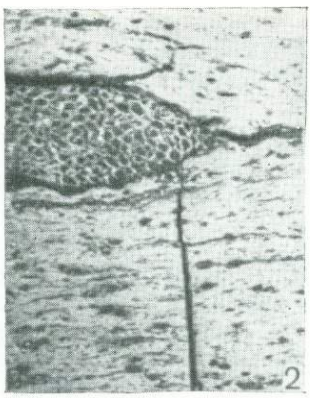

4

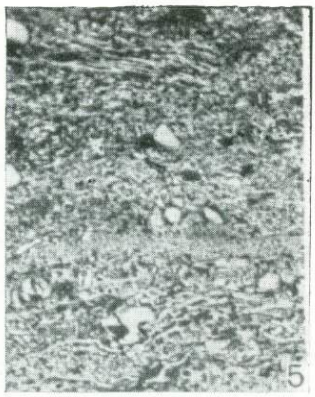


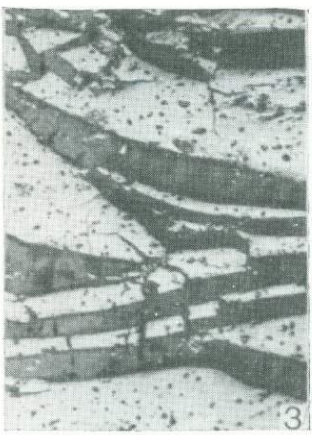




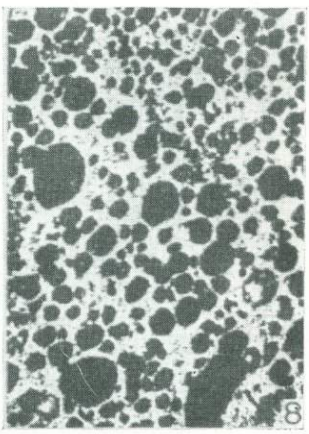

1

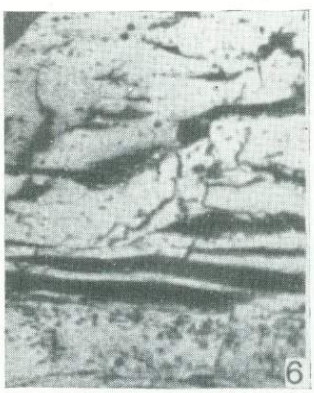

2


5


3

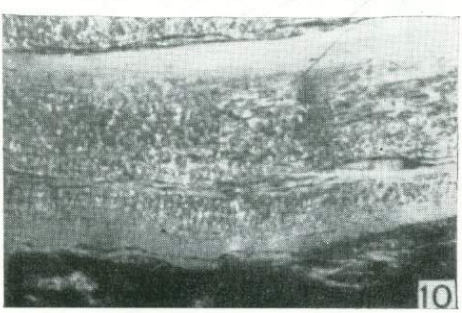
4

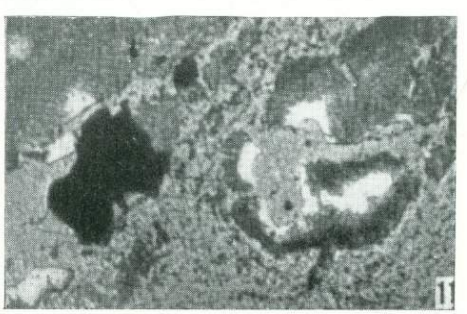

8

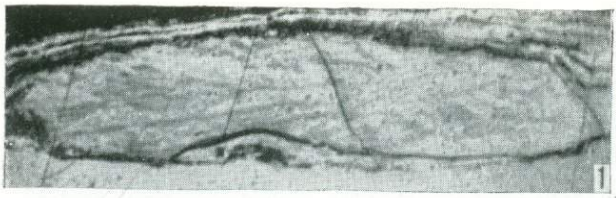

6

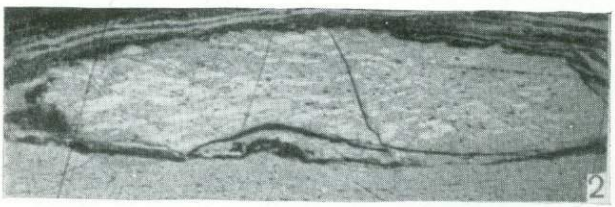
7

9

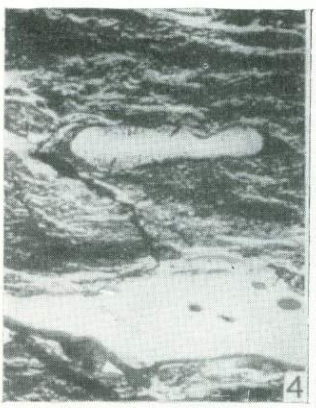

10

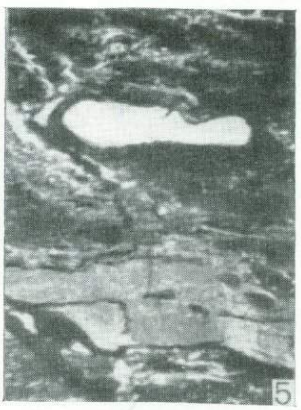

11


1


2

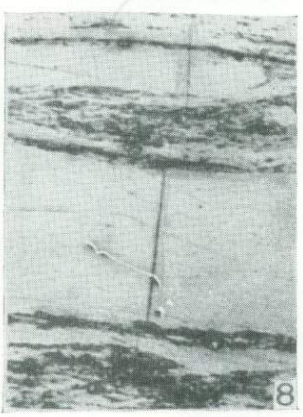
3

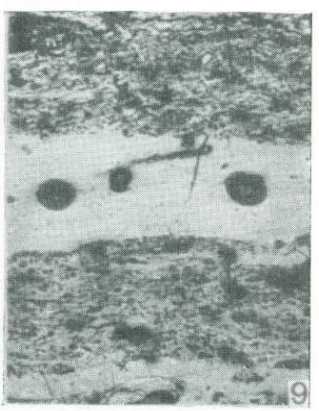

4

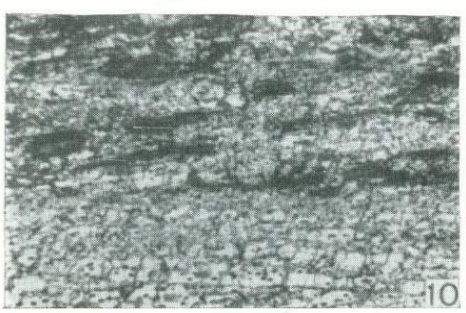

5

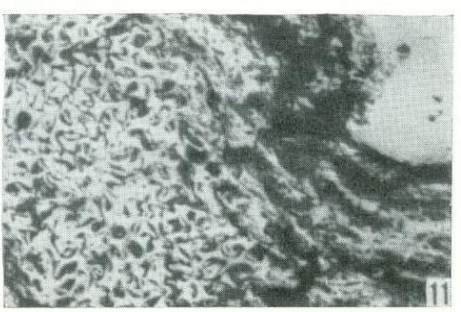
6

7


8


9


10


11

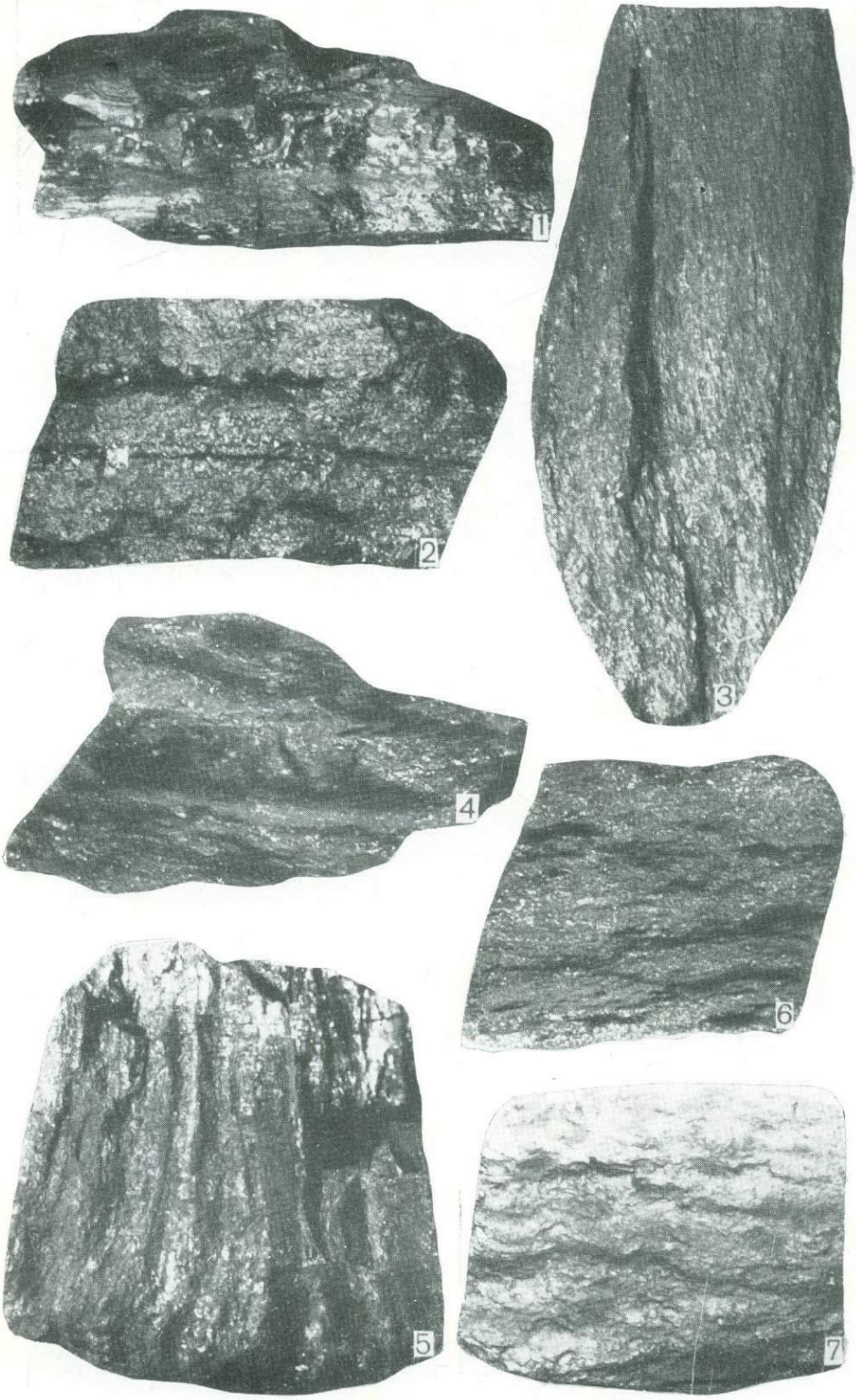
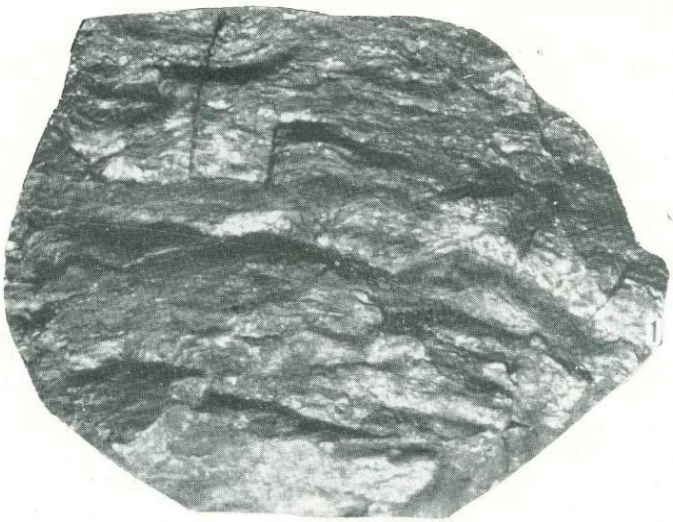
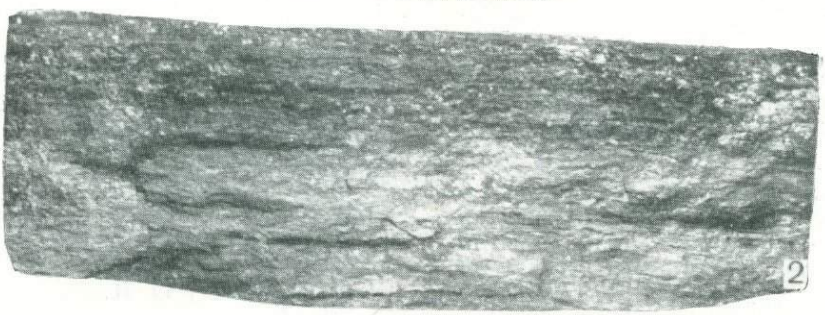
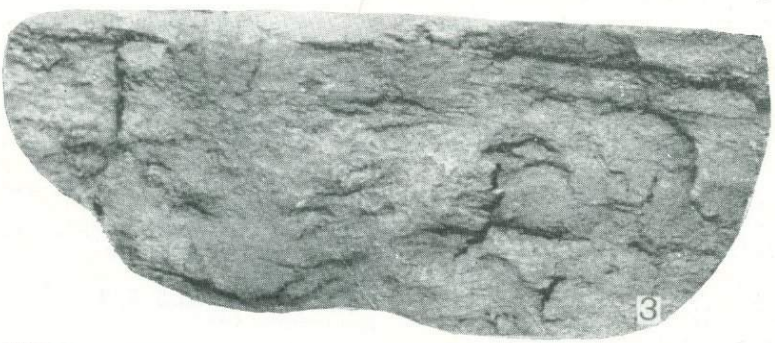

1
2
3
4
5
6
7

Таблица LVII







ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

Альгинит (группа микрокомпонентов) 11, 12, 13, 17—22, 47, 103, 106, 107, 109
Альгинито-гелит(ы) 103
— -гелитит(ы) 103
Альгинито-споринито-гелитит(ы) 103, 104
— — -гелит(ы) 103, 104
— — фюзинито-гелитит(ы) 105
— -гелит(ы) 105
Альгит(ы) 67, 110
Альгитит(ы) 67, 110
Анальцим 54
Анатаз-брукит 49, 57
Ангидрит 57
Ангренское месторождение 46, 56, 91, 96, 130
Антрацит(ы) — *см.* Углефикации шкала
Анкерит 50, 54
Анизотропия — *см.* Двупреломление микрокомпонентов
Апатит 49
Арагонит 50, 54
Аттрито-витринит 12, 16, 32, 33, 84, 85, 103, 106
— -липоидинит 13, 23
— -ортофюзинит 12—13
— -семифюзинит 12, 13, 93
— -ортофюзинит 12—13
Аттросеминит 11
Барзассит 22
Барзасское месторождение 28, 99, 101
Биотит 49
Богхед(ы) 21, 107, 111, 112
Бурые угли — *см.* Углефикации шкала
Верхне-Суйфунский бассейн 29, 69, 100, 130
Вещественно-петрографическая классификация углей 60
Витрен 5, 10, 12—13, 94
Витринит (группа микрокомпонентов) 10, 16, 30, 31—42, 43, 57, 84, 96, 99, 101, 105, 106, 119
— (γ-, Δ-витринит) 10, 12—13, 15, 16, 32, 33, 84, 89, 93, 107, 111
Витро-аттрит 10
— -десмит 10
Водоросли 11, 47
Восстановит 17
Восточно-Уральский бассейн 82
— -Ферганский бассейн 57
Газовые угли — *см.* Углефикации шкала
Галенит 55
Галлуазит 50, 53
Гелатское месторождение 54
Гелит(ы) 62, 69
Гелитит(ы) 62, 69—70, 88
Гелито-аттритовый подтип пласта 131, 135
— -коллоальгит(ы) 106—107
— -коллоальгитит(ы) 106—107
Гелитолиты 25, 31, 32, 47, 62, 64—88, 70, 97, 98, 103, 122
Гелито-сапропелит(ы) 67, 106—109
— -спорнито-талломоальгитит(ы) 67, 107, 108
— — -талломоальгит(ы) 67, 107, 108
— талломоальгитит(ы) 67, 107
— -талломоальгит(ы) 67, 107
Гематит 49, 57
Гидроокислы 52
Гидрослюда — *см.* Монотермит
Гипс 57, 156
Гифо-склеротинит 13, 14
Гифы грибов 44
Глауконит (гидрослюда) 50, 53
Горловский бассейн 47, 83, 84, 94, 95
Графит 48, 58, 124
Графитинит(ы) 12—13, 14, 15, 47—48
Графитоподобные образования 58
Группа (углей) 61
Гумолиты 64—68, 107
Двуотражение микрокомпонентов 14, 19, 22, 25, 27, 28, 35, 37, 43, 47, 58, 83
Двупреломление микрокомпонентов 18, 19, 21, 24, 25, 26, 28, 34, 36, 47, 48
Десмито-витринит 12, 16, 33, 89, 93, 99, 103, 106, 107, 109, 111
— -микринит 12—13, 15, 45, 46
Длиннопламенные угли — *см.* Углефикации шкала
Днепровский бассейн 20, 70, 72, 100
Донецкий бассейн 21, 23, 28, 29, 31, 38, 43, 46, 47, 48, 56, 68, 69, 73, 74, 75, 76, 77, 78, 80, 82, 83, 84, 85, 90, 100, 105, 109, 113, 115, 130, 131
Допплеринит 12, 32
Железняк бурый 57
Жирные угли — *см.* Углефикации шкала
Иллит — *см.* Монотермит
Ильменит 49
Ингридиенты угля 5, 7, 9
Инертинит (группа микрокомпонентов) 11
Интрузии 116
Иркутский бассейн 20, 22, 86, 107, 133
Кальгинит 11
Кальцит 50, 54
Камский бассейн 100, 102, 109
Канско-Ачинский бассейн 20, 40, 70, 72, 85, 87, 88, 130
Каолинит 50, 52, 53, 54
Карагандинский бассейн 45, 56, 57, 75, 77, 79, 92
Карбонатные конкреции 55
Карбонаты 52, 54, 104
Касьянит(ы) 21, 103, 107, 113, 114
Кварц 49, 50, 51, 56, 57, 104
Кварцин 56
Кенгдейское месторождение 29

Кеннели 21, 103, 104
Кеннель-богхед(ы) 108
Кизеловский бассейн 25, 28, 69, 75, 100, 102, 113, 115
Класс (углей 61
Кластические «жилы» и «дайки» 49, 50, 51
Коксование контактовое 118
Коксовые угли — *см.* Углефикации шкала
Кок-Янгакское месторождение 96
Коллинит 10, 13, 16, 25, 31, 33, 84
Колло-альгинит 12—13, 18, 20, 21, 106
Коллоальгитит(ы) 110—111
— альгит(ы) 110—111
— семинит 11
Коровые ткани — см. Феллинит
Корпо-витринит 12—13, 14—15, 17, 45
— гуминит 15
— -микринит 12—13, 15, 45—46
— -склеротинит 45
Корунд 49
Коэффициент Ca/Mg 139
Кремнистые конкреции 57, 134, 135
Крипто-телинит 13, 15, 16, 31
Ксилен 10
Ксилинит 10, 11, 13, 16, 25, 30, 31, 32
Ксило-аттрит 10
— -витрен 10
— -десмит 10
— -ортофюзинит 12, 13, 16
— -семифюзинит 12, 13, 16
Кузнецкий бассейн 22, 31, 43, 45, 47, 58, 69, 74, 76, 77, 78, 83, 84, 90, 91, 92, 93, 94, 95, 130
Кутикула (кутинит) 11, 13, 22—23, 24, 25, 47, 76, 98, 99, 102, 103, 105, 107, 111
Кутинотит(ы) 98—99, 100, 101
Кутит(ы) 98—99
Лейптинит (группа микрокомпонентов) 11
Ленский бассейн 20, 29, 31, 40, 48, 70, 77, 80, 99
Лигнино-целлюлозные ткани 12, 14, 30, 31, 43
Лигнитит 10—11, 13, 16, 30, 32, 86
Лигно-аттрит 10
— -десмит 10
Лимонит 56, 57
Липоидинит(ы), липоидные компоненты (группа микрокомпонентов) 12—13, 16, 22—30, 36, 47, 83, 84, 89, 101
Липоидолиты 22, 97—101, 102, 103
Липоиды (липиды) 14, 17
Липтобиолит(ы) 23, 63
Лопинит 23, 29, 100
Львовско-Волынский бассейн 18, 21, 28, 75, 102, 105, 109, 113, 130
Люминесцентные свойства микрокомпонентов 17, 18, 19, 26, 103, 104
Магнетит 49
Макроспоринит 3, 22, 23, 24, 25
Макроструктура углей 5, 68
Марказит 55
Мацерал 9
Мегаспоры 22, 46, 47, 48
Мелантерит (железный купорос) 57
Меллит 58
Мельниковит 56
Метаантрациты 42
Метаморфизм углей 43
— углей регионального типа 117
— — регионально-термального типа 117
— — собственно контактовый 118
Механические ткани — *см.* Склеренхима
Микринит 11, 12—13, 14, 43, 45—46, 88, 101
Микроингредиент 6
Микрокомпонент 9, 15
— споринит, микроспоры 13, 22, 23, 24
Микстинит 10
Микстогумолиты 62, 98, 99, 101—102
Минусинский бассейн 22
Монотермит 50, 52, 53
Мусковит 49
Нигросклеротинит 11
Обжиг контактовый 118
Оболенскит 103
Окислы 52
Округлые (округло-угловатые) тела 11, 45
Опакоидинит 12—13, 15, 43, 45, 47
Опал 53, 56
Оптическая ориентировка 119
Орский бассейн 96, 130, 139, 141
Ортосклеротинит 11, 13
— фюзинит 12—13, 14, 15, 43, 89, 93, 95
Основная масса 9—11, 16, 18, 21, 46, 108
Отдельность углей столбчатая 122
Отощенно-спекающиеся угли — *см.* Углефикации шкала
Отражательная способность микрокомпонентов 14, 25, 35, 37, 43, 46, 47, 57, 58
Паренхима 32, 71, 84, 86
Паренхинит (паренхит) 10, 11, 16, 86
Паренхо-аттрит 10
— -десмит 10
Перидерма 43
Петрографический состав углей 6, 7
— тип углей 7
Печорский бассейн 23, 47, 76, 83, 90, 92, 93, 98, 100, 130, 137
Пирит 55, 56, 104
Пироксен 49
Пласты весьма мощные 131
— гелитолитовые 130, 131
— гелитолито-липоидолитовые 130, 143
— гелитолито-фюзенолитовые 130, 138
— гелитолитовые с повышенным содержанием фюзинита 130, 137
— гумито-сапропелитовые 130, 143
— микстогумолитовые 130, 143
— микстогумолитовые 130, 142
— мощные 131
— простые непрерывного накопления 131
— сверхмощные 131
— сложные прерывного накопления 131
— средние 131
— тонкие 131
— фюзенолитовые 130, 140
Плектенхима (грибов) 44—45
Плектенхимо-склеротинит 12
Плеохроизм микрокомпонентов 19, 26, 28, 34, 37, 47
Подкласс углей 61

Подтип углей 61
Подмосковный бассейн 20, 28, 38, 56, 70, 72, 90, 99, 100, 102, 103, 105, 107, 113, 114, 130, 142
Показатель отражения — *см.* Отражательная способность микрокомпонентов
— преломления микрокомпонентов 14, 18, 24, 35, 54
Полевые шпаты 49, 51
Полуантрациты — *см.* Углефикации шкала
Полубогхед 108
Пробковая ткань — *см.* Феллема
Псилофиты 22
Рабдописсит 23, 100
Разделение углей в тяжелых жидкостях 3, 14, 18, 27, 31, 32, 33, 46
Разложение углей термическое 118
Разновидность (углей) 63
Резинит(ы) 11, 13, 23, 24, 25, 29, 30, 33, 46, 98, 102
Резит(ы) 98
Резитит(ы) 98, 100
Роговая обманка 49
Рутил 49
Сапрогелитит(ы) 67
— гелитолиты 103—105
— гелиты 67
— гумолиты 67, 102—105, 112—115
— коллиты 105, 110
— пелиты 102, 103, 105—115
Сахалинские угольные месторождения 74, 82, 130
Семивитринит (группа микрокомпонентов) 10, 11, 36, 43
— коллинит 10
— телинит 10
— фюзен 11, 43
— фюзено-аттрит 11
— — -десмит 11
— фюзинит 7, 8, 11, 12, 13, 15, 21, 25, 28, 31, 43, 47, 88, 89, 93, 95, 96
Сера самородная 58
Сидерит 50, 54, 55, 57
Сильноуглефицированные угли (Т, ПА, А) 8
Склеренхима 30, 46
Склеренхинит 13
Склеротинит 11, 12, 13, 14, 44, 45, 96, 121
Склероции 11, 44—45, 121—122
Слабоуглефицированные угли (Б, Д, Г) 8, 9, 18, 25, 32, 46, 47
Сланцы горючие 17
Смола (смоляные тела) 11, 46, 71
Собственно-сапропелиты 109, 110
Составные части углей 5, 6, 9
Спорангии 22, 23, 24, 30, 45, 84
Споранго-витринит 13, 16, 30, 32
— -семифюзинит 12
— -ортофюзинит 12
Споринит 11, 23, 25, 30, 98, 99, 103, 105, 111
Споритит(ы) 99—100, 107
Спорит(ы) 98, 99, 100
Спороношения органы — *см.* Спорангии
Спорополинит 11
— склеротинит 13, 14
Споры грибов 44, 45
Среднеуглефицированные угли (Ж, К, ОС) 8, 9, 23, 32, 46, 47, 68, 81, 101
Стадии углефикации 8
Субграфиты 42
Суберинит 11, 13, 23, 24, 25, 86, 102
Суберинотит(ы) 100
Суберит(ы) 100
Сульфаты 52, 57, 58
Сульфидные конкреции 56
Сульфиды 52, 55, 57
Сулюктинское месторождение 96
Сучанский бассейн 82, 127
Сфалерит 55, 56
Сфен 49
Сферосидерит 54
Таймырский бассейн 47, 59, 77, 83, 92, 93, 94, 95
Талломо-альгинит 12—13, 17—22, 103, 106, 107
— -альгитит(ы) 111—112
— -альгит(ы) 111—112
Тальгинит 11
Тальк 59
Текстура углей 6
Телинит 10, 12—13, 15, 16, 32, 33, 36, 37, 84, 85, 93, 96, 107
Телоколлинит 10
семинит 11
фюзенит 11
Тип пласта 130
Тип углей 61
Ткибульский бассейн 29
Тощие угли — *см.* Углефикации шкала
Тунгусский бассейн 22, 42, 45, 47, 59, 74, 76, 77, 84, 90, 92, 93, 94, 95, 100, 105, 113, 130, 140
Турмалин 49
Углефикации шкала. Антрацитовые угли (А) 8, 13, 16, 18, 24, 25, 26—27, 31, 36—37, 43, 58, 83—84, 95
— — Бурые угли (Б) 8, 9, 10, 12, 15, 17, 18, 20, 24, 25, 26—27, 28, 29, 30, 31, 32, 33, 34—35, 40—41, 46, 54, 70—73, 91, 96, 97, 98, 99, 102, 103, 107, 110, 111
— — Газовые угли (Г) 8, 12, 18, 24, 25, 26—27, 28, 29, 30, 31, 32, 33, 34—35, 40—41, 54, 75—77, 92, 97, 98, 99, 102, 110, 111
— — Длиннопламенные угли (Д) 8, 12, 17, 18, 20, 24, 25, 26—27, 28, 29, 31, 32, 33, 34—35, 48, 54, 73—75, 91—92, 95, 97, 98, 99, 102, 103, 107, 110, 111
— — Жирные угли (Ж) 8, 13, 15, 17, 21, 25, 26—27, 29, 31, 33, 34—35, 40—41, 46,

77—78, 92, 98, 99, 101, 102
— — Коксовые угли (К) 8, 13, 15, 16, 17, 18, 21, 24, 25, 26—27, 31, 33, 34—35, 40—41, 46, 78—80, 85, 93, 102
— — Отощенно-спекающиеся угли (ОС) 8, 13, 16, 17, 18, 24, 25, 26—27, 31, 34—35, 36, 40—41, 43, 81, 83, 93
— — Полуантрацитовые угли (ПА) 8, 13, 16, 18, 24, 25, 26—27, 36—37, 43, 82, 83, 94
— — Тощие угли (Т) 8, 13, 16, 18, 24, 25, 26—27, 31, 36—37, 43, 81—82, 83, 93—94
Углефикационный ряд 8, 31, 33, 34—35, 38, 40—41, 43
Углефикация (процесс) 7—8, 43, 47
Угли витреновые и ксиловитреновые 62
— «восстановленные» 32, 68
— дюреновые 62, 89
— дюрено-клареновые 62, 68
Угли клареновые 62, 68
— кларено-дюреновые 62, 89
Углисто-кремневые конкреции — *см.* Кремнистые конкреции
Угли ультраклареновые 62
— фюзено-семифюзеновые 89
— контактово-газовые 119
— контактово-жирные 119
— контактово-метаморфизованные 116
Улугхемский бассейн 21, 40, 85
Уэдделит 58
Феллема 30
Феллинит 10, 13, 16, 24, 25, 30, 32, 86
Филло-ортофюзинит 12—13, 16
— -паренкинит 13, 16, 24, 30, 32
— -семифюзинит 12—13, 16, 31
Фитерал 9, 86, 157
Флобафинит 31
Фракции-максимумы микрокомпонентов 14, 27, 35, 37, 38, 40—41
Фунгинит 14, 44, 45
Фюзен 5, 11, 42, 43, 94
Фюзено-аттрит 11
— -десмит 11
Фюзенолит(ы) 47, 88—97, 102, 124
Фюзинит (α-, β-, γ-, Δ-фюзинит) 11, 15—16, 30, 121
— (группа микрокомпонентов) 11, 12—13, 14, 28, 83, 88, 89, 96, 98, 99, 101, 105, 107, 111
Фюзитит(ы) 7—8, 90—91, 93, 94, 96
Фюзит(ы) 89—90, 93—94
Халцедон 53, 56
Халькопирит 55, 56
Хлорит 49
Целестин 57
Цеолиты 50, 53, 54
Циркон 49
Челябинский бассейн 23, 71, 72, 132
Шунгит 21
Шурабское месторождение 96
Экзинит 11
Экибастузское месторождение 138
Ювеллит 58
Южно-Уральский бассейн 70, 71, 72, 77, 135
Южно-Якутский бассейн 21, 25, 31, 32, 40, 47, 80, 85
Ярозит 57, 58

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие. *А. И. Гинзбург* 3
Основные понятия и термины петрологии углей. *А. И. Гинзбург* 4

Часть первая. Микрокомпоненты ископаемых углей 9
Глава 1. Классификация микрокомпонентов углей. *Е. С. Корженевская* . . . 9
Глава 2. Характеристика микрокомпонентов углей различных групп углефикации 17
Микрокомпоненты из растительных остатков с повышенным содержанием липоидов. *Е. С. Корженевская, Л. А. Богданова* 17
Альгиниты 17
Липоидиниты 22
Микрокомпоненты из растительных тканей лигнинно-целлюлозного состава 30
Витриниты. *Е. С. Корженевская, Л. А. Богданова, А. Б. Лапо* 31
Фюзиниты. *Е. С. Корженевская, Л. А. Богданова* 42
Микрокомпоненты из остатков грибов. *И. Э. Вальц* 44
Склеротиниты 44
Микрокомпоненты неясной природы 45
Корпо-витриниты. *А. В. Лапо* 45
Микриниты. *А. В. Лапо* 45
Графитиниты. *Л. А. Богданова* 47

Часть вторая. Минеральные включения в углях. *Н. М. Крылова* 49
Терригенные примеси 50
Аутигенные образования 51
Минералы динамо-термального генезиса 58

Часть третья. Группы, классы и типы углей различных стадий углефикации . . 60
Глава 1. Вещественно-петрографическая классификация ископаемых углей. *И. Э. Вальц, А. И. Гинзбург, Н. М. Крылова* 60
Глава 2. Характеристика генетических групп, классов и типов углей различных стадий углефикации 68
Группа гумолитов 68
Класс гелитолитов 68
Общая характеристика. *А. И. Гинзбург* 68
Описание гелитолитов углефикационного ряда. *А. И. Гинзбург, Л. А. Богданова, Г. П. Вырвич, В. В. Крапивенцева* 70
Особенности состава и условий образования углей класса гелитолитов. *А. И. Гинзбург* 85
Класс фюзенолитов 88
Общая характеристика. *А. И. Гинзбург* 88
Описание фюзенолитов углефикационного ряда. *А. И. Гинзбург, Л. А. Богданова, В. В. Крапивенцева* 91
Особенности состава и условий образования углей класса фюзенолитов. *А. И. Гинзбург* 95
Класс липоидолитов. *А. И. Гинзбург* 97
Общая характеристика 97
Липоидолиты и их разновидности 98
Условия образования углей класса липоидолитов 100
Класс микстогумолитов. *А. И. Гинзбург* 101
Группа сапрогумолитов. *А. И. Гинзбург* 102
Класс сапрогелитолитов 103
Группа сапропелитов. *А. И. Гинзбург* 105
Общая характеристика 105
Класс гелито-сапропелитов 106
Класс собственно сапропелитов 109
Особенности состава и условий образования сапропелитов и сапрогумолитов 112

Часть четвертая. Микрокомпоненты и типы углей в зонах контактового метаморфизма. *Л. А. Богданова* 116
Глава 1. Основные понятия и термины 116
Глава 2. Микрокомпоненты контактово-метаморфизованных углей 119

Глава 3. Типы контактово-метаморфизованных углей 122
Глава 4. Графит 124
Глава 5. Распределение углей различного вида контактового метаморфизма по отношению к интрузиям 127

Часть пятая. Распределение классов и типов углей в пластах угленосных формаций. *И. Б. Волкова* 130
Глава 1. Типы угольных пластов по петрографическому составу 130
Пласты гелитолитовые (I тип) 131
Пласты гелитолитовые с повышенным содержанием фюзинита (II тип) . . 137
Пласты гелитолито-фюзенолитовые (III тип) 138
Пласты фюзенолитовые (IV тип) 140
Пласты микстогумолитовые (V тип) 142
Пласты гелитолито-липоидолитовые (VI тип) 143
Пласты гумито-сапропелитовые (VII тип) 143
Глава 2. Общие закономерности изменения петрографического состава и строения угольных пластов 144
Распределение пластов угля различного петрографического состава по типам угленосных формаций 144
Связь петрографических типов угольных пластов с их мощностью и строением 145
Изменение петрографического состава угольных пластов по эпохам угленакопления 148
Заключение. *А. И. Гинзбург* 157
Список литературы 159
Фототаблицы и объяснения к ним 171
Предметный указатель 242

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ТИПЫ УГЛЕЙ СССР

Редактор издательства *Л. М. Самарчян*

Технический редактор *Е. С. Сычева*

Художник *В. И. Казакова*

Корректор *М. П. Курылева*

Сдано в набор 14/X 1974 г. Подписано в печать 14/IV 1975 г. Т-06363. Формат 70×108$^1/_{16}$. Печ. л. 15,5. Усл. печ. л. 21,7. Уч.-изд. л. 22,72. Бумага № 1+мел. Тираж 1500 экз. Заказ 797/11663—4. Цена 2 р. 76 к.

Издательство «Недра», Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19.
Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэрогеология»

2 р. 76 к.

1263

НЕДРА