



ТРУДЫ
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО
ИНСТИТУТА

ISSN 0002-3272

П.П. Тимофеев

Эволюция угленосных формаций в истории Земли

НАУКА

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
GEOLOGICAL INSTITUTE

P.P. Timofeev

The Evolution of Coal Formation in the History of the Earth



П.П. Тимофеев

**Эволюция
угленосных
формаций
в истории
Земли**



Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук *Б.В. Полянский*

Редакционная коллегия:
Ю.Г. Леонов (главный редактор), *М.А. Ахметьев*, *Ю.О. Гаврилов*,
Ю.В. Карякин, *М.А. Семихатов*, *М.Д. Хуторской*

Рецензенты:
доктор геолого-минералогических наук *Л.И. Боголюбова*,
доктор геолого-минералогических наук *М.В. Голицын*

На переплете: болото *Myricaceen – Cyrillaceen* и лес *Sequoia*

Труды Геологического института / Геол. ин-т РАН. – М. : Изд-во АН СССР, 1932–1964. – М. : Наука, 1964–. – ISSN 0002-3272.

Вып. 557 : Эволюция угленосных формаций в истории Земли / П.П. Тимофеев ; [отв. ред. Б.В. Полянский]. – М. : Наука, 2006. – 204 с. – ISBN 5-02-033675-0 (в пер.).

Кратко изложены представления автора об эволюции угленосных формаций в истории Земли. Излагаются аспекты осадочного процесса и его энергетики, методика генетического формационного анализа осадочных образований, рассмотрены процессы биохимического разложения исходного растительного материала торфов-углей. Приводятся их вещественный состав и связь генетических типов углей с определенными обстановками осадко- и торфонакопления. Предлагается разработанная автором геологическая генетическая классификация гумусовых углей, а также излагаются перспективы дальнейшего развития учения об осадочных, в том числе угленосных формациях.

Для геологов, седиментологов, литологов, преподавателей и студентов вузов.

По сети «Академкнига»

ISBN 5-02-033675-0

©Тимофеев П.П., 2006

©Российская академия наук и издательство «Наука»,
продолжающееся издание «Труды Геологического
института РАН» (разработка, художественное
оформление), 1932 (год основания), 2006

©Редакционно-издательское оформление.
Издательство «Наука», 2006

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	9
Глава I. Осадочный процесс и его энергетика	17
I.1. Общие замечания	17
I.2. Основные черты процессов осадочной зональности	20
I.3. Осадочно-геохимическая зональность	21
Глава II. Методика литолого-фациального и генетического формационного анализа угленосных отложений	28
II.1. Общие замечания	28
II.2. Основные литолого-фациальные и генетические признаки осадочных отложений	32
II.3. Литолого-фациальный анализ угленосных отложений	37
Глава III. Генетическая классификация фациальных типов элювиальных, делювиальных и пролювиальных отложений. Гумидный тип седиментации	41
III.1. Общие замечания	41
III.2. Характеристика элювиальных, делювиальных и пролювиальных отложений	42
III.3. Краткая характеристика условий накопления элювиальных, делювиальных и пролювиальных отложений	44
Глава IV. Генетическая классификация фациальных типов аллювиальных отложений. Гумидный тип седиментации	47
IV.1. Общие замечания	47
IV.2. Характеристика аллювиальных отложений	50
IV.3. Краткая характеристика условий накопления аллювиальных отложений	55
Глава V. Генетическая классификация фациальных типов озерных отложений. Гумидный тип седиментации	58
V.1. Общие замечания	58
V.2. Характеристика озерных отложений	58
V.3. Краткая характеристика условий накопления озерных отложений	65
Глава VI. Генетическая классификация фациальных типов озерно-болотных отложений. Гумидный тип седиментации	67
VI.1. Общие замечания	67
VI.2. Характеристика озерно-болотных отложений	68
VI.3. Краткая характеристика условий накопления озерно-болотных отложений	71

Глава VII.	Генетическая классификация фациальных типов морских отложений. Гумидный тип седиментации	72
VII.1.	Общие замечания	72
VII.2.	Характеристика морских отложений	72
VII.3.	Краткая характеристика условий накопления морских отложений	81
Глава VIII.	Генетическая классификация фациальных типов морских отложений. Аридный тип седиментации	86
VIII.1.	Общие замечания	86
VIII.2.	Характеристика морских отложений	87
VIII.3.	Краткая характеристика условий накопления морских отложений	89
Глава IX.	Номенклатура микрокомпонентов, вещественный состав гумусовых углей и их классификации	91
IX.1.	Номенклатура микрокомпонентов	91
IX.2.	Вещественный состав гумусовых углей и их классификации	96
Глава X.	Биохимическое разложение исходного материала гумусовых углей	102
X.1.	Биохимическая модель образования углей	102
X.2.	Модель глинообразования в угленосных формациях	114
Глава XI.	Циклы-парагенезы и обстановки осадко- и торфонакопления угленосных формаций и механизм их образования	118
Глава XII.	Геологическая генетическая классификация гумусовых углей и роль генезиса в познании угленосных формаций	130
XII.1.	Генетическая классификация гумусовых углей	130
XII.2.	Роль генезиса в познании угленосных формаций	139
Глава XIII.	Формирование угленосных формаций	149
XIII.1.	Общие замечания	149
XIII.2.	Накопление гумусового органического вещества и образование угленосных формаций	153
Глава XIV.	Перспективы дальнейшего развития учения об угленосных формациях	166
XIV.1.	Общие замечания	166
XIV.2.	Прогнозируемое направление науки об осадочных образованиях	167
XIV.3.	Гипертология и седиментология бассейнов осадконакопления	168
XIV.4.	Литологические бассейны породообразования	169
XIV.5.	Геоминералогия осадочных бассейнов	171
XIV.6.	Проблемы геохимии и кристаллохимии	172
XIV.7.	Органическое вещество	173
XIV.8.	Органическое вещество морей и океанов	174
XIV.9.	Осадочные полезные ископаемые	174
XIV.10.	Осадочные геологические формации	175
XIV.11.	Прогноз полезных ископаемых	177
Заключение		179
Литература		181
Объяснения к фототаблицам		189

CONTENTS

Foreword	9
Chapter I. Sedimentary process and its energy	17
I.1. General remarks	17
I.2. Main features of depositional zoning processes	20
I.3. Depositional-geochemical zoning	21
Chapter II. Methods for lithofacies and genetic formation analyses of coal-bearing deposits	28
II.1. General remarks	28
II.2. Main lithofacies and genetic properties of sedimentary deposits	32
II.3. Lithofacies analysis of coal-bearing deposits	37
Chapter III. Genetic classification of facies types for alluvium, diluvium and proluvium. Humid type sedimentation	41
III.1. General remarks	41
III.2. Characteristics of eluvium, diluvium and proluvium	42
III.3. Brief characteristics of environments for alluvium, diluvium and proluvium accumulation	44
Chapter IV. Genetic classification of alluvium facies types. Humid type of sedimentation	47
IV.1. General remarks	47
IV.2. Characteristics of alluvium	50
IV.3. Brief characteristics of environments for alluvium accumulation	55
Chapter V. Genetic classification of facies types of lacustrine deposits. Humid type of sedimentation	58
V.1. General remarks	58
V.2. Characteristics of lacustrine deposits	58
V.3. Brief characteristics of environments for lacustrine deposits accumulation	65
Chapter VI. Genetic classification of facies types of lacustrine-swamp deposits. Humid type sedimentation	67
VI.1. General remarks	67
VI.2. Characteristics of lacustrine-swamp deposits	68
VI.3. Brief characteristics of environments for lacustrine-swamp deposits accumulation	71
Chapter VII. Genetic classification of facies types of marine deposits. Humid type of sedimentation	72
VII.1. General remarks	72
VII.2. Characteristics of marine deposits	72

VII.3.	Brief characteristics of environments for marine deposits accumulation.....	81
Chapter VIII.	Genetic classification of facies types of marine deposits. Arid type of sedimentation	86
VIII.1.	General remarks	86
VIII.2.	Characteristics of marine deposits	87
VIII.3.	Brief characteristics of environments for marine deposits accumulation	89
Chapter IX.	Nomenclature of microcomponents, composition and classification of humus coals	91
IX.1.	Nomenclature of microcomponents	91
IX.2.	Composition of humus coals and their classification	96
Chapter X.	Biochemical decay of primary material of humus coals	102
X.1.	Biochemical model for coal formation	102
X.2.	Model for clay formation in coal-bearing deposits	114
Chapter XI.	Cycles, parageneses and environments of sediments and peat-accumulation in coal-bearing deposits and their mode of formation	118
Chapter XII.	Geological genetic classification of humus coals and the role of genesis in studies of coal-bearing formations	130
XII.1.	Genetic classification of humus coals	130
XII.2.	Role of genesis in studied of coal bearing formations	139
Chapter XIII.	Formation of coal-bearing deposits	149
XIII.1.	General remarks	149
XIII.2.	Accumulation of humus organic matter and formation of coal-bearing assemblages	153
Chapter XIV.	Prospects of further studies of coal-bearing formations	166
XVI.1.	General remarks	166
XVI.2.	A forecast for further trends in the science of sedimentary formations	167
XVI.3.	Hypertology and sedimentology of sedimentary basins	168
XVI.4.	Lithological rock-forming basins	169
XVI.5.	Geomineralogy of sedimentary basins	171
XVI.6.	Problems of geochemistry and crystal chemistry	172
XVI.7.	Organic matter	173
XVI.8.	The organic matter in seas and oceans	174
XVI.9.	Sedimentary minerals	174
XVI.10.	Sedimentary geologic formations	175
XVI.11.	A forecast for mineral deposits	177
Conclusions		179
References		181
Explanations for the photo plates		189

250-летию
Московского государственного университета
имени М.В. Ломоносова
и моему учителю
члену-корреспонденту АН СССР
Юрию Аполлоновичу Жемчужникову
посвящается

ПРЕДИСЛОВИЕ

Современная осадочная геология, включая генетическое учение об угленосных формациях, наряду с петрологией, стратиграфией и геотектоникой, представляет собой фундаментальную науку, крупную область научных знаний о Земле. Ее современное состояние, особенно состояние ее теоретических разделов, находится на такой стадии, когда, с одной стороны, осадочная геология не полностью отвечает современному уровню ее развития вообще, а с другой, когда возникла необходимость подведения итогов всего достигнутого и оценки ее состояния, чтобы наметить пути глубокого качественного и более комплексного детального генетического анализа того огромного фактического материала, который накопился за последние десятилетия. Следует отметить, что по отдельным разделам осадочной геологии, хотя и намечались программы на будущее, но все они, как правило, страдают почти полным отсутствием комплексного генетического подхода. Необходимо критически оценить наши представления об осадочном процессе и наметить пути дальнейшего рационального подхода к его познанию.

На территории России и прилегающих бывших советских республик в современных структурах земной коры располагаются крупные (Донбасс, Кузбасс, Печорский бассейн и др.) и многочисленные более мелкие (Южно-Уральские, Среднеазиатские, Северо-Восточные и др.) площади угленосных отложений. Н.И. Погребнов в своей статье «Размещение угленосных формаций в современных структурах земной коры на территории СССР [67] привел структурную карту СССР (рис. 1), на которой показал распределение угленосных отложений, называя их угленосными формациями, но они еще не формации – их нужно изучить с генетических позиций, как полагает автор данной монографии [86–88, 102, 113–116 и др.]. Они приурочены к различным современным структурам, а в древности (каждому свое время) всегда занимали, как правило, плоские низменные пространства на побережьях различных водных водоемов. Угленосные отложения имеют неодинаковое строение и их органическое вещество в постседиментационный период по настоящее время претерпело самые разнообразные (как Земля в целом) литогенетические изменения от торфяной стадии до антрацитов, образуя многочисленные генетические типы углей.

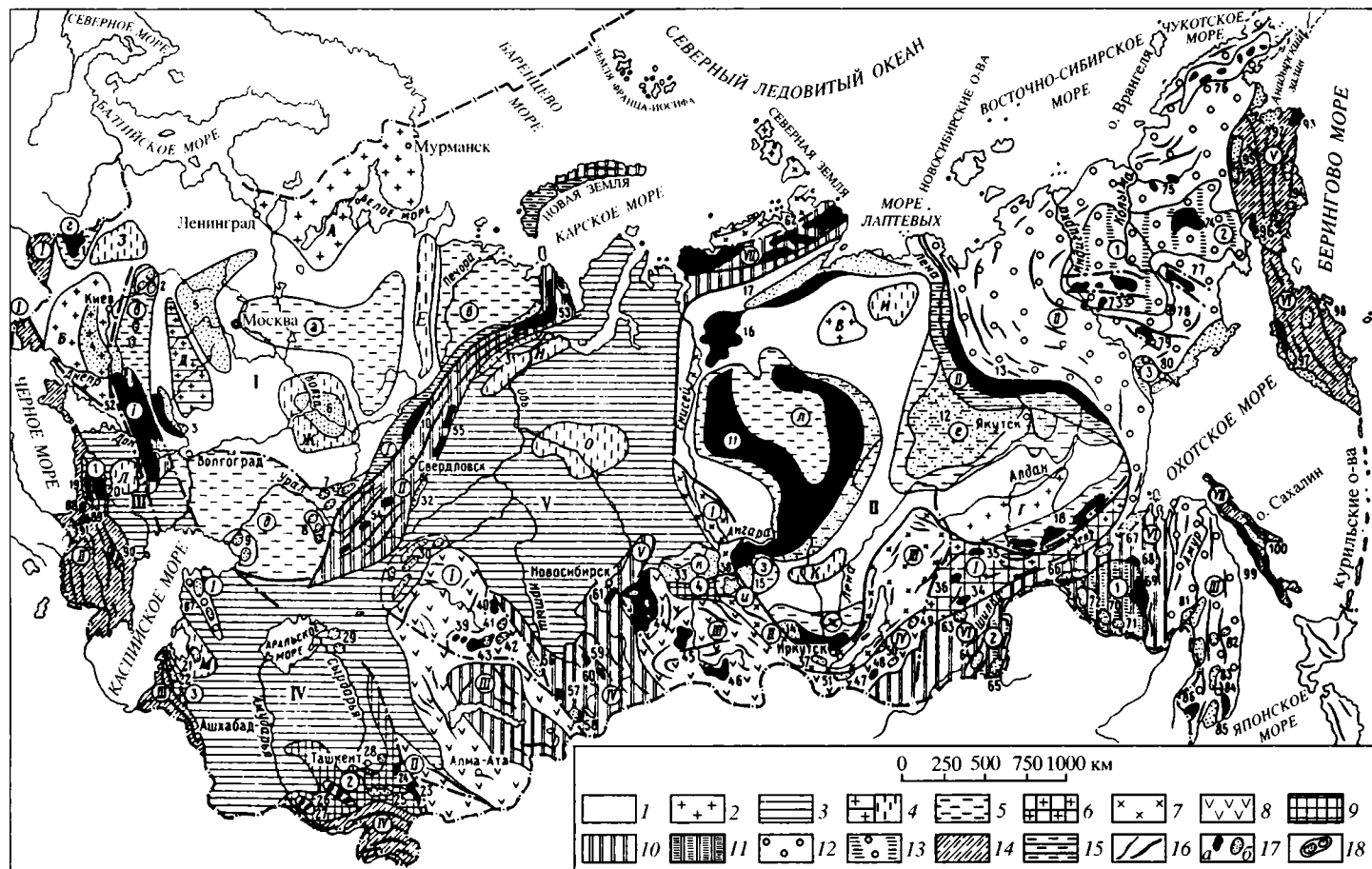


Рис. 1. Карта размещения угленосных бассейнов, месторождений и угленосных площадей в современных структурах земной коры на территории бывшего СССР (По Н.И. Погребнову [67])

Структуры земной коры. 1 – древние платформы: I – Русская, II – Сибирская; 2 – выступы фундамента древних платформ (щиты); А – Балтийский, Б – Украинский, В – Анабарский, Г – Алданский; 3 – молодые платформенные области: III – Скифская, IV – Туранская, V – Западно-Сибирская; 4 – крупные положительные структуры на платформах: Д – Воронежская антиклина, Е – Тиманский вал, Ж – Волго-Уральский свод, З – Полесский вал, И – Оленекская антиклина, К – Жигаловский вал, Л – Ставропольское поднятие, М – Туаркырское поднятие, Н – Северо-Сосвинское поднятие, О – Васюганское поднятие; 5 – крупные отрицательные структуры на платформах: а – Московская синеклиза, б – Печорская синеклиза, в – Днепровско-Донецкая синеклиза, г – Львовская депрессия, д – Северо-Каспийская синеклиза, е – Вилюйская синеклиза, ж – Иркутская впадина, з – Бирюсинская впадина, и – Рыбинская впадина, к – Тегульдетская впадина, л – Тунгусская синеклиза; 6 – области карельской складчатости: I – Становая; 7 – области байкальской складчатости: I – Енисейская, II – Восточно-Саянская, III – Прибайкальская; 8 – области каледонской складчатости: I – Центрально-Казахстанская, II – Северо-Тяньшанская, III – Алтае-Саянская, IV – Забайкальская; 9 – постплатформенные орогены: 1 – Северо-Кавказский, 2 – Среднеазиатский, 3 – Копетдагский, 4 – Саяно-Партизанский; 10 – области герцинской складчатости: I – Донецкая, II – Уральская, III – Джунгаро-Балхашская, IV – Иртыш-Зайсанская, V – Колывань-Томская, VI – Монголо-Охотская (Байкало-Охотская), VII – Таймырская; 11 – внутрискладчатые плиты в герцинидах: 1 – Бурейнская, 2 – Аргуньская; 12 – области мезозойской складчатости: I – Мангышлакская, II – Верхояно-Чукотская, III – Сихотэ-Алинская; 13 – внутрискладчатые плиты в мезозойдах: 1 – Колымская, 2 – Омогонская, 3 – Охотская; 14 – области альпийской складчатости: I – Карпатская, II – Крымско-Кавказская, III – Копетдагская, IV – Памирская, V – Корьянская, VI – Камчатская, VII – Сахалинская; 15 – предорогненные прогибы: I – Предуральский, II – Предверхоанский; 16 – основные антиклинали в складчатых областях; 17 – бассейны и месторождения угля: а – каменного, б – бурого; 18 – буроугольные залежи в областях солянокупольной тектоники.

Основные угленосные бассейны, районы, группы и месторождения. На древних платформах: на Русской: 1 – Львовско-Волынской бассейн (C_{1-2}); 2 – Припятский бассейн (C_{1-2} , J, N); 3 – Северный Донбасс (C_{2-3}); 4 – Днепровский бассейн (P); 5 – Подмошковский бассейн (C_1); 6 – Камский бассейн (C_1); 7 – Южно-Уральский бассейн (P_3-N_1); 8 – Урало-Каспийская площадь (J); 9 – Прикаспийская площадь (J-P); 10 – Кизеловский бассейн (C_1); на Сибирской: 11 – Тунгусский бассейн (C_2-P_2); 12 – Вилюйский район Ленского бассейна (J_1-K_2); 13 – Приленский район Ленского бассейна (J_3); 14 – Иркутский бассейн (J_{1-2}); 15 – Абанский район Канско-Ачинского бассейна (J_{1-3}); 16 – Норильский район (C_2-P_2); 17 – Хатангский район (P_1-K_2); 18 – Южно-Якутский бассейн (J_1-K_1). На молодых платформах: на Скифской: 19 – Северо-Кавказский бассейн (C_{2-3}); 20 – Кубано-Малкинский бассейн (J_{1-2}); на Туранской: 21 – Туаркырская группа (J_{1-2}); 22 – Предкопетдагская группа (J); 23 – Узгенский бассейн (T_3-J_2); 24 – Нарынская группа (J_{1-2}); 25 – Южно-Ферганская группа (J_{1-2}); 26 – Зеравшанская группа (J_{1-2}); 27 – Гиссарская группа (J_{1-2}); 28 – Приташкентская группа (J_{1-2}); 29 – Приаральская группа (J); 30 – Тургайский бассейн (T_3-J_3); на Западно-Сибирской: 31 – Сосьвинский бассейн (J_2-K_1); 32 – Челябинский бассейн (T_3-J_3); 33 – Чулым-Енисейская группа (J_{1-3}). В складчатых областях: в карелидах: 34 – Букачинское месторождение (J_2-K_1); 35 – Читкандинское месторождение (J_{1-3}); 36 – Южно-Каларское месторождение (J_{2-3}); в байкалидах: 37 – Южно-Прибайкальский район (J_2-P); 38 – Рыбинская группа (J_{1-2}); в каледонидах: 39 – Карагандинский бассейн (C_{1-3}); 40 – Экибастузский бассейн (C_1); 41 – Майкобенский бассейн (T_3-J_2); 42 – Северо-Сокурский бассейн (J_{1-2}); 43 – Михайловское месторождение (J_2); 44 – Кузнецкий бассейн (C_1-T_1); 45 – Минусинский бассейн (C_1-P_1); 46 – Улугхемский бассейн (J_{1-2}); 47 – Чикойская группа (J_2-K_1); 48 – Хилокская группа (J_3-K_1); 49 – Читино-Ингодинская группа (J_3-K_1); 50 – Удинская группа (J_3-K_1); 51 – Гусиноозерское месторождение (J_3-K_1); в герцинидах: 52 – Складчатый Донбасс (C_{1-3}); 53 – Печорский бассейн (P_1-T_3); 54 – месторождения Центрального Урала (C_1) (Домбаровское, Берчогурское и др.); 55 – месторождения Восточного Урала (C_1); 56 – Юбилейное месторождение (J); 57 – Боковское месторождение (C_{2-3}); 58 – Зайсанская группа (C-J); 59 – Белокаменское месторождение (C_{2-3}); 60 – Черемшинское месторождение (C_1); 61 – Горловский бассейн (P);

62 – Таймырский бассейн (P_1-T_3); 63 – Арбагарское месторождение (J_3-K_1); 64 – Харанорское месторождение (K_1); 65 – Кутинское месторождение (K_1); 66 – Амуро-Зейский бассейн (J_3-K_2); 67 – Удская группа (J_3-K_1); 68 – Огоджинское месторождение (K_1); 69 – Бурейнский бассейн (K_1); 70 – Благовещенская площадь (P); 71 – Райчихинское месторождение (P); 72 – Свободное месторождение (P_3-N_1); в мезозоиде: 73 – Зырянский бассейн (K_1-N_1); 74 – Омолонский район (K_1); 75 – Анюйский район (K_1); 76 – Чуан-Чукотский район (K_1); 77 – Омсукчанская площадь (K_1); 78 – Эльгенская площадь (P_3); 79 – Аркаалинская площадь (K_2); 80 – Охотская площадь (N_{1-2}); 81 – Хабаровская площадь (N); 82 – Бикинская группа (P_3-N_1); 83 – Даубихинский район (P); 84 – Партизанский район (K_1); 85 – Угловский бассейн (P_{2-3}); 86 – Верхнесайфунский бассейн (K_1); 87 – месторождения Мангышлака (J_{1-2}); в альпиде: 88 – Ткварчельское месторождение (J_2); 89 – Ткибульское месторождение (J_2); 90 – Дагестанская группа (J_2); 91 – Ахалцихское месторождение (P_3); 92 – Анадырский район (K_2-P_3); 93 – Беринговский район (K_2-P_3); 94 – Олюторский район (N); 95 – Марковский район (K_2-P_3); 96 – Пенжинское месторождение (P); 97 – Западно-Камчатский район (K_2-N_1); 98 – Восточно-Камчатский район (N_1); 99 – месторождения Западного Сахалина (K_2-N_2) (Мгачинское, Бошняковское, Углегорское, Лопатинское, Марковское, Поронайское и др.); 100 – месторождения Восточного Сахалина (N_{1-2})

Далее Н.И. Погребнов [67] различает среди угленосных отложений по характеру принадлежности к современным тектоническим структурам геосинклинальные (складчатые) и платформенные (плитные) типы (рис. 2). Среди первых он выделяет классы собственно геосинклинальный и орогенный, а среди вторых – внутриплатформенный, окраинный и соляно-купольный. Классы подразделяются на группы, которым принадлежат те или иные угольные бассейны или месторождения. К собственно геосинклинальному классу Погребнов относит группы: 1 – эвгеосинклинальную (месторождения Восточного Урала), 2 – миогеосинклинальную (месторождения Сахалина), 3 – парагеосинклинальную (Донецкий бассейн). Среди орогенного класса различает: 4 – краевой прогиб (Печорский бассейн), 5 – унаследованный прогиб (Кузнецкий бассейн), 6 – наложенная впадина (Гусино-Озерское месторождение), 7 – платформенный ороген (Узгенский бассейн).

Среди платформенных (плитных) Н.И. Погребнов устанавливает три класса, которые также объединяет по три группы. Внутриплатформенный класс включает: 8 – древнюю платформу – интракратонную (Подмосковный бассейн), 9 – молодую платформу – интраплатформенную (Тургайский бассейн), 10 – внутрискладчатую плиту – интраплитную (Райчихинское месторождение) группы. К окраинному классу он относит: 11 – древнюю платформу – перикратонную (Иркутский бассейн), 12 – молодую платформу – периплатформенную (Ачинский бассейн), 13 – внутрискладчатую плиту – периплитную (Зырянский бассейн) группы. Соляно-купольный класс объединяет: 14 – межкупольную депрессию – межкупольную (Маячное месторождение), 15 – надкупольную депрессию – надкупольную (Новодмитровское месторождение), 16 – солянодеформированную зону – солянодеформированную (месторождение Петровского купола) группы.

Однако довольствоваться полученными результатами нельзя. В подавляющей массе мы не знаем того, что было раньше, когда происходили процессы седиментогенеза, т.е. в момент накопления осадков в древности, какие были ландшафты и т.д. И судить о древней седиментации по современным процессам не следует.

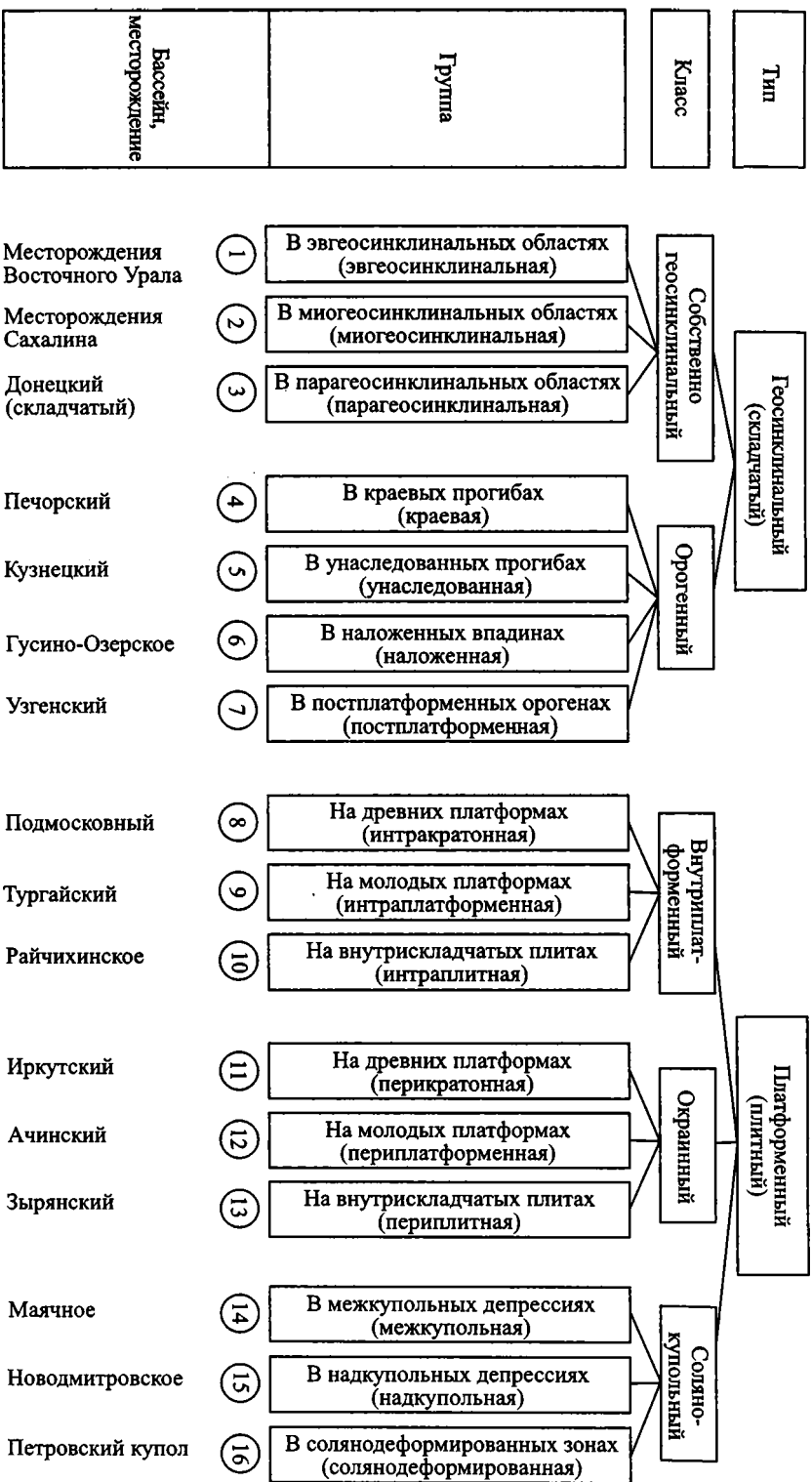


Рис. 2. Классификация угленосных бассейнов по характеру принадлежности к современным тектоническим структурам

Метод актуализма – научный метод геологии, который применяется для описания геологического прошлого и предсказания будущего путем изучения современных геологических процессов. Но он имеет ограниченное применение, поскольку современные процессы, постоянно преобразующие структуру литосферы и лик планеты, резко отличаются по своим темпам и характеру от аналогичных процессов, протекавших в мезозое, палеозое, докембрии и даже в кайнозое.

Так, Э. Кайзер [143] еще в 1930 г. писал, что многие геологи продолжают мыслить «слишком актуалистически», перенося то, что они наблюдают на земном шаре сейчас, без введения каких-либо поправок в область геологического прошлого. На этой основе они утверждают, что любая осадочная порода, не говоря уж об осадках, может считаться достаточно подробно изученной, а ее генезис твердо установленным лишь в том случае, если она детальной образом сопоставима с современным аналогичным осадком.

Это направление в изучении осадочных пород получило у нас в Союзе и в России особое название «сравнительной литологии» [5, 6]. Так, Л.В. Пустовалов [68] приводит высказывание А.Д. Архангельского, который в свое время (т.е. в 1927 г.) отмечал в одной из своих работ, что «Сравнительно-литологические исследования, имеющие своей конечной целью выяснение всех особенностей той среды, в которой происходило накопление осадков, давшее начало породам,... возможны *лишь* путем установления современных гомологов изучаемых пород и выяснения условий, в которых эти гомологические ископаемые осадки *теперь* образуются» (с. 368).

Л.В. Пустовалов, комментируя это высказывание, писал, что «...методы сравнительной литологии применяются к разрешению уже вполне геологических вопросов, но где поправок на геологическое время не вводится» [68, с. 368]. И далее: «В области так называемой сравнительной литологии возможно больше, чем в любом другом отделе геологии, накопление неправильных выводов и заключений, основанных на формальном и механическом подходе к природным явлениям. С этой точки зрения подавляющее число относящихся научных работ нуждается в критическом пересмотре» (там же, с. 372).

При воссоздании картины прошлого прежде всего недооценивается историческое развитие процессов осадконакопления и породообразования, а сравнительному литологическому исследованию придается не соответствующее действительности универсальное значение.

Например, отдельные фации не всегда располагаются на определенном удалении от берега и на одной и той же глубине; аналогичную миграцию испытывает и фауна – ее отдельные представители на протяжении всего геологического времени перемещаются, как правило, то на большие, то на меньшие глубины. Данные палеонтологии также подтверждают, что фации, характерные для глубоких вод, в иных условиях могут иметь преимущественное распространение на значительно меньших глубинах [58].

Так, В.М. Райман [69], ссылаясь на Д.М. Раузер-Черноусову и Е.Л. Кулик [71], полагал, что ныне живущие в абиссальной зоне стебельчатые морские лилии в палеозое и раннем мезозое населяли неритовую зону (200 м). Н.Н. Яковлев [137] писал, что в палеозое и в триасе брахиоподы жили в

полосе морского мелководья, а затем частью вымерли, частью переселились в более глубокие воды. Л.Б. Рухин [73] в своей монографии на основании анализа обширного материала показал, что среди древних геосинклинальных отложений отсутствуют глубоководные фации. По его мнению, динозавры, аммониты и некоторые другие животные вымерли ни от старения филогенетических ветвей, ни от радиоактивного излучения, ни от изменения состава атмосферы, ни от изменения климата, а только лишь от изменения соотношения рельефа суши и дна морских бассейнов. И далее заключил: они исчезли с лица Земли в процессе нормального эволюционного ее развития.

Л.В. Пустовалов отметил, что общераспространенное мнение о том, что «нахождение глауконита будто бы достаточно точно указывает на определенную глубину древнего водоема, приходится *признать ошибочным*, так как оно основано на чисто механическом, формальном сопоставлении, без учета элемента времени [68, с. 370]. «Так, например, можно с уверенностью сказать, что преимущественно глубина накопления глауконита в морях мелового времени к концу послегерцинского большого периода осадконакопления была значительно меньше, чем это имеет место сейчас; это следует из того, что мы живем в эпоху, наступившую вслед за очередной мировой геологической революцией, т.е. *не в конце, а в начале* большого периода осадконакопления, когда все продукты химической дифференциации, выпадающие в море, значительно более удалены от берега, чем это наблюдается в конце периодов» [68, с. 370–371].

Из этих примеров следует сделать вывод, что избежать этих ошибок можно в том случае, если геологи изменят подход к осадкам и породам осадочных формаций и в основу их изучения будет положено комплексное детальное генетическое литолого-фациальное и генетическое формационное изучение, дающее представление об истинной природе осадочных образований. А у нас есть все основания для этого. Такие методы существуют, и они успешно развиваются.

При решении генезиса осадков следует обращать внимание как на процессы, которые протекали в древних водоемах, так и на происходящие в современных, с учетом их эволюции во времени. Как писал Лукреций в «*De rerum Natura*», необходимо учитывать, когда ... «переходит Земля в состояние одно из другого; то, что давала, не даст, а дает, что не было раньше» [145, с. 331, стих 835]. Так некоторые ученые думали раньше, но только единицы претворяли эти идеи в свою научную деятельность.

Это писалось в древности. А в настоящее время английский ученый, профессор Оксфордского университета Х.Г. Реддинг в заключительной главе «Проблемы и перспективы» к коллективной монографии «Обстановки осадконакопления и фации» подводит итоги: «One final word of caution. The present is not a master key to all past environments although it may open the door to a few. The majority of past environments differ in some respect from modern environments. We must therefore be prepared and have the courage, to develop nonactualistic models unlike any that exist today» [149, с. 479].

В переводе это означает «И, наконец, необходимо помнить, что настоящее не является ключом к прошлым обстановкам, хотя и может приоткрывать завесу над некоторыми из них. В большинстве своем прошлые обста-

новки в каких-то отношениях отличаются от современных. Поэтому мы должны быть готовы к этому и иметь мужество разрабатывать неактуалистические модели, не похожие на любые из тех, которые существуют сегодня» [63, с. 289].

Нам всегда надо помнить, что прошлое – на то оно и прошлое, чтобы не быть настоящим. А настоящее никогда не станет будущим, вот в чем настоящая истина. Будущее будет иметь свой неповторимый облик.

В биологии давно успешно развивается свой генетический подход.

В 1957 г. академик Н.П. Дубинин создал Институт цитологии и генетики СО РАН в Академгородке Новосибирска. В 1958 г., годом позже, был организован радиобиологический отдел в Курчатовском институте (ныне это Институт молекулярной генетики РАН). В 1959 г. были открыты Институт радиационной физико-химической биологии (в настоящее время Институт молекулярной биологии им. В.А. Энгельгардта РАН) и Институт биоорганической химии им. М.М. Шемякина и Ю.А. Овчинникова.

В 70-е годы в системе Академии наук СССР в г. Пущино академиком А.А. Баевым [64] была организована лаборатория молекулярной биологии и генетики микроорганизмов – центр генетической инженерии.

А что такое генетика? Это наука о передаче генетической информации от одного объекта к другому. То же самое и в науке об осадочных образованиях. Свойства, приобретенные в седиментогенезе, передаются по «наследству» породам в эволюционирующем процессе литогенеза.

ОСАДОЧНЫЙ ПРОЦЕСС И ЕГО ЭНЕРГЕТИКА

I.1. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Проблемы энергетики осадочного процесса имеют весьма важное значение для решения кардинальных вопросов геологии в целом и правильного понимания геологической истории всей земной коры. С разработкой этой проблемы связаны также и разносторонние исследования в области осадочного минерало- и породообразования и в смежных с ней разделах знаний, решающих вопросы о мобилизации исходных веществ, вплоть до их осаждения в водной среде с последующим преобразованием осадков в горные породы и полезные ископаемые.

Под энергетикой осадочного процесса в широком смысле понимается совокупность источников энергии и энергетических эффектов (тепловых, механических и др.), определяющих и контролирующих образование и эволюцию минерального и органического вещества осадочной оболочки Земли.

Проблемы энергетики осадочного процесса в геологии должны решаться на основе учета взаимодействия внешних (космических) и внутренних (тепло Земли) источников энергии, являющихся движущими силами всех процессов, совершающихся на поверхности Земли [8]. Эти источники энергии противоположно направлены и, казалось бы, должны стимулировать разнонаправленные процессы. Однако экзогенные и эндогенные источники энергии могут быть движущими силами как одно- так и противоположно направленных процессов. Можно считать, что солнечная энергия, пройдя цикл превращений, трансформирующаяся в ходе геологических процессов если не полностью, то в подавляющей своей части, возвращается в космос. Внутренняя энергия также поступает на Землю и теряется для нее безвозвратно. Тогда неизбежен вывод об остывании Земли с важнейшими вытекающими из этого последствиями.

Так, Л.А. Фрейкес с соавторами [140], ссылаясь на ряд работ, показали, что во времена фанерозоя, как, вполне вероятно, и всего предшествующего времени существования, энергетика Земли представляла собой чередование теплых (W) и холодных (C) эпох (рис. 3). Во время палеозоя были две теплые ($102 + 88 = 190$ млн лет) и две холодные ($37 + 80 = 117$ млн лет) эпохи. Разница во времени между ними составляла $190 - 117$ млн лет = 73 млн лет в пользу теплых эпох. В мезозое и кайнозое положение резко изменилось: холод-

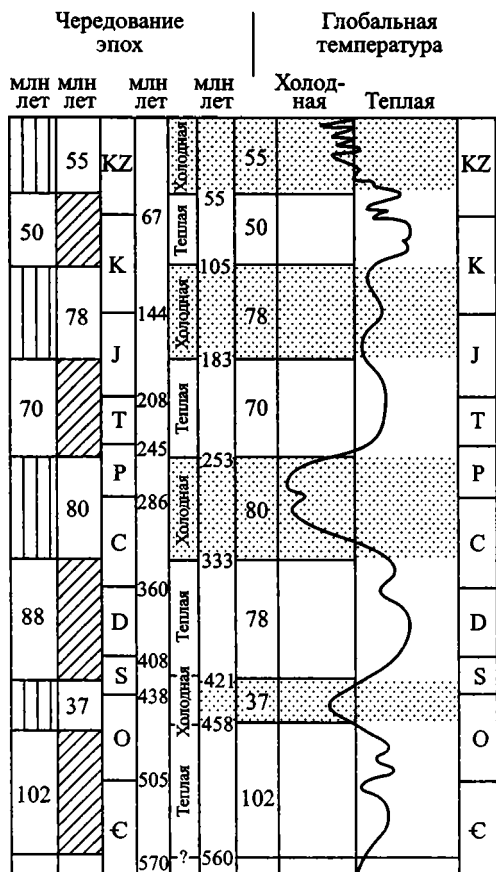


Рис. 3. Чередование теплых и холодных эпох Земли в фанерозое; длительность их рассчитана по средней глобальной температуре [98]

род и газовойдными растворами контролируется физико-химическими равновесиями, большинство из которых могут быть описаны термодинамическими уравнениями, что, в свою очередь, позволяет строить различного рода геохимические модели с учетом генетики процессов седиментогенеза и литогенеза. Метод термодинамического анализа и последующего подтверждения моделей фактическим материалом осадконакопления и породообразования является одним из основных путей количественной оценки протекающих в недрах Земли минералообразующих химических реакций.

Источники тепловой энергии в недрах Земли по генетическим признакам делятся на две группы: 1) эндогенные – тепло радиоактивного распада и 2) экзогенные – главным образом солнечная радиация.

Эндогенные источники. Продолжает бытовать мнение, что наиболее важным источником энергии Земли является *тепловая энергия*, освобождающаяся при радиоактивном распаде урана, тория и калия. По расчетам Г.В.Войткевича [20], количество тепловой энергии, выделяемой в настоя-

ные эпохи, а их тоже было по две, были более длительными, чем теплые. Теплые эпохи – 78 + 55 млн лет, а в сумме 133 млн лет. Последняя эпоха еще не закончилась, а когда это будет, – это нам пока не известно. В итоге ранее было 73 млн лет в пользу теплых эпох, а в настоящее время 13 млн лет, но уже в пользу холодных эпох. Действительно, Земля остывает. В этом главная сущность развития Земли.

Нетрудно видеть, что с проблемой энергетики осадочного процесса тесно связаны важные вопросы термобарического (температура, давление) и термохимического (тепловой эффект химической реакции) режимов земной коры, обуславливающих превращение одних видов энергии (внутриатомной, гравитационной, химической и т.п.) в другие. В тепловом поле происходят разнообразные изменения вещественного состава осадочных пород, интенсивность которых зависит, в свою очередь, от литолого-фациальных и гидрохимических условий, а также от фазово-агрегатного состояния природных систем.

Направленность и интенсивность взаимодействия между веществом и составом осадочных по-

щее время в земной коре радиоактивными элементами, составляет (в кал/год): $171,8 \cdot 10^{18} \text{ }^{238}\text{U}$; $7,14 \cdot 10^{18} \text{ }^{235}\text{U}$; $173,57 \cdot 10^{18} \text{ Th}$; $73,83 \cdot 10^{18} \text{ }^{40}\text{K}$. Энергия других эндогенных источников тепла (гравитация, высвобождение тепла при тектогенезе, физико-химические процессы и др.) из-за большой сложности их расчетов практически не принимается во внимание.

Экзогенные источники. Земля как космическое тело находится в постоянном взаимодействии с Космосом, получая оттуда, главным образом от Солнца, подавляющее количество энергии ($1\text{--}3 \cdot 10^{24}$ кал/год). По расчетам А.А. Саукова [74], экзогенные источники энергии примерно в 5 000 раз мощнее эндогенных. Солнечная радиация за время существования Земли остается, по-видимому, постоянной и является основным источником энергии для большинства процессов, протекающих в осадочной оболочке земного шара.

На фоне взаимодействия противоположно направленных потоков энергии развиваются и другие глобальные процессы – круговорот воды и газа, горообразование – денудация, гипергенез – разрушение и гипертация – мобилизация, образование новых минералов и их перенос, седиментация и седиментогенез вещества, литогенез – диагенез, катагенез, метабенез, региональный метаморфизм и другие процессы. Круговорот воды и газа обусловлен чисто физическим процессом – испарением–конденсацией влаги. Источником энергии при этом является солнечное излучение.

Внутреннее тепло Земли традиционно считается ответственным за наиболее грандиозные процессы, например, за горообразование. Не менее грандиозный процесс – денудация, который обусловлен в основном энергией солнечного излучения. Следует различать физическую и химическую денудации, при этом первую можно отнести на баланс солнечной энергии, а вторую – на баланс внешних и внутренних источников энергии.

Отсутствие исследований по сопоставлению энергетики противоположно направленных процессов не случайно. Во-первых, процессы горообразования и денудации входят в круг интересов специалистов различных областей знаний (тектоники, седиментологии, литологии, геохимии, рудной геологии и др.), как правило, соприкасающихся с учением о полезных ископаемых, а сама тектоника освещает вопросы общей структуры энергетики горообразования и других процессов и складывается из разделов, казалось бы, не связанных между собой, а на самом деле влияющих на многие общие проблемы. При таком положении вещей возникают различные, «ничем» не обоснованные толкования природы того или иного геологического образования, рождается своя специфическая терминология, которая, хотя и приводит иногда к неправильному толкованию тех или иных процессов, но чаще и к взаимному их пониманию. Отсюда вытекает необходимость комплексного подхода, способного обеспечить понимание осадочного процесса, в целом.

Горообразование и денудация являются терминами собирательными, поэтому прежде всего исследователь должен понимать необходимость сравнения энергетики этих процессов. Но чтобы их выявить, нужно подсчитать энергетику отдельных составляющих. Так, для оценки энергетики денудации (дезинтеграции), обусловленной колебаниями температуры, необходимо знать закономерности распределения солнечного тепла по поверхности, амплитуду колебания температуры, эффективную теплоемкость пород, химизм воды, энергию образования свободной поверхности и увеличение ее

площади и мн. др. С химической денудацией еще сложнее – необходимо иметь данные об обводненности пород, их фациальной принадлежности, растворимости и агрессивности воды.

Проблема энергетики осадочного процесса имеет важное значение для решения кардинальных вопросов геологии и правильного понимания существования геологической истории возникновения и развития Земли. С разработкой этой проблемы связаны также и разносторонние исследования в области осадочного геохимико-минералогического осадконакопления и торфообразования, касающиеся мобилизации исходных веществ, вплоть до их осаждения в водной среде с последующим преобразованием в горные породы и связанные с ними полезные ископаемые.

I.2. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ПРОЦЕССОВ ОСАДОЧНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

Учение о последовательности формирования осадочных пород и минеральных ассоциаций, а также о разграничении отдельных этапов и стадий образования осадков в метаморфические породы с давних пор привлекает русских ученых. В своем труде «О слоях земных» М.В. Ломоносов высказал правильные представления о происхождении чернозема, торфа, углей, соли и других полезных ископаемых. К концу XIX в. В.В. Докучаев [23] создал почвоведение как науку и одновременно заложил основы современного понимания ею начальной стадии образования осадков выветривания материнских пород. В дальнейшем А.Е. Ферсман [129] ввел в геохимию новые термины для обозначения стадий осадочного породообразования (гипергенез, сингенез, диагенез, катагенез и др.), а также уделил много внимания вопросам миграции химических элементов, в том числе и в осадочной оболочке Земли.

В середине прошлого века А.Д. Архангельский [5, 6], Н.М. Страхов [78], Д.В. Наливкин [57–59], Ю.А. Жемчужников [25–29], Л.В. Пустовалов [68], Н.С. Шатский [133–135] и некоторые другие исследователи положили в основу своих исследований сравнительно-исторический метод анализа. Однако учение о геологических формациях носило специфический характер и параллельно развивалось в отдельно взятых науках – тектонике, литологии, стратиграфии. Ученые шли, как правило, от общего к частному, и выделение формаций было начальным этапом формирования анализа, а не конечным, как требует логика исследований.

Наши работы [88–103] показали, что всякое изучение, как правило, нужно начинать с познания процессов возникновения осадков, т.е. с гипертологии и седиментологии, когда накапливаются осадки в первозданном виде, не претерпев каких-либо изменений.

Значительных успехов советские ученые достигли и в области изучения процессов преобразования минерального и химического состава осадков и пород на протяжении всей истории их существования. Однако закономерности постседиментационного изменения осадков и осадочных пород остаются во многом неясными. Геологам известно, что существуют осадки и осадоч-

ные породы моно- и гетерогенные, которые возникают в осадочном процессе. По своей природе они при прочих равных условиях находятся на неодинаковых стадиях изменения. Поэтому нельзя утверждать, что тот или иной гетерогенный осадок или порода находятся на какой-то одной стадии, например, на стадии катагенеза или какой-либо другой. Если углистый осадок или порода состоят из минерального и органического вещества, которые под действием одних и тех же факторов претерпели различные изменения, то органическое (углистое) вещество за одно и то же время изменилось значительно больше, чем минеральное. А если это минеральное гетерогенное вещество, то отдельные минеральные зерна, в свою очередь, изменяются неодинаково. Хотя, возможно, могут быть и исключения. Поэтому необходимы организация комплексных исследований и разработка новых современных методов.

1.3. ОСАДОЧНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Осадочно-геохимическая зональность, или, как ее называют некоторые исследователи, геохимическая, подразделяется на две основные группы: эндогенные – тепло радиоактивного распада, и экзогенные – главным образом солнечная радиация. Эндогенные и экзогенные факторы обуславливают процесс разрушения, накопления и преобразования осадков в породы. Как уже отмечалось, наиболее важным источником являются экзогенные факторы, которые в 5000 раз мощнее эндогенных. Эндогенным источником является тепловая энергия, освобождающаяся при радиоактивном распаде урана, тория и калия. По расчетам Г.В. Войткевича [20], радиоактивные элементы выделяют ежегодно $4,26 \cdot 10^{20}$ кал/год. Эта величина близка к величине тепловых потоков, составляющих $2 \cdot 10^{20}$ кал/год.

Земля как космическое тело находится в постоянном взаимодействии с Космосом и является главным образом источником экзогенной энергии. Солнечная радиация остается, по-видимому, постоянной и является основным источником энергии для большинства процессов, протекающих в осадочной оболочке земного шара. Если для экзогенных процессов наиболее энергоемким веществом является органическое вещество, при участии которого протекают биохимические реакции, обладающие в газовой среде высокой химической активностью, то в эндогенных процессах основную роль играют температура и давление.

Следовательно, существующие представления об эндогенных и экзогенных источниках тепловой энергии позволяют рассматривать осадочную толщу осадков и пород как носитель огромных потенциальных запасов аккумулярованной солнечной энергии, которую получала Земля на протяжении ее длительной геологической истории.

Современная осадочная геология объединяет четыре самостоятельных, генетически непосредственно связанных, последовательно сменяющих во времени и пространстве разделов наук [125] – гипертологию, седиментологию, литологию и вулканизм (табл. 1). Вулканизм и его воздействие на осадочный процесс здесь не рассматриваются.

Таблица 1. Схема осадочного процесса

Процессы формирования различных типов осадочных образований		Стадии осадочного процесса						Номер фазы	Осадочная геология			
									Разделы науки	Процесс		Бассейны
Последовательные стадии формирования осадочных образований с комплексом геохимических и геоминералогических особенностей состава	Разрушение пород и осадков	Физическое, биогенное, хемогенное, атмосферное, гидрогенное подводное выветривание						1	Гипертология	Гипертация	Гипертотенез	Дезинтеграции
		Подготовка к миграции исходного материала и включение в осадочный процесс. Коллоидальные осадки						2				
		Аутигенное минералообразование, их ассоциации (in situ) и начало миграции вещества						3				
		Мобилизация вещества – наземная, подводная, ветровая, водная, биогенная, гидротермальная, вулканическая и др. (первая стадия)						4				
	Генезис осадков (образование осадков)	Транспортировка и дифференциация осадочного материала по пути к промежуточным и временным водоемам стока						5	Седиментология	Седиментация	Седиментотенез	Осадконакопления
		Кинетотенез – изменение вещества осадка в процессе начальной транспортировки и их накопление во временных водоемах стока						6				
		Образование осадков с полностью сформировавшимся комплексом геохимических признаков и геоминералогическим комплексом минералов и их ассоциаций (вторая стадия)						7				
		Накопление осадков с полным набором комплекса седиментологических признаков в конечном водоеме стока (третья стадия)						8				
		Осадки с комплексом седиментационных признаков в бассейне осадконакопления						9				
		терригенные	биогенные	хемогенные	вулканогенные	магматогенные	гидрогенные					
	Апогенез – образование пород	Диагенез						10	Литология	Литификация	Литотенез	Породообразование
		Катагенез						11				
		Метагенез						12				
Метаморфизм региональный (погружения)						13						

Наука гипертология. Это раздел осадочной геологии, изучающий верхнюю часть континентальной литосферы, в пределах которой подвергаются воздействию солнечной энергии, атмосферных и биогенных агентов коренные породы разного вещественного состава, имеющие различную фациальную природу. В результате гипертогенных процессов на месте прежних возникают новые породы со своими особыми структурами и текстурой, имеющими разнообразную генетическую природу, иной минералогический и химический состав, характерную вертикальную и латеральную зональность и типичный для кор выветривания комплекс полезных ископаемых. Зона гипертологии граничит со всеми фациальными осадочно-геохимическими зонами и делится на две основные подзоны – *окисления и восстановления*.

Для подзоны *окисления* характерны воздушно-окислительная осадочно-геохимическая обстановка и интенсивный газоводный обмен. Подземные воды этой подзоны, несущие активные атмосферные газы (кислород, углекислоту), являются главным фактором аэробных процессов гипертологии, выполняя функции окисляющего, выщелачивающего и транспортирующего агентов. Вследствие этого, геохимический характер подзоны окисления почти полностью определяется динамическим равновесием.

Все физико-химические и химические процессы являются отражением и проявлением этого основного равновесия. Преимущественно развиты гетерогенные реакции, протекающие на поверхности раздела между твердой и жидкой фазами. К гетерогенным превращениям относятся процессы растворения и осаждения, адсорбции, десорбции и другие факторы.

Процессы гипертологии протекают непрерывно, пока первоначальная порода частично или полностью не превращается в продукты гипергенеза и гипертации. Они начинаются механической дезинтеграцией химическим и биохимическим преобразованием вещества, в основном разложением и превращением более сложных соединений в более простые, менее окисленных – в более окисленные и частично в более растворимые. Основной формой химического выветривания минералов пород является гидролиз – вынос из кристаллической решетки алюмосиликатов катионов калия (K), натрия (Na), кальция (Ca) и замещение их водородом воды вследствие ее частичной диссоциации.

Сравнительно легко разрушаются (выветриваются) сульфиды, при окислении которых во влажном воздухе образуется свободная серная кислота (H_2SO_4), что значительно ускоряет разложение горных пород. В ходе сернокислого изменения независимо от типа вмещающих пород (но лишь при отсутствии в них карбонатов) высокую миграционную способность приобретают Fe, Pb, Zn, Cu. На периферийных частях ореолов рассеяния этих элементов нередко возникают большие количества сульфатов Fe (ярозит, ромбоклаз, кокимбит), Pb (англезит), Zn (госларит), Cu (халькантин), образующие вторичные рудопроявления.

В условиях глубокой дренированности и промытости геологических структур подзона окисления часто распространяется на значительные глубины (до 1–1,5 км), и, наоборот, при отсутствии дренажа и слабой промытости пород она принимает расплывчатые очертания или исчезает полностью (районы влажного климата на заболоченных территориях). Основная причина глубокого развития воздушно-окислительной фациальной осадочно-гео-

химической обстановки – разность механических потенциалов, обусловленная положением области питания и базисом дренирования. Для континентов общими и самыми низкими базисами дренирования подземных вод являются максимальные по глубине впадины Мирового океана и прилегающих морей, а также эрозионные врезы крупных рек.

Из внешних факторов, определяющих ход фациально-осадочно-геохимических превращений и соответственно концентрацию элементов и их соединений в окислительной среде водных растворов, большое значение приобретают такие, как концентрация водородных ионов, окислительно-восстановительный потенциал и интенсивность водообмена. Наименьшее значение имеют температура и давление, относительно постоянные в термодинамических условиях верхней части зоны гипертологии.

Подзона *резкого восстановления* характеризуется наличием сероводородных (сульфидных) водных растворов; здесь процессы регенерирования и аккумуляции вещества преобладают над процессами окисления и разрушения. Сероводород – химически активный газ, который может присутствовать в водных растворах как слабая кислота (H_2S), диссоциирующая, в зависимости от значения pH среды, на гидросульфид- и сульфид-ионы, соответственно: $\text{H}_2\text{S} \leftrightarrow \text{H}^+ + \text{HS}^-$; $\text{H}_2\text{S}^+ \leftrightarrow \text{S}^{2-} + \text{H}^+$. Общее содержание сероводорода достигает 1000–2000 мг/л.

Решающим фактором, определяющим возможность накопления H_2S в подземных растворах, служит вещественный состав горных пород. Наиболее благоприятны для его накопления карбонатные породы – известняки и доломиты. В кластических глинистых породах, обогащенных соединениями железа, сероводорода накапливается меньше, так как он в значительной степени расходуется на образование пирита. Песчаники и пески лишь в редких случаях бывают коллекторами сероводородных растворов.

Широкое распространение H_2S в подземных водных растворах нижней части гипертологической зоны, обладающей в анаэробной среде значительной потенциальной энергией, заставляет считать его наиболее сильным восстановителем. Сероводород действует на большинство металлов (особенно интенсивно при повышенной температуре), образуя нерастворимые сульфиды Fe, As, Zn, Pb и др.

Резко восстановительные сероводородные процессы, переводящие U в четырехвалентную форму, V – в трехвалентную, Cu – в одновалентную, а Ag и Au – даже в самородное состояние, содействуют концентрации в горных породах всех рудообразующих химических элементов с переменной валентностью.

Подзона сероводородных водных растворов имеет четкие границы в условиях засушливого или умеренного климата и принимает расплывчатые очертания в районах с влажным климатом. Нижней границей этой подзоны служат толщи водоупорных пачек гипсов, ангидритов, реже глин.

Между окислительной и резко восстановительной подзонами наблюдается переходная подзона, где окислительная среда сменяется нормально восстановительной с переменным содержанием в воде O_2 и H_2S (до полного отсутствия).

Наука седиментология. Это раздел осадочной геологии, изучающий накопление осадков преимущественно в водной среде поверхностных бассей-

нов (рек, озер, болот, морей, океанов), которые граничат с зонами исследований гипертологии и литологии. Накопление осадков, описываемое седиментологией, подразделяется на *седиментацию* – процесс переноса осадков к конечному водоему стока – и *седиментогенез* – процесс рождения осадка. Процессы осадконакопления в конечных водоемах стока, их направленность и интенсивность контролируются и регулируются особенностями ландшафта, климата и геотектоническим режимом региона.

Климат определяет тепловой режим ландшафта, поступление атмосферной влаги и, как следствие, развитие растительного покрова, типов почв, животного мира и того или иного типа ландшафта – влажные тропики, тундра, тайга, лиственные леса и др.

Выделяются следующие типы *седиментации* – ледовый, гумидный, аридный и вулканогенно-осадочный [78].

Под ледовым типом седиментации понимается накопление осадков на участках континентов, покрытых мощными льдами. Перенос материала здесь происходит под действием движущихся ледников. Для ледниковых осадков характерен несортированный материал, в основном валунные глины, супеси, пески, галечники и другие им подобные отложения. С деятельностью ледниковых или предледниковых вод связаны преимущественно флювиогляциальные пески и ленточные глины, а также отдельные глыбы коренных пород.

Гумидному типу седиментации соответствует накопление осадков и образование пород в условиях влажного климата. В таких обстановках перенос и переотложение обломочного материала и органического вещества осуществляются в основном текучими водами. В ходе разрушения органического вещества выделяется энергия, поглощенная при фотосинтезе. При этом поверхностные воды обогащаются CO_2 , органическими кислотами и приобретают высокую химическую активность и способность разрушать многие породы, а продукты их разрушения транспортируются на значительные расстояния.

Аридный тип седиментации осуществляется на континентах и в морях при засушливом климате, когда годовые атмосферные осадки превышают сумму метеорных осадков. В этих условиях преобладает физическое выветривание пород. Наибольшая часть вещества, образовавшегося в результате химического выветривания, концентрируется в озерах и лагунах, связанных с морскими водоемами, в которых вещество дифференцируется по химическим свойствам осадков – хлориды, сульфаты, карбонаты и др.

Вулканогенно-осадочный тип седиментации сопровождается накоплением осадков и пород на участках наземного и подводного вулканизма. Если первые типы зональны, то подводные – аazonальные.

Наука литология. Занимается изучением состава, структур, текстур и генезиса осадочных пород (включая руды), которые характеризуются длительной эволюцией их вещественного состава. В результате процессов превращения осадков в осадочные породы – *литификации* и *литогенеза* – осадочные породы проходят все стадии развития от диагенеза до метаморфизма включительно.

Зона *диагенеза* как начальная стадия литификации тесно связана с историей поверхностных вод океанического, морского, лагунного, озерного и

речного происхождения. В этой зоне главным фактором служит органическое вещество – мощный источник химической энергии, благодаря которому интенсивно протекают биохимические процессы, влекущие за собой ряд химических реакций. Наряду с энергетической ролью распада органического вещества, значительное влияние на процессы диагенеза оказывает механическая энергия давления вышележащих пород и вод. Под влиянием гравитации происходят дегидратация осадков, отжим иловых вод, уплотнение, агрегация и слипание частиц.

В процессе породообразования и погружения в недра Земли осадочные породы постепенно переходят в зону *катагенеза*, которая находится в условиях интенсивного возрастания давления и температур. Для подобных условий характерны повышенные давления (200–500 атм) и температуры (50–100 °C), соответствующие элизионному газоводному режиму. Большинство физико-химических превращений, происходящих на ранней стадии изменения осадочных пород, связано с процессом кристаллизации и метасоматоза.

Зона *метагенеза* граничит с зонами катагенеза и регионального метаморфизма и характеризуется значительными запасами тепловой и химической энергии, что приводит к интенсивному перемещению вещества, газоводных растворов и дальнейшему преобразованию горных пород. Однако глубина погружения не всегда отражает степень преобразования пород, поскольку породы, как правило, гетерогенны в минералогическом отношении, отдельные метаморфизуются, как в диагенезе и катагенезе, с различной интенсивностью. Зона метагенеза подразделяется на подзоны начального и позднего метагенеза. Они связаны с разными глубинами. Процессы начальной зоны метагенеза протекают с образованием хлоритов, цеолитов и других минералов и обычно протекают на глубинах 7,5–10 км при температуре 200–300 °C и давлении 1500–3000 атм. В этих условиях под действием высокой температуры (> 200 °C) и каталитического влияния самих пород идут процессы углефикации органического вещества и углеводородов, сопровождающиеся выделением метана, водорода и накоплением углерода.

Для подзоны начального метагенеза характерно развитие кварцевидных песчаников, глинистых сланцев, перекристаллизованных известняков, тощих каменных углей и антрацитов.

Поздний метагенез протекает на глубинах свыше 10 км при температуре 300–450 °C и давлении 3000 атм и более. Здесь активно протекают такие процессы, как привнос и вынос вещества (метасоматоз), дегидратация и перекристаллизация пород, с образованием новых структур и более устойчивых минералов, разложение органического вещества. Для этих условий характерны кварциты, аспидные и филлитоподобные сланцы, мраморизованные известняки, антрациты и графитизированные антрациты.

Зона *регионального метаморфизма* (погружения) граничит с зоной метагенеза и зоной начала плавления базальта. В ней происходит существенное изменение горных пород в глубоких частях осадочной оболочки под воздействием высоких температур (450–700 °C) и давления (3000–5000 атм). В этих условиях газоводные растворы приобретают качественно иные свойства, переходя в подкритический уплотненный флюид, в которых все водородные связи разорваны и молекулы свободны. Вода и уголекислота представляют

собой наиболее важные составляющие глубинных флюидов, характеризующихся исключительно диффузионным обменом.

В заключение отметим, что в своем большинстве метаморфические процессы характеризуются уменьшением в горных породах содержания связанной воды, что проявляется в постоянном замещении гидратных минералов безводными разностями. Реакции дегидратации, возникающие вследствие возрастания температуры, протекают преимущественно с поглощением тепла.

МЕТОДИКА ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНОГО И ГЕНЕТИЧЕСКОГО ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

II.1. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Угленосные отложения как геологические генетические формации¹ по своему строению и другим признакам занимают особое положение в общем комплексе осадочных образований земной коры и резко отличаются от других осадочных формаций (рис. 4). Прежде всего они характеризуются наиболее широким распространением на территории нашей планеты и достоверно известны с девона до наших дней в виде мощных толщ, содержащих торфяные залежи, которые представляют собой прообраз угленосных формаций. Эти отложения отличаются своеобразными чертами строения и вещественного состава, что резко отличает их от других осадочных формаций.

Это, прежде всего, их полифациальность, которая определяется по многочисленным наборам генетических и фациальных осадков, включая вулканогенно-осадочные, имеющих широкий диапазон разнообразных по вещественному и фациальному составу от типично континентальных до типично континентально-морских.

Другая типичная их черта – частая фациальная изменчивость на весьма коротких расстояниях, которая особенно характерна для континентальных (речные – русловой и пойменный аллювий, – озерные, озерно-болотные, элювиальные, делювиально-пролювиальные и др.) и прибрежно-морских (заливы, лагуны, дельтовые, прибрежное подвижное мелководье и др.) условий седиментации.

В-третьих, угленосные формации в значительно большей степени, чем какие-либо другие, обладают довольно четко выраженным циклическим строением – элементарными парагенезами генетических и фациальных типов осадков.

Все это, а также и многие другие особенности строения и состава угленосных формаций (наличие угольных пластов, форма их залегания, характер первичного биохимического преобразования органического вещества и др.) создают благоприятную основу для выделения древних бассейнов осадко- и торфонакопления и их палеоструктур, для восстановления былых ландшафтов, для выяснения их строения и направленной смены во времени и на пло-

¹ Их определение будет дано ниже.

щади, причем характер циклического строения угленосных формаций позволяет однозначно трактовать особенности геотектонического режима областей древнего осадко- и торфонакопления и судить о размерах тектонических структур, в которых происходило формирование угленосных формаций.

Так, в палеозое (верхний девон, карбон и, частично, пермская эпоха) существовали крупные структуры (Донбасс – Украина и Россия; Рурский – ФРГ; Ланкашир, Нотумберленд, Дурам – Англия; Западный, Иллинойский – США и некоторые другие) с маломощными угольными пластами, которые простираются на большие расстояния. В мезозойскую эпоху и в последующее время происходило разукрупнение структур с образованием более мелких, в которых образовались угольные бассейны значительно меньших размеров, но здесь угольные пласты достигали мощности до сотни метров, а в ряде случаев и больше, но их протяженность была ограничена структурами.

* * *

Угольная геология, как самостоятельный крупный раздел геологии, сформировалась в 30-х годах прошлого столетия. Ее основы были заложены в трудах академика П.И. Степанова и членов-корреспондентов АН СССР И.И. Горского и Ю.А. Жемчужникова.

Первое крупное теоретическое обобщение было осуществлено П.И. Степановым [77], который сформулировал основные закономерности стратиграфического и палеогеографического распределения запасов углей на земном шаре. Эти идеи П.И. Степановым впервые были доложены на 37-й сессии Международного геологического конгресса в 1937 г. в Москве. Исходя из своих представлений, он наметил очередные научные задачи в области геологии угля, обратив внимание на комплексные методы их решения.

Ю.А. Жемчужников [25–29], будучи геологом широкого профиля, утверждал, что познание историко-геологических закономерностей осадочно-го процесса возможно только через комплексное детальное изучение строения угленосных отложений и вещественного состава углей. Для этого необходимо знать первичные условия накопления минерального и органического вещества во взаимосвязи с геотектоническим режимом древних структур, т.е. бассейнов торфо- и осадконакопления.

Ю.А. Жемчужников [29] разработал на длительную перспективу программу детального изучения угленосных и торфоносных формаций. В ее основу было положено *познание генезиса* осадков и торфов в процессе их детального комплексного фациально-циклического анализа. Эта исходная позиция не только дала основание для установления фациальных и палеогеографических условий накопления отложений, для выяснения общих связей между фациальными типами осадков, обстановками осадко- и торфонакопления в различных палеоструктурных элементах земной коры, типами геотектонических режимов накопления осадков, но она имеет также важное и определяющее значение для расшифровки процессов и причинных связей последующих преобразований осадков в породы, а торфяников – в угли, а также для расшифровки геологической истории формирования угольных бассейнов и месторождений.

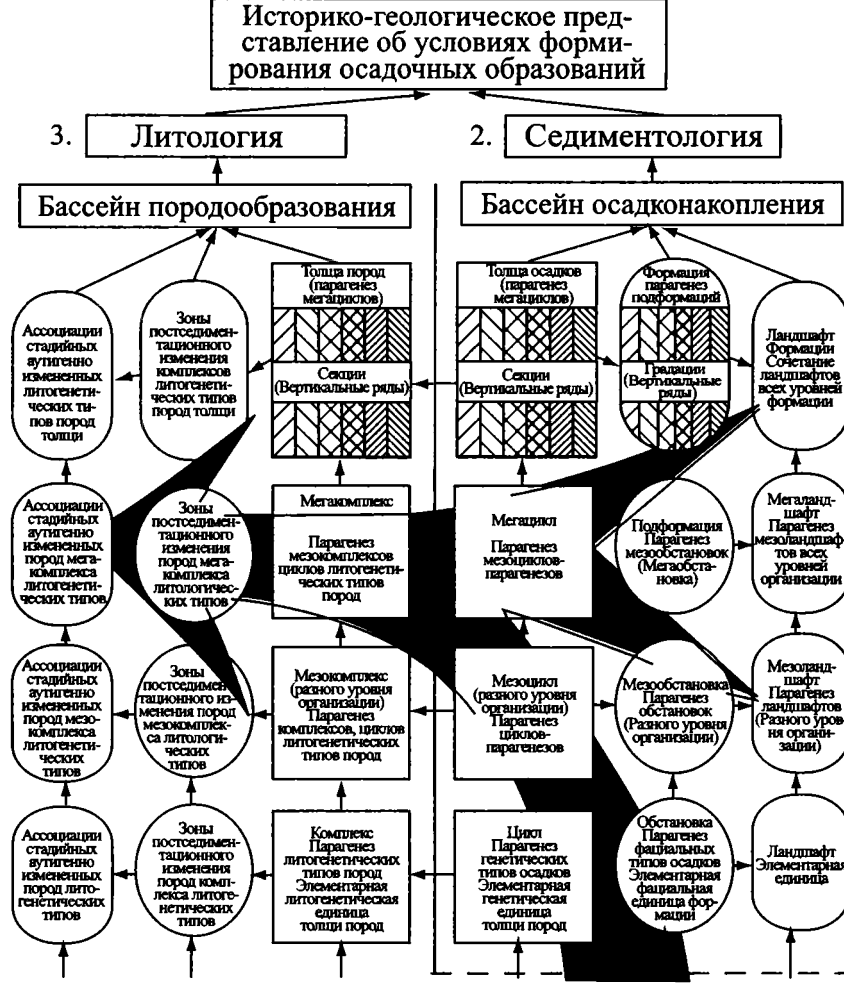
Ю.А. Жемчужникову принадлежит заслуга в постановке и развитии генетического направления не только в угольной геологии, но и в литологии в

Неогеография

Литогенетический анализ

Сочетание комплексов и ассоциаций литогенетических типов, их распространение на площади и смена во времени на различных стадиях формирования минерального состава пород

Литификация и литогенез (образование пород)



Седиментогенез

(возникновение парagenезов осадков)

Сочетание парagenезов обстановок осадконакопления разных уровней организации, их распределение на площади и смена во времени в различных типах ландшафтов осадочных формаций

Формационный анализ Палеогеография

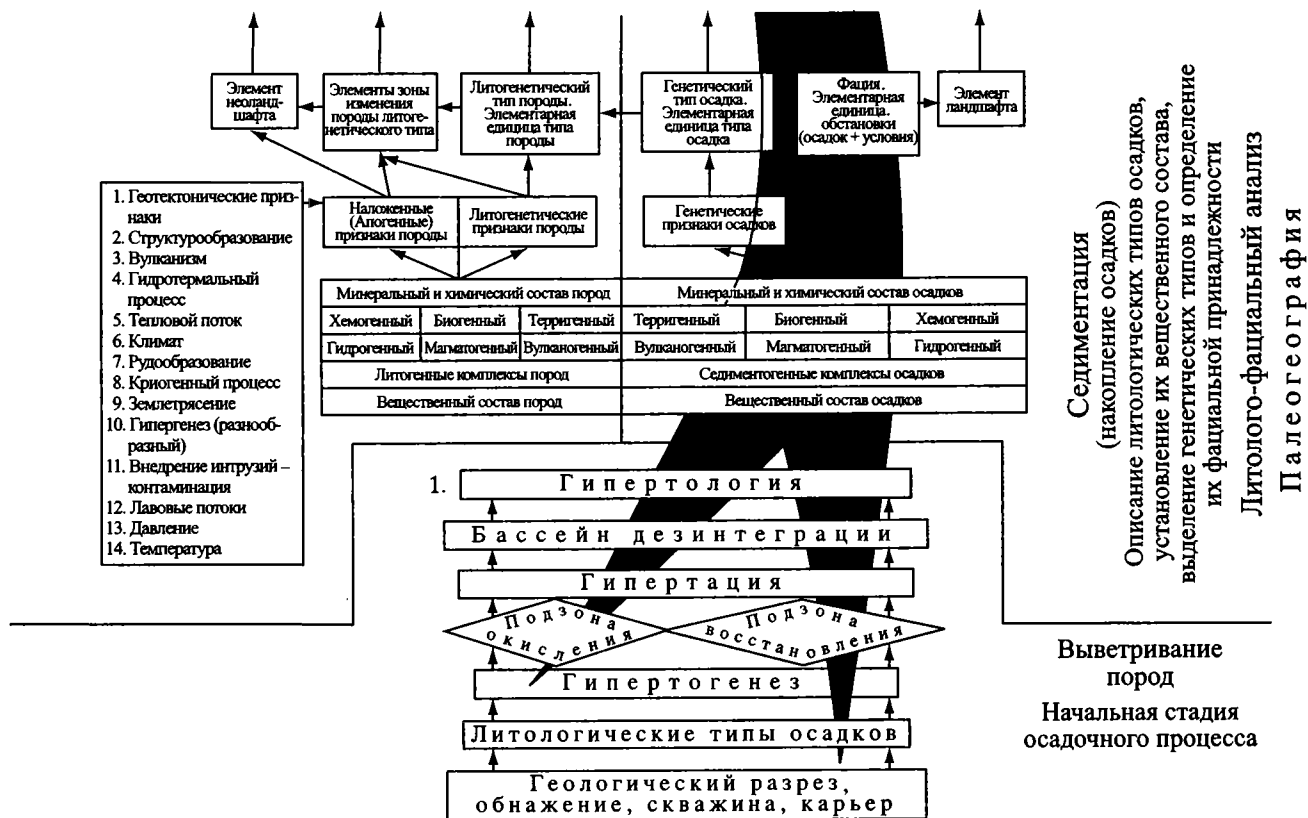


Рис. 4. Схема детального комплексного анализа осадочных образований (П.П. Тимофеев “Осадочная геология”, новая редакция, 2005 г.)

целом. Но ему не суждено было познать результаты постановки его исследований, поскольку он скончался в 1957 г. Это довелось осуществить его ученику, автору данной монографии.

В результате изучения месторождений Кавказа, Урала, Украины, Средней Азии, Тувы, Центральной Сибири, Северо-Востока СССР, а также США, Англии, Германии, Польши, Югославии, Сирии, Испании и других регионов происходило дальнейшее усовершенствование методики как в направлении ее детализации с вовлечением новых представлений о процессах, диагностике в познании генезиса вмещающих угли осадков, самих углей и торфяников Колхиды, Прибалтики, Кубы и Флориды, так и разработки общей методики познания осадочного процесса.

Это позволило мне разработать *методику комплексного детального литолого-фациального* изучения и сформулировать основы *генетического формационного* анализа, базирующегося на широком генетическом подходе к проблеме, которая, по нашему мнению, обеспечивает воссоздание историко-геологического представления об условиях формирования осадочных образований [82–104].

II.2. ОСНОВНЫЕ ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Многую [82–103] были установлены основные признаки, характеризующие геологические тела, т.е. генетические формации угленосных отложений. Это явилось базой для дальнейшей углубленной разработки теории осадочного процесса, т.е. гипертологии, седиментологии и литологии, которая позволит расширить и научно осмыслить наши знания об осадочном чехле Земли в целом. Восстановление *древних структур*, отвечающих времени соответствующего накопления и образования осадков, их *геотектонический* режим и *палеогеография* с учетом *климата* и *разнообразного вещества* – терригенного, биогенного, хемогенного, вулканогенного, магматогенного и гидрогенного, – поступающего в конечный водоем стока, позволят найти генетические критерии, обуславливающие геодинамику осадочного процесса. Нельзя, чтобы геологи говорили только о песках, глинах, известняках и других петрографических или минералогических типах, не определяя их генетической принадлежности. В этом заключается одна из современных проблем геологических исследований в целом и седиментологических, в частности.

Одной из главнейших проблем, стоящих перед осадочной геологией, в том числе и угольной геологией, прежде всего должно быть восстановление (реконструкция) древних бассейнов осадко- и торфонакопления и возникавших в последующем на их основе одного или нескольких бассейнов породообразования.

Так, какие основные генетические признаки позволяют более или менее точно установить генезис отложений?

А. Признаки генетических типов осадков.

1. Тип осадка – терригенный, биогенный, хемогенный, вулканогенный, магматогенный и гидрогенный, среди которых различают множество подти-

пов и разновидностей, различающихся как по размеру слагающих компонентов (структура), так и по их соотношению (текстура).

2. Переслаивание (чередование) различных типов осадков – тонкое (до 0,5 см), мелкое (2,0–5,0 см), крупное (5,0–10 см).

3. Цвет – окраска первичная (сингенная) и приобретенная за счет осадков области сноса.

4. Форма зерен и галек – соотношение степени их окатанности.

5. Включение остроугольных и слабо окатанных обломков пород.

6. Излом – раковистый, зернистый, зеркала скольжения.

7. Минеральный состав.

8. Минеральные включения и выделения – конкреции, кристаллы пирита, марказита, сферолиты, пизолиты, журавчики и т.п.

9. Известковистость и окремнение осадков – сингенная и приобретенная в литогенезе.

10. Состав и тип цемента.

11. Отпечатки на поверхности наслоения.

12. Соотношение зерен и цемента, характер галек и щебенки и их размер, форма, состав.

13. Структура осадков (классификация обломочных осадков–пород приведена в табл. 2–4) – величина и форма составных частиц и количественное соотношение частиц различной размерности (макро- и микро).

14. Текстура осадков – пространственное расположение и соотношение составных частиц – массивная, однородная, слоистая (рис. 5), неслоистая, нарушенная комковатая, ходы илloedных животных и червей, протыкания корешками растений, оползания, взмучивания, флюидоподобные, капли дож-
да, течений и т.п.

15. Флора (макро-, микро): а) наземная растительность (деревья, кустарники, трава – родовой и видовой состав), степень ее сохранности (хорошая, плохая, фрагменты стволов, стеблей, корневых систем, аттит), количество, распределение в разрезе и на площади (послойное, рассеянное, беспорядочное, ориентированное), типы захоронения (прижизненное или посмертное) и т.п.; б) водная растительность – водоросли: морские, солоноватоводные, опресненные, пресноводные бактерии, их типы, характер захоронения, количество и соотношение с животными организмами.

Различают органическое вещество флористического ряда: ОБВР – органическое вещество высших растений (древесная и кустарниковая растительность); ОБТР – органическое вещество травяной растительности (луговая, лесная, болотная – осока, тростник и др.); ОБНР – органическое вещество низшей растительности (водоросли и т.п.).

16. Фауна (макро- и микрофауна: пресноводная, опресненная, осолоненная, морская, океанская – родовой и видовой состав, размер, степень сохранности – хорошая, плохая, обломки, детрит, ориентировка раковин – вертикальная, по наслоению, отпечатки, ядра раковин, количество, соотношение макро- и микрофауны, прижизненное или посмертное захоронение, в первичном или переотложенном виде, следы передвижения животных организмов.

Различают органическое вещество фаунистического ряда: ОВПЖ – органическое вещество пресноводных животных организмов (реки, озера); ОВСЖ – органическое вещество солоноватоводных животных организмов

Группы слоистости	Типы слоистости				Схематическая зарисовка типов слоистости
	Признаки типов		Название типов		
Косая	Крупная	Однонаправленная	Прямой-линейная	Косая крупная однонаправленная прямолинейная	
			Сходящаяся	Косая крупная однонаправленная сходящаяся	
				Косая крупная однонаправленная взаимосрезающаяся сходящаяся	
		Косая крупная однонаправленная, иногда разнонаправленная, выклинивающаяся сходящаяся			
		Косая крупная разнонаправленная взаимосрезающаяся сходящаяся			
		Косая мелкая однонаправленная сходящаяся			
	Мелкая	Однонаправленная	Прямой-линейная	Косая мелкая однонаправленная штриховатая прямолинейная	
			Сходящаяся	Косая мелкая однонаправленная штриховатая сходящаяся	
				Косоволнистая мелкая однонаправленная сходящаяся	
		Волнистая	Крупная	Перекрестная (мультиобразная)	Крупная перекрестно-волнистая
Мелкая перекрестно-волнистая					
Мелкая	Пологая		Сплошная	Пологоволнистая мелкая сплошная	
				Пологоволнистое крупное сплошное переслаивание с пород	
				Пологоволнистое мелкое и тонкое сплошное переслаивание пород	
	Пологая		Прерывистая	Линзовидная	
				Пологоволнистая мелкая прерывистая (штриховатая)	
			Мелкая	Отчетливая	Сплошная
Ритмическая (пачечная) мелкая сплошная					
Горизонтальная тонкая сплошная					
Тонкая	Неотчетливая	Прерывистая		Горизонтальная тонкая прерывистая (штриховатая)	
			Горизонтальная мелкая (неотчетливая)		

Рис. 5. Морфологические типы слоистости

Размеры слоистости (средние значения): A – высота серии, a – толщина слойка, h – амплитуда, α – угол наклона слойка	Для каких отложений наиболее характерны
$A = 0,5-2,5$ м иногда $5,0$ м $a = 2-5$ см $\alpha = 20-40^\circ$	Для конгломерато-гравийно-песчаных русловых (частично пролювиальных) отложений
$A = 0,1-0,8$ м $a = 1-3$ см $\alpha = 20-35^\circ$	
$h = 0,5-1,2$ м $a = 1-3$ см $\alpha = 15-30^\circ$	Для гравийно-песчаных отложений прибрежно-мелководных частей бассейна (в том числе лагун и заливов) и озерных водоемов, также для верхней части песчаных русловых отложений
$A = 0,3-0,8$ м $a = 1-3$ см $\alpha = 15-25^\circ$	Для песчаных, иногда алевритовых и гравийных отложений аккумулятивных форм (баров, пересыпей и т.п.) прибрежной части бассейна и открытого мелководья озерных водоемов
$h = 0,5-1,5$ м $a = 2-3$ см $\alpha = 10-35^\circ$	В основном для песчано-гравийных отложений речных выносов (подводная дельта)
$A = 3-10$ см $a = 0,5-1$ см $\alpha = 20-30^\circ$	Для мелко- и среднезернистых песчаных отложений прирусловой части поймы, также мелких протоков и притоков крупных рек
$A = 1-3$ см $a = 0,1-0,5$ см $\alpha = 15-30^\circ$	Для мелкозернистых песчаных и алевритовых отложений поймы, прибрежного мелководья бассейна (в том числе лагун и заливов) и озерных водоемов
$A = 1-3$ см $a = 0,2-0,5$ см $\alpha = 15-30^\circ$	
$A = 0,5-5$ см $a = 0,05-0,2$ см	
$h = 2-10$ см $a = 0,2-0,5$ см	Для мелкозернистых песчаных и крупнозернистых алевритовых отложений прибрежно-мелководных частей бассейна (в том числе лагун и заливов), иногда озерных водоемов
$h = 1-2$ см $a = 0,1-0,2$ см	
$a = 0,05-0,5$ см редко до $1-2$ см	Для алеврито-глинистых отложений верхней части поймы, также спокойных обособленных прибрежных частей бассейна (в том числе лагун и заливов) и озерных водоемов
a = от 5 до 10 см	Для мелкозернистых песчаных, алевритовых и глинистых отложений прибрежно-мелководной зоны бассейна и озерных водоемов, иногда для аналогичных осадков поймы
Мелкое: $a = 0,5-3$ см, редко до 5 см Тонкое: $a = 0,5$ см	
$a = 0,1-0,5$ см редко до 1 см	
$a = 0,05-0,5$ см редко до 1 см	Для алеврито-глинистых отложений верхней части поймы, прибрежных обособленных частей бассейна и озерных водоемов, также для заболачивающихся прибрежных пространств
$a_1 = 1-2$ см $a_2 = 0,5-1$ см	Для песчано-алевритовых отложений прибрежно-мелководных обособленных частей бассейна (в том числе лагун и заливов) и озерных водоемов; как исключение для песчано-алевритовых и глинистых отложений верхней части поймы
a = до $0,5$ см редко до 1 см	
$a = 0,05-0,1$ см	Для мелкозернистых алевритовых и глинистых отложений прибрежных (прилегающих к болоту) частей бассейна, озер, застойных водоемов, поймы, а также удаленных от берега частей бассейна
$a = 0,05-0,1$ см	
	Для песчано-алеврито-глинистых озерно-болотных отложений, а также для осадков прибрежно-мелководных и удаленных от берега частей бассейна

Таблица 2. Классификация валунных конгломератов, конгломератов, брекчий, щебенчатых пород

Осадки—породы				Размеры об- ломков, мм
Из окатанных обломков		Из остроугольных обломков		
Группа	Тип	Группа	Тип	
Валунные конгломераты	Крупно - Средне - Мелко - } валунные	Глыбовые брекчии	Крупно - Средне - Мелко - } брек - чиевые	1000—500 500—250 250—100
Конгломераты	Крупно - Средне - Мелко - } галечные	Обломочная щебенка	Крупно - Средне - Мелко - } щебен - чатые	100—50 50—25 25—10

Таблица 3. Классификация гравелитов, песчаниковых, алевролитовых, аргиллитовых пород

Осадки–породы		Размеры фракций, мм
Группа	Тип	
Гравелиты	Крупно - Средне - Мелко -	10–5 5–2,5 2,5–1,0
Песчаники	Крупно - Средне - Мелко -	1,0–0,5 0,5–0,25 0,25–0,1
Алевролиты	Крупно - Мелко -	0,1–0,05 0,05–0,01
Аргиллиты	< 0,01	

Таблица 4. Классификация смешанных пород

Осадки–породы	Размеры фракций, мм
Аргиллит	100–90
Аргиллит слабоуглистый	90–75
Аргиллит сильноуглистый	75–50 (49)
Уголь сильноглинистый	(51) 50–75
Уголь слабоглинистый	75–90
Уголь	90–100

(лагуны, приморские озера, эстуарии и др.); ОВМЖ – органическое вещество морских животных организмов (внутренние и окраинные моря, приморские озера, периодически заливаемые в процессе морских трансгрессий или приливов; ОВОЖ – органическое вещество океанических животных организмов.

17. Количественное соотношение остатков флоры и фауны.

18. Пористость – зависит от первичной упаковки компонентов минерального и органического вещества и их соотношения.

19. Проницаемость – способность осадков пропускать жидкие и газообразные флюиды.

20. Распределение химических элементов в осадке генетических типов.

21. Распределение минерального состава в генетических типах.

Б. Признаки, характеризующие соотношения отдельных литологических, генетических и фациальных типов осадков в разрезе и на площади.

1. Локализация в разрезе и на площади.

2. Форма залегания в разрезе и на площади.

3. Выдержанность на площади.

4. Выдержанность в разрезе.

5. Площадь распространения осадка.

6. Мощность осадков литологических типов.

7. Мощность осадков генетических и фациальных типов осадка.

8. Положение осадка литологических, генетических и фациальных типов в палеогеографической схеме бассейнов седиментации.

9. Положение литологических, генетических и фациальных типов осадков в элементарных парагенезах-циклах и обстановках осадконакопления.

10. Характер поверхностей наслоения и напластования – постепенные переходы (они могут быть длительными или довольно быстрыми), отчетливые и эрозионные контакты без следов размыва или с резким размывом.

11. Соотношение областей сноса с бассейном седиментации.

Из перечисленных выше признаков некоторые из них проявляются очень слабо, но они закладываются в стадиях гипертации или седиментации, а проявляются в самом конце седиментогенеза, или в стадию так называемого сингенеза.

II.3. ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Фациальный анализ. Основной составной частью метода литолого-фациального изучения осадков, в том числе угленосных, является их фациальный анализ, т.е. выяснение их генезиса. Последнему предшествует детальное литологическое описание осадков (в случае современных) и пород (древнее четвертичных), которое заключается во всестороннем рассмотрении как первичных (генетических, отвечающих времени их накопления), так и вторичных (приобретенных в процессе преобразования осадков в современную породу) признаков. По этому комплексу признаков выделяются литологические типы пород, в основу наименования которых положена структура, и прежде всего

гранулометрия. Таким образом, под *литологическим типом* пород (*литотипом*) понимается минеральное, органическое, вулканогенно-осадочное и другие типы вещества (совместно или раздельно) осадков-пород, обладающие комплексом всех признаков (первичных, вторичных и наложенных), приобретенных в процессах гипертогенеза, седиментогенеза и литогенеза.

Литологические типы пород являются той основой, на которой базируются все последующие проблемы решения генезиса осадков. Однако эти типы не могут служить единственной основой для восстановления среды осадконакопления, поскольку они включают все признаки – и осадка, и породы. Для этого необходимо разобраться во многообразии различных признаков и выделить среди них генетические, т.е. первичные, присущие осадку, и сконцентрировать внимание на тех из них, которые наиболее полно и всесторонне позволяют судить об условиях формирования (образования, накопления и захоронения) осадков.

Так, под *генетическим типом осадка (генотипом)* подразумевается один или несколько сходных парагенетически связанных литологических типов осадков (литотипов), представленных совместно или раздельно терригенными, биогенными, хемогенными, вулканогенными, магматогенными и гидрогенными компонентами, обладающими совокупностью генетических признаков осадка, отражающих общность условий их накопления. Анализ генетических типов осадков позволяет восстановить условия осадконакопления фациальных типов осадков.

Поэтому под *фациальным типом осадка (фацией)* подразумевается комплекс физико-географических (ландшафтных) условий среды осадконакопления, в результате существования которых сформировались парагенетически связанные генетические типы осадков, а также сами осадки, обладающие определенными сочетаниями генетических признаков (условия + осадок). Генетический и фациальные типы осадков – это элементарные, первично обобщенные единицы, положенные [96] в основу дальнейшего углубленного анализа при разработке учения об осадочных формациях.

Формационный анализ. Как полагают Ю.А. Жемчужников [29], Н.М. Страхов [78], а также автор этой монографии, *формационный анализ есть продолжение и углубление фациального анализа.*

При описании и использовании наименования генетических типов, фаций, а также мезофаций и мегафаций, естественно не всегда можно видеть полный набор перечисленных выше признаков осадков (генетических), но всегда, за некоторым исключением, вполне достаточно при отнесении их к генетическим группам, типам и фациям. Для удобства пользования их наименованиями и для сокращения длинных названий в ряде случаев нами использованы буквенно-цифровые обозначения, что значительно облегчает их применение.

Генетические и фациальные типы осадков – это элементарные обобщенные единицы осадочных образований, положенные мною (П.Т.) в основу дальнейшего генетического углубленного фациального анализа при разработке нового фундаментального генетического (в отличие от эмпирического Н.С. Шатского) учения об осадочных формациях. Выделение последних – сущность генетического формационного изучения осадочных образований. Это не самоцель, а средство познания геологической истории условий обра-

зования осадочных комплексов и решения подавляющего большинства проблем осадочной геологии.

В результате комплексного детального литолого-фациального изучения древних угленосных и современных торфоносных отложений, включая угольные и торфяные залежи, была установлена широкая гамма генетических и фациальных типов осадков от типично континентальных, прибрежно-континентальных, до прибрежно-морских и морских.

Среди континентальных и морских образований встречаются продукты физического и химического выветривания от элювиальных (eluvial – остающиеся на месте выветривания породы); деллювиальных (deluo – смывающие – продукты выветривания, смытые с возвышенностей и склонов); пролювиальных (proluo – промывающие, осадки временных водных потоков); аллювиальных (русло, пойма); крупных и мелких озер, в том числе сапропелевых (речные долины, приустьевые части рек, междельтовые пространства, предгорные озера); озерно-болотных (заболачивающиеся озера и заиливающиеся болота – почвы и подпочвы угольных пластов); торфяных болот (торфы и угли разной степени биохимического и механического измельчения исходного органического вещества) до типично *прибрежно-морских-лагунных* (чередование аллювиально-устьевых и дельтовых), заливных, подводно-дельтовых, внутреннего, внешнего шельфа, континентального склона и относительно удаленных от побережья участков морских водоемов с различной динамикой водной среды и некоторых других. Они представлены, как правило, терригенным, глинистым, биогенным, хемогенным и вулканогенно-осадочным материалом.

Следовательно, всесторонний анализ генетических и фациальных типов позволяет интерпретировать физико-географические условия образования и накопления осадков, т.е. восстанавливать элементарные и более крупные (разного уровня организации) ландшафты. Фации – это элементы ландшафта (ландшафты русла, поймы, озерный, лагунный и другие, им подобные). Так, ландшафт приморской равнины будет складываться из ландшафтов речной долины, озер, болот и др. А если комплекс озерных фаций примыкает к возвышенности (предгорный приморский ландшафт), то в него будут входить деллювиальные, пролювиальные конуса выноса и другие элементы ландшафта. В случае прибрежно-морского ландшафта будут наблюдаться заливные, лагунные, эстуариевые, прибрежные участки с разной степенью подвижности водной среды, дельтовые обвальные и другие элементарные ландшафты и их комплексы.

Сочетание различных парагенетически связанных ландшафтов служит основой для составления палеогеографических карт или схем различной детальности в зависимости от количества и качества собранного и обработанного исходного материала.

Осадочная геология охватывает все стороны осадочного процесса. Ее развитию в целом способствует все нарастающее детальное изучение природных объектов, применение комплекса новейших общегеологических и физико-химических методов изучения осадков и пород, вовлеченных в орбиту познания современных морей и океанов¹. Наиболее характерной чертой

¹ Моря и океаны – это отдельные объекты для обсуждения.

исследования в настоящее время является комплексный и более глубокий подход (к сожалению, еще не все геологи им пользуются) к изучению природных объектов с целью познания геохимических, геоминералогических процессов накопления осадков (гипертология, седиментология), их последующего преобразования в породы (литогенез) и формирования связанных с ними полезных ископаемых, а также выяснения причин этих процессов.

Современное состояние осадочной геологии и ее тесная связь со смежными отраслями геологии, такими как тектоника, стратиграфия, осадочная геология, геоминералогия и другие родственные разделы науки, применение современных методов изучения вещественного состава осадков и пород в *обязательном комплексе* с упомянутыми науками о Земле позволят нам сконцентрировать свои исследования на приоритетном направлении, которое охватывает основополагающие проблемы теории и практики осадочного процесса, и не только создать (в первом приближении) всеобъемлющую теорию формирования осадочной оболочки Земли, но и пролить свет на общие проблемы ее развития.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ФАЦИАЛЬНЫХ ТИПОВ ЭЛЮВИАЛЬНЫХ, ДЕЛЮВИАЛЬНЫХ И ПРОЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ. ГУМИДНЫЙ ТИП СЕДИМЕНТАЦИИ

III.1. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

В этой и последующих пяти главах будут рассмотрены генетические и фациальные типы вмещающих торфы и угли отложений, кратко изложено их происхождение в условиях гумидного и частично аридного типов седиментации. К их числу относятся отложения терригенных, глинистых и частично карбонатных осадков, а иногда и изверженных пород предгорий и возвышенностей рельефа, прилегающих к прибрежно-континентальной равнине (элювий, делювий, пролювий, глава III), аллювиальные осадки (глава IV), озерные осадки (глава V), озерно-болотные осадки (глава VI), морские гумидные (глава VII) и, частично, морские аридные осадки (глава VIII).

Большинство же глав монографии непосредственно посвящено различным аспектам строения и состава торфяников и углей. Обзоры их месторождений по России и, в меньшей степени, миру, известных автору монографии по личным наблюдениям, ничем практически не отличаются друг от друга. Это все те же терригенные, глинистые и частично карбонатные осадки, иногда изверженные породы, которые в различных количественных соотношениях участвуют в строении разрезов угольных бассейнов и месторождений, находящихся на разных стадиях литогенеза.

Для всех угольных, а также торфяных бассейнов и месторождений, где работал автор, мною разработаны генетические классификации как вмещающих угли отложений, так и самих углей.

Для характеристики элювиальных, делювиальных и пролювиальных отложений автор использовал свои наблюдения над осадками-породами Прибайкалья, Иркутского, Ачинского, Тувинского, Южно-Якутского, Печорского и некоторых других угольных бассейнов и месторождений (фототабл. I и II, см. вкл.).

III.2. ХАРАКТЕРИСТИКА ЭЛЮВИАЛЬНЫХ, ДЕЛЮВИАЛЬНЫХ И ПРОЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

ГРУППА (А) ТЕРРИГЕННЫХ, ГЛИНИСТЫХ И, ЧАСТИЧНО, КАРБОНАТНЫХ ОСАДКОВ, А ИНОГДА И ОБЛОМКОВ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД, ПРЕДГОРИЙ И ВОЗВЫШЕННОСТЕЙ, ПРИЛЕГАЮЩИХ К ПРИБРЕЖНО-КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ РАВНИНЕ (Э + Д + П)

ПОДГРУППА (А-1) ЭЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОСАДКОВ – ЭО (фототабл. I, 1–4, см. вкл.)

1. Фация брекчиево-щебенчатых осадков плоских предгорий и возвышенных (предгорных) участков рельефа, прилегающих к континентальной равнине (верхняя плоская часть возвышенностей рельефа) – ЭОВ

Генетические типы

Тип ЭОВ-1. Брекчиево-щебенчатые осадки с включением обломков разной размерности и состава обломков, иногда со следами былой слоистости.

Тип ЭОВ-2. Щебенчатые и гравийно-песчаные осадки, несортированные, с включением обломков разнообразных пород.

Тип ЭОВ-3. Гравийно-песчаные осадки с включением обломков разной размерности и состава, несортированные, неслоистые.

Основные признаки фации ЭОВ

Это: 1) широкий диапазон размерности осадков от брекчиево-щебенчатых до гравийно-песчаных; 2) серая, темно-серая окраска осадков; 3) первоначальная слоистость, наблюдаемая в больших обломках; 4) иногда присутствие включений многочисленных обломков разнообразных по составу пород; 5) возможны также привнесенные отдельные глыбы и валуны; 6) нарушенная структура и текстура пород; 7) отсутствие растительных или животных осадков в зависимости от первичного генезиса; 8) нижний контакт, как правило, постепенный и зависит от первичной природы осадка; 9) локальное распространение; 10) залегание в верхней части континентальных циклов парагенезов; 11) разнообразная общая мощность колеблется от 1–2 до 5–7 м.

ПОДГРУППА (А-2) ДЕЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ – ДО (фототабл. I, 5–13, см. вкл.)

2. Фация конгломерато-щебенчатых осадков слабо окатанных и слабо отсортированных, разнозернистых, неслоистых, с примесью глинисто-алевритового материала (подножия склона рельефа) – ДОВ

Генетические типы

Тип ДОВ-1. Песчано-гравийные разнозернистые осадки, сортированные или со слабо выраженной беспорядочной слоистостью, редко с включением мелких полуокатанных обломков, иногда галек разнообразных пород.

Тип ДОВ-2. Гравийно-песчаные разномзернистые осадки, серые, слабо сортированные, редко встречаются обломки пород, иногда с беспорядочной мелкой косо́й слоистостью, часто с примесью алевроито-глинистого материала растительного аттрита.

Основные признаки фации ДОВ

Это: 1) конгломерато-щебенчатые до гравийно-песчаных осадки; 2) серая и темно-серая окраска осадков; 3) присутствие возможной мелкой косо́й слабоволнистой и беспорядочной слоистости; 4) разномзернистость осадков и уменьшение вниз по склону зернистости за счет увеличения песчаных и особенно алевроито-глинистых разностей; 5) присутствие растительных обрывков тканей и аттрита; 6) отсутствие фауны (in situ); 7) отчетливый, иногда резкий нижний контакт; 8) локальное распространение; 9) залегание в средней или верхней частях континентальных циклов парагенезов; 10) общая мощность самая различная и достигает 3–5 м.

ПОДГРУППА (А-3) ПРОЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ – ПКВ (фототабл. II, 1–5, см. вкл.)

3. Фация гравийно-песчаных осадков со слабо выраженной сортировкой и беспорядочной мелкой косо́й слоистостью, серого цвета, с включением слабо окатанных обломков (в верхней части конусов выноса) – ПКВ

Генетические типы

Тип ПКВ-1. Гравелиты, песчаники крупно- и разномзернистые, с мелкой косо́й слабо выраженной слоистостью и неотчетливой сортировкой материала, редкие обломки разномзернистых пород.

Тип ПКВ-2. Песчаники разномзернистые, иногда гравелиты мелкозернистые, серые, с мелкой, иногда крупной косо́й слабо выраженной слоистостью, с горизонтальными прослоями алевроитовых осадков, часто с обрывками растений и аттритом.

Основные признаки фации ПКВ

Это: 1) гравийно-песчаный осадок; 2) серый цвет; 3) слабая отсортированность; 4) мелкая косая, часто слабо выраженная, иногда беспорядочная слоистость; 5) разномзернистость; 6) уменьшение разномзернистости вдоль пролювиального потока; 7) наличие прослоев более грубых осадков; 8) иногда присутствие обрывков растений, часто аттрита; 9) отсутствие (in situ) фауны и ее отпечатков; 10) парагенетическая связь с делювием подножий склонов и пролювием низинных частей конусов выноса; 11) резкий, с размывом, нижний контакт; 12) локальное, иногда более широкое распространение; 13) залегание в верхних частях континентальных циклов-парагенезов; 14) общая мощность самая различная, но не превышает 5–8 м.

4. Фация алевроито-глинистых осадков с примесью песчаного материала, мелкой косо́й выполаживающейся, как правило, однонаправленной, прослоями горизонтально-волнистой и линзовидной слоистостью (низовья конусов выноса, плоские озера) – ПКН

Тип ПКН-1. Алеврито-глинистые осадки с мелкой косой, как правило, однонаправленной и выполаживающейся разноазимутальной слоистостью, с прослоями и линзами песчаных осадков, растительными остатками и аттритом.

Тип ПКН-2. Алеврито-глинистые отложения со слабо сортированными осадками, с мелкой косой и косоволнистой и линзовидной разноазимутальной слоистостью – шлейфы конусов выноса – периферическая часть пролювия.

Основные признаки фаций ПКВ + ПКН

Это: 1) гравийно-песчаные и алеврито-глинистые осадки; 2) серый и темно-серый, участками почти черный цвет; 3) уменьшение разноразмерности пород вдоль пролювиального потока от гравелита до аргиллита, чаще последние однородны; 4) сортировка материала от слабой до хорошей; 5) чередование линз грубого и слабо отсортированного материала с прослоями и слоями лучше отсортированными, с плохо или хорошо выраженной слоистостью, также со слоями алевролитов и аргиллитов; 6) редкие линзы грубых осадков среди алевролитов и аргиллитов; 7) смена в целом грубого материала более тонкозернистым по мере перехода от отложений фации ПКВ к фации ПКН; 8) серая и темно-серая, участками светло-серая и почти черная окраска пород; 9) чередование слоистости от крупной и мелкой косой однонаправленной, часто пологой, иногда со слабой ритмической сортировкой зерен, до горизонтальной и горизонтально-волнистой, участками косоволнистой, мелкой, косой штриховатой и линзовидной; 10) наличие обугленных обрывков стволов и стеблей растений, аттрита, 11) отсутствие фауны и ее отпечатков (*in situ*), исключая шлейфы конусов выноса озер; 12) парагенетическая связь с делювиальными и аллювиальными отложениями; 13) резкий, с эрозийным разрывом, нижний контакт, остальные контакты могут быть различными; 14) залегание в верхней части континентальных циклов-парагенезов; 15) общая мощность сильно изменчива и достигает 8–12 м.

III.3. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УСЛОВИЙ НАКОПЛЕНИЯ ЭЛЮВИАЛЬНЫХ, ДЕЛЮВИАЛЬНЫХ И ПРОЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Элювиальные, делювиальные и пролювиальные отложения очень редко встречаются среди угленосных формаций, особенно в зонах размещения угольных пластов, хотя они и являются их неотъемлемой частью.

В самых верховьях склонов и на слабо всхолмленных плоских возвышенностях накапливались (практически не перемещаясь) несортированные осадки, представленные разноразмерной щебенкой и дресвой материнских пород (конгломерато- и гравелитобрекчии), сцементированных тем или иным количеством в основном песчано-алеврито-глинистого и карбонатного материала. Эти элювиальные осадки, спускаясь по склону, образовывали делювиальные отложения. Здесь уже преобладающим типом пород являются граве-

литы, песчаники, алевролиты и даже аргиллиты с тем или иным количеством обломков пород. Они все же имеют плохую сортировку материала, хотя можно наблюдать слабо выраженную крупную и мелкую косую пологую и горизонтальную слоистость, которая в какой-то мере подчеркивается различной размерностью зерен. Часто среди них присутствуют прослои более грубых пород, которые характеризуют фацию осадков подножий склонов. Иногда они образуют делювиальный шлейф. Общая мощность в среднем не более 5–8, редко до 8–12 м.

Пролувиальные отложения распространены значительно шире, чем элювиальные и делювиальные. В генетическом отношении они часто примыкают непосредственно к аллювию, с которым имеют ряд общих черт, хотя для последнего характерно много других признаков, позволяющих их уверенно различать. Так, прежде всего пролювий, в отличие от аллювия, не дифференцирован на русловые, пойменные и старичные отложения, что связано с особенностью его формирования.

Далее, эти различия, как полагал Е.В. Шанцер [132], заключаются в смене грубого галечно-валунного или гравелитистого материала все более тонкозернистым по мере удаления от вершины конуса выноса к его периферии. В вершинной части крупных конусов выноса материал слабо отсортирован, и для этой части пролювиальной толщи характерно неправильное чередование больших линз разного состава. В средней и нижней частях конуса линзы галечного, гравелитистого и песчаного состава становятся тоньше, более вытянуты и чередуются со слоями грубо- и мелкопесчаных супесей и суглинков. На периферии конуса пролювий может быть уже целиком суглинистым.

Эти потоки пролювия, не имея постоянного русла и неся большое количество обломочного материала различной размерности, при выходе в речные долины и на аллювиально-дельтовые равнины образовывали комплекс пролювиальных отложений. У самого выхода из оврагов накапливались более грубозернистые осадки, отвечающие конусам выноса – сухим дельтам. Это – разнотонные гравелиты и песчаники, слабо сортированные, чередующиеся с прослоями и линзами тех же пород, но с лучшей сортировкой материала, имеющие иногда слабо выраженную крупную и мелкую косую, часто полого наклонную и выполаживающуюся однонаправленную слоистость. Там, где сохранились условия русла, косая слоистость подчеркивается едва заметной ритмической сортировкой зерен. Среди них встречаются прослои отсортированных конгломерато- и гравелитобрекчий, указывающие на большую скорость водного потока, которая могла быть характерна для очагов, располагавшихся среди сильно расчлененного рельефа. Не менее характерны горизонты алевроито-глинистых пород, отражающие условия застоя вод. Эти отложения относятся к фации ПКВ. Их мощность достигает 8–12 м.

В сторону речной долины и аллювиально-дельтовой равнины отложения конуса фациально замещаются алевроито-глинистыми, редко мелкозернистыми песчаными осадками пролювиального шлейфа (фация ПKN). Здесь они в целом имеют уже лучшую сортировку, которая становится более совершенной по мере удаления от вершины конуса выноса. Однако среди них встречаются горизонты более грубых и слабо отсортированных осадков, с включением обломков пород последние присутствуют и среди алевролитов и аргиллитов, где они часто расположены по слоистости. Горизонтальная,

участками слабоволнистая, косоволнистая и линзовидная, то плохо, то хорошо выраженная слоистость указывает на довольно спокойные условия седиментации. Это говорит о том, что среди отложений шлейфа конуса выноса располагались временные или постоянные озерные водоемы с озерным типом осадочного процесса. Лишь косая пологонаклонная, а также мелкая косая штриховатая слоистость в мелко-, редко среднезернистых песчаниках свидетельствует о том, что временами в области развития шлейфовых озер внедрялись потоки конусов выноса (фация ПКН-2). Мощность их в среднем не более 3–5 м, редко до 8–10 м.

Таким образом, элювиальные, делювиальные и пролювиальные отложения настолько тесно связаны между собой, что некоторые из них по ряду признаков не всегда легко отличимы друг от друга. Поэтому в некоторых случаях приходится говорить об элювиально-делювиальных и делювиально-пролювиальных отложениях, тем самым подчеркивая трудность их разграничения в ископаемом состоянии и принципиальный характер процесса в отдельные моменты истории образования угленосных формаций. Накопление элювиально-делювиальных и пролювиальных осадков не было постоянным, оно зависело, прежде всего, от характера рельефа, интенсивной эрозионной деятельности и состава пород, подвергавшихся разрушению, и связано главным образом с начальными этапами каждой формации. Очень часто они являются истоками рек, дренировавших тот или иной прогиб. Общая мощность элювиальных, делювиальных и пролювиальных отложений достигает 15–25 м.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ФАЦИАЛЬНЫХ ТИПОВ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ. ГУМИДНЫЙ ТИП СЕДИМЕНТАЦИИ

IV.1. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Аллювиальные отложения обладают широким распространением на земной поверхности, в том числе во всех без исключения угольных бассейнах и месторождениях, а также в современных болотах. За свой более чем 60-летний стаж в геологии автор изучал, и довольно детально, с генетических позиций, эти отложения в Донецком, Кизеловском, Иркутском, Канском, Ачинском, Тувинском, Ткварчельском, Шаорском, Идживанском, Печорском, среднеазиатских и в некоторых других бассейнах и месторождениях, а также и в зарубежных странах – в США, Англии, Франции, на Балканах, в Монголии, во Вьетнаме и в других странах. Кроме того, в последние 15–20 лет автор изучал современные болота – в Колхиде, Прибалтике, Флориде, Вьетнаме, а также использовал керновый материал по Кубе.

Раньше многие геологи сомневались в нахождении в ископаемом состоянии аллювия, а их обнаружения считали исключением. В те времена полагали (П.И. Степанов [77], Г.А. Иванов [33], М.Д. Залесский [30, 31] и многие другие), что в угленосной толще Донбасса к континентальным отложениям следует относить только угольные пласты и их почвы, а все остальные отложения считали морским (параллическим) типом углеобразования. Иной точки зрения придерживался Д.В. Наливкин [57–59], который полагал, что в Донбассе все отложения – дельтовые, за исключением известняков с морской фауной.

Теперь эти времена прошли. Уже первые исследования в Подмосковном, Кузнецком, Буреинском и других бассейнах с применением фациально-циклического метода, который автор преобразовал в литолого-фациальный и предложил генетический формационный анализ, показал, что аллювиальные отложения не только присутствуют в ископаемом состоянии, но и развиты весьма широко в осадочных образованиях, особенно в угленосных формациях.

Механизм образования и стадии развития речных долин принципиально не отличаются от формирования современных речных долин, описываемых в различных публикациях. Их можно найти и в работах автора [82, 83, 90–92], и в публикациях многих других исследователей (рис. 6–10; фототабл. III–X, см. вкл.).

→

Рис. 6. Комплекс осадочных структур и текстур в русловой системе свиты Уэстуотер-Каньон формации Моррисон (Юра). Штат Нью-Мексико

1 – базальные алевриты; 2 – базальный конгломерат

На данном рисунке показан блок косой слоистости в двух плоскостях среза. При описании аллювиальных отложений необходимо обращать внимание на плоскости среза – вдоль течения реки и поперек ее течения. Если в первом случае – это типичная косая слоистость действительно аллювиального генезиса, то в поперечном срезе она может быть перепутана с мульдобразной, характерной для иных фаций – озерных водоемов или прибрежного мелководья

Рис. 7. Изменение положения русла р. Ай по картам 1845 г. (а) и 1943 г. (б) (по Н.Р. Чогия)

Рис. 8. Схематическая карта блуждания р. Риони (по А.В. Моцерелия [56])

1 – современное русло реки; 2 – расположение русел р. Риони в прошлом

Рис. 9. Разрез средней и верхней частей свиты C_2^6 , представленной в основном осадками континентально-морских (КМ) и морских (М) циклов-парагенезов. Средний карбон. Красноармейский район (скв. 1431). Донецкий угольный бассейн

1–3 – аллювиальные фации (А): 1 – русла, 2 – прирусловой части поймы, 3 – внутренних частей поймы, включая ее застойные водоемы; 4–7 – болотные фации (Б): 4 – заболоченных приустьевых частей прибрежно-аллювиальных равнин, 5 – заболоченных прибрежно-морских равнин, 6 – относительно подвижных обводненных торфяных болот, 7 – относительно устойчивых обводненных торфяных болот; 8–14 – прибрежно-морские фации (ПМ): 8 – прибреговой части опресненного залива – лагуны, 9 – центральной части залива – лагуны или их обособленных частей, 10 – прибрегового малоподвижного мелководья, 11 – сильноподвижного мелководья (отложения прибреговых подводных валов), 12 – подвижного мелководья, 13 – малоподвижного относительного мелководья, 14 – переходная от прибрежно-морских к собственно-морским условиям; 15–18 – морские фации (М): 15 – моря с нормальной соленостью, 16 – моря с резко восстановительной средой, 17 – удаленной от побережья части моря с повышенной карбонатностью, 18 – относительно наиболее удаленной от побережья части морского бассейна

Рис. 10. Разрез верхней части свиты C_2^6 , нижней и средней частей свиты C_2^7 , представленных в основном осадками континентально-морских циклов-парагенезов (около 90%). Средний карбон. Ханженковский район (скв. 2037). Донецкий угольный бассейн

Условные обозначения см. на рис. 9

IV.2. ХАРАКТЕРИСТИКА АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

ГРУППА (Б) ТЕРРИГЕННЫХ ОСАДКОВ РЕЧНЫХ ДОЛИН ПРИБРЕЖНО-КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ РАВНИНЫ И МОРСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ (РЕЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ) – А

ПОДГРУППА (Б-1) КОНГЛОМЕРАТО-ГРАВИЙНО-ПЕСЧАНЫХ ОСАДКОВ РУСЕЛ ГОРНЫХ И РАВНИННЫХ РЕК, ИХ ПРИУСТЬЕВЫХ ЧАСТЕЙ ПРИБРЕЖНО-КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ РАВНИНЫ И МОРСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ (РУСЛОВОЙ АЛЛЮВИЙ) – АР

5. Фация гравийно-галечниковых осадков русла горных рек – АРГ

Генетические типы

Тип АРГ-1. Конгломераты разногалечниковые, часто валунные, в ряде случаев – гравелиты разнозернистые, плохо сортированные, с включением многочисленных обломков пород, обугленных стволов деревьев.

Тип АРГ-2. Конгломераты от крупно- до мелкогалечниковых, часты разногалечниковые гравелиты разнозернистые, с включением галек, плохо сортированные, с беспорядочной грубой слабовыраженной крупной косой однонаправленной слоистостью, с включением обломков пород, обугленных стволов и стеблей древесной растительности.

Тип АРГ-3. Гравелиты, иногда песчаник крупнозернистый, разнозернистый, с включением галек и обломков разнообразных пород, со слабовыраженной крупной косой однонаправленной слоистостью и ритмической сортировкой зерен, мелкими обломками древесных остатков, аттитом.

Основные признаки фации АРГ

Это: 1) грубые осадки – конгломераты разногалечниковые, гравелиты и песчаник крупнозернистый, где последние преобладают; 2) разногалечность и разнозернистость осадков и их уменьшение снизу вверх по разрезу; 3) общее уменьшение размеров галек и зерен от основания толщи к ее верхней части; 4) некоторое улучшение сортировки материала от очень беспорядочно плохой до относительно средней в верхней части толщи; 5) серая и темно-серая окраска; 6) слабо выраженная крупная косая однонаправленная и разнонаправленная слоистость – типы АРГ-2 и АРГ-3; 7) едва заметная ритмическая сортировка материала в пределах каждого косого слоя и косых серий – тип АРГ-3; 8) незначительное уменьшение снизу вверх по разрезу мощности серий косой слоистости от 2,5 до 1,5–1,2 м и лишь в песчано-гравийных прослоях среди конгломератов до 1,0–0,8 м; 9) наличие обугленных с поверхности, иногда минерализованных в остальной части крупных и мелких стволов и стеблей растений крупного аттрита; 10) некоторое уменьшение снизу вверх по разрезу количества и размеров включений растительных остатков и их аттрита; 11) отсутствие остатков и отпечатков фауны (in situ); 12) включение глыб и валунов разнообразных пород; 13) линейное распространение; 14) залегание толщи с эрозионным размывом на различных горизонтах, имеющих самый разнообразный генезис и относящийся к предыдущим циклам-

парагенезам осадконакопления; 15) наличие внутренних размывов, усложняющих многоярусное строение толщи; 16) относительно значительное распространение и, как правило, сравнительно большая линейная протяженность; 17) залегание в нижней части континентальных и континентально-морских циклов-парагенезов; 18) мощность обычно от 8–10 до 12–15 м.

6. Фация гравийно-песчаных осадков русел крупных равнинных рек прибрежно-континентальной равнины и морского побережья – АРР

Генетические типы

Тип АРР-1. Песчаник крупнозернистый, иногда гравелит мелкозернистый, слабо разномзернистые, с крупной косой однонаправленной разноазимутальной слоистостью, с ритмической сортировкой зерен, редко – обломками пород и древесины, аттритом.

Тип АРР-2. Песчаники крупно- и среднезернистый, с крупной косой однонаправленной прямолинейной разноазимутальной слоистостью, ритмической сортировкой зерен, редки мелкие обломки пород и древесины, аттрит.

Тип АРР-3. Песчаник и средне- и мелкозернистый, с крупной однонаправленной слабо прямолинейной и сходящейся разноазимутальной слоистостью, ритмической сортировкой зерен, аттритом на плоскостях наложения.

Основные признаки фации АРР

Это: 1) грубые осадки от гравелитов до песчаников, мелкозернистых включительно; 2) разномзернистость осадков и ее уменьшение снизу вверх по разрезу; 3) общее уменьшение размеров зерен от основания толщи к его верхней части; 4) в целом средняя сортировка зерен, но участками плохая (тип АРР-1), иногда средняя; 5) серая, иногда темно-серая окраска осадков; 6) крупная косая однонаправленная, часто разноазимутальная слоистость; 7) переход по разрезу крупной косой, слабо выраженной беспорядочной, часто разнонаправленной взаимосрезающейся слоистости (тип АРР-1) в косую однонаправленную прямолинейную слоистость (тип АРР-2), а затем в косую однонаправленную сходящуюся и мелкую косую слоистость (тип АРР-3); 8) ритмическая сортировка зерен в пределах каждого косого слоя и косых серий; 9) многоярусное и в основном параллельное расположение косых серий; 10) уменьшение мощности серий косой слоистости снизу вверх по разрезу от 2,0–1,5 до 0,5–0,1 м и косых слоев от 4–5 до 1 см; 11) большое количество обугленных, реже минерализованных стволов и стеблей растений, а также аттрита; 12) уменьшение снизу вверх по разрезу размеров обломков и обрывков растительных остатков с одновременным увеличением количества аттрита; 13) отсутствие остатков фауны и ее отпечатков, хотя не исключается присутствие пресноводной; 14) возможны включения обломков разнообразных пород; 15) линейное извилистое и большой протяженности распространение; 16) залегание отложений с эрозионным размывом на различных горизонтах осадков любого генезиса (тип АРР-1); 17) наличие внутренних эрозионных размывов, усложняющих многоярусное строение толщи; 18) залегание ниже угольного пласта в нижней половине континентальных и континентально-морских (в пределах равнинной и приустьевой части речной долины) циклов-парагенезов; 19) мощность обычно 10–15 м.

7. Фация песчаных осадков русел малых рек, протоков и притоков крупных рек прибрежно-континентальной равнины и морского побережья – АРП

Генетические типы

Тип АРП-1. Песчаники крупно- и среднезернистый, иногда гравийный, песчано-алевритовый, с крупной косой однонаправленной, редко прямолинейной, часто разноазимутальной сходящейся слоистостью, то слабо, то хорошо выраженной ритмической сортировкой зерен, иногда наблюдается обилие обугленных остатков растений и аттрита.

Тип АРП-2. Песчаники средне- и мелкозернистый, часто алеврито-глинистый, со слабовыраженной то крупной, то мелкой косой однонаправленной сходящейся разноазимутальной слоистостью, слабовыраженной ритмической сортировкой зерен, прослеживается обилие обугленных растительных остатков и аттрита, подчеркивающих слоистость.

Основные признаки фации АРП

Это: 1) песчаный состав осадков; 2) разнонаправленность осадков и ее уменьшение в целом снизу вверх по разрезу; 3) общее уменьшение размеров зерен от основания отложений типа к его верхней части; 4) в целом средняя сортировка материала; 5) окраска осадков обычно серая, реже темно-серая; 6) крупная (мощность серии не более 30 см) и мелкая косая однонаправленная сходящаяся разноазимутальная слоистость в нижней части разреза и мелкая косая шриховатая, горизонтальная, волнистая, прерывистая и редко косоволнистая слоистость – в верхней части; 7) ритмическая (иногда слабовыраженная) сортировка материала в пределах каждого косого слоя и косых серий крупной и мелкой косой однонаправленной сходящейся слоистости; 8) многоярусное расположение косых серий, иногда срезающих друг друга; 9) уменьшение мощности косых серий снизу вверх по разрезу от 30–20 до 5–3 см и косых слоев от 3 до 0,5 см; 10) большое количество обугленных растительных остатков, в том числе линз витрена, подчеркивающих слоистость и увеличение их количества снизу вверх по разрезу; 11) уменьшение в том же направлении размеров обломков и обрывков растительных остатков с одновременным увеличением количества аттрита; 12) отсутствие остатков фауны и ее отпечатков, хотя может присутствовать пресноводная; 13) линейное извилистое распространение; 14) залегание толщи (тип АРП-1) с эрозионным размывом на подстилающих породах различного генезиса; 15) наличие внутренних размывов, усложняющих строение толщи; 16) относительно незначительное распространение; 17) залегание ниже угольного пласта континентальных и континентально-морских циклов-парагенезов; 18) мощность обычно 5–10 м.

8. Фация алеврито-песчаных осадков приустьевых и устьевых частей русел рек прибрежно-континентальной равнины морского побережья – АРУ

Генетические типы

Тип АРУ-1. Песчаники крупно-, средне-, иногда мелкозернистый, часто алевритовые разномзернистые с крупной косой однонаправленной пологой прямолинейной, реже сходящейся разноазимутальной слоистостью, ритми-

ческой сортировкой зерен, в ряде случаев с мелкими обломками пород и древесины, редко осолоненно-опресненной фауной, аттритом, подчеркивающим слоистость.

Тип АРУ-2. Песчаник мелкозернистый, алевроитовый, иногда алевролит крупнозернистый, глинистый, слабо разномзернистый, с крупной и мелкой косой однонаправленной пологой прямолинейной, реже сходящейся разноазимутальной слоистостью, слабой ритмической сортировкой, редко осолоненно-опресненной фауной, аттритом, подчеркивающим слоистость.

Основные признаки фации АРУ

Это: 1) песчаный и крупноалевритовый состав осадков; 2) разномзернистость осадков и ее уменьшение снизу вверх по разрезу; 3) общее уменьшение зернистости осадков вверх по разрезу; 4) в целом средняя сортировка материала; 5) окраска пород серая, часто темно-серая; 6) слоистость крупная и мелкая, однонаправленная, прямолинейная, реже сходящаяся, разноазимутальная; 7) ритмическая сортировка зерен то четкая, то слабо выраженная в пределах каждого косого слоя; 8) многоярусное расположение косых серий; 9) уменьшение мощности косых серий вверх по разрезу; 10) редко – прослой с осолоненно-опресненной фауной; 11) обрывки растений, аттрит; 12) наличие внутренних размывов; 13) относительно широкое площадное распространение (в зависимости от размера рек); 14) залегание ниже угольных пластов, в случае их отсутствия осадки фации АРУ фациально замещаются или перекрываются осадками континентальных и морских циклов-парагенезов; 15) мощность обычно 8–12 м.

ПОДГРУППА (Б-2) ГЛИНИСТО-АЛЕВРИТО-ПЕСЧАНЫХ ОСАДКОВ ПОЙМЫ РАВНИННЫХ РЕК ПРИБРЕЖНО-КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ РАВНИНЫ И МОРСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ (ПОЙМЕННЫЙ АЛЛЮВИЙ) – АП

9. Фация алевроитовых и песчаных осадков приустьевой части поймы рек – АПП

Генетические типы

Тип АПП-1. Песчаники средне- и, редко, мелкозернистый, алевроит крупнозернистый, со средней сортировкой, с мелкой косой однонаправленной, участками мелкой косой штриховатой слоистостью, прослой с горизонтально-волнисто-прерывистой, иногда горизонтальной слоистостью, подчеркнутой обугленным аттритом.

Тип АПП-2. Песчаник мелкозернистый, алевроито-глинистый, алевролит крупнозернистый, глинистый с мелкой косой штриховатой и косоволнистой слоистостью, глинистыми прослоями заиления, обогащенными обугленным аттритом.

Основные признаки фации АПП

Это: 1) мелко-, реже среднезернистые песчаные и крупноалевролитовые, а также глинистые осадки; 2) относительно лучшая сортировка по сравнению с отложениями фации русла крупных равнинных рек и ее колебание

от средней в целом до хорошей на отдельных участках; 3) общее уменьшение размеров зерен снизу по разрезу; 4) обычно серая и темно-серая окраска осадков; 5) мелкая косая однонаправленная сходящаяся, мелкая косая штриховатая (прямолинейная и сходящаяся) и косоволнистая слоистость, сочетающаяся с горизонтальной, горизонтально-волнистой и горизонтально прерывистой слоистостью; 6) наличие глинистых прослоев заиления с горизонтальной сплошной и прерывистой волнистостью; 7) подчеркивание слоистости ритмической сортировкой зерен, обугленным аттритом, мелкоалевритовым и глинистым материалом; 8) относительно большое количество обугленного аттрита, а также обломков и обрывков стеблей и листьев растений, в том числе хорошей сохранности; 9) отсутствие остатков фауны и ее отпечатков; 10) линейное и извилистое сравнительно большой протяженности распространение; 11) парагенетическая связь только с залегающим ниже русловым аллювием, с одной стороны, и с отложениями застойных, часто нарастающих стариц и вторичных водоемов поймы – с другой; 12) залегание ниже угольного пласта тех циклов-парагенезов, в который они входят, и выше руслового аллювия – континентальных и континентально-морских циклов-парагенезов; 13) мощность обычно от 2–3 до 7–10 м, в среднем 5–8 м.

10. Фация алеврито-глинистых и песчаных осадков паводковых и временных водоемов внутренних частей поймы рек – АПР

Генетические типы

Тип АПР-1. Алевриты глинистые, аргиллит алевритовый, с горизонтально-волнистой и линзовидной слоистостью, подчеркнутой обилием аттрита, иногда с пресноводной фауной, на плоскостях – обугленные растительные остатки, часто хорошей сохранности.

Тип АПР-2. Аргиллит алевритовый с горизонтальной слоистостью, иногда пресноводной фауной, обилием обугленных растительных остатков, часто хорошей сохранности, аттрит на плоскостях наложения.

Основные признаки фации АПР

Это: 1) алевриты, иногда аргиллиты и их переслаивание с более крупнозернистыми осадками; 2) цвет осадков серый (песчаные и крупноалевритовые осадки) и темно-серый (глинистые и мелкоалевритовые осадки); 3) сортировка средняя, часто хорошая (тонкоотмученные глины); 4) уменьшение размера зерен пород вверх по разрезу и в сторону коренного берега; 5) слоистость горизонтально-волнистая, линзовидная – в крупноалевритовых и горизонтальная – в глинистых прослоях; 6) иногда – пресноводная фауна; 7) нарушенные текстуры, особенно на участках произрастания кустарниковой и травяной растительности; 8) аттрит, часто обрывки растений, иногда хорошей сохранности; 9) изредка встречаются небольшие послойные скопления органического вещества растительного ряда; 10) довольно значительное площадное распространение; 11) парагенетическая связь с осадками приустьевой части поймы, иногда с участками ее заболачивания; 12) присутствие в разных участках поймы; 13) залегание ниже угольного пласта континентальных и континентально-морских циклов-парагенезов руслового аллювия; 14) изредка встречаются среди верхней части руслового аллювия и при-

русловой части поймы и ее паводковых вод, с одной стороны, и отложениями болот – с другой; 15) залегание ниже угольного пласта цикла-парагенеза, в который они входят, и выше отложений прирусловой части поймы, иногда – верхней части руслового аллювия в континентальных и континентально-морских циклах-парагенезах; 16) мощность обычно 3–5 м.

11. Фация алеврито-глинистых осадков зарастающих участков застойных и заболачивающихся озерных водоемов поймы рек – АПЗ

Генетические ряды

Тип АПЗ-1. Алевролиты (иногда песчаник мелкозернистый), алеврито-глинистые, с горизонтальной, горизонтально-волнистой и линзовидной слоистостью, подчеркнутой аттритом, обрывками растений, иногда флорой хорошей сохранности, часто – линзы витрена и угли флюидоподобной текстуры.

Тип АПЗ-2. Алевролиты, аргиллиты, иногда углистые, с горизонтальной, редко горизонтально-волнистой слоистостью, подчеркнутый аттритом, обрывками растений, часто флорой хорошей сохранности; присутствуют конкреции сидерита и пирита, иногда линзы витрена и углей, возможны различные текстуры – флюидоподобные, протыкания и др.

Основные признаки фации АПЗ

Это: 1) алевролиты, аргиллиты, мелкопесчаные осадки, алеврито-глинистые; 2) сортировка материала от средней до хорошей; 3) общее, как правило, уменьшение вверх по разрезу размера зерен; 4) окраска осадков темно-серого до почти черного или буровато-черного цвета; 5) горизонтальная, горизонтально-волнистая, то сплошная, то прерывистая, и линзовидная слоистость; 6) слоистость подчеркивается мелкими обрывками растений, аттритом; 7) часто встречается флора (листовая) хорошей сохранности; 8) присутствие конкреций сидерита послойного или желвакового типа; 9) мелкие линзы витрена и углей, часто глинистых; 10) встречаются следы жизнедеятельности илоядных животных; 11) наличие различных нарушенных текстур – флюидоподобных, оползания, взмучивания, протыкания (следы корешков растений) и др.; 12) тесная парагенетическая связь с осадками других типов поймы (АПР, АПВ и др.), а также с почвенными образованиями – озерно-болотными отложениями; 13) залегание ниже угольных пластов и почвенных образований континентального и континентально-морского циклов-парагенезов; 14) мощность обычно 2–3, редко 5 м.

IV.3. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УСЛОВИЙ НАКОПЛЕНИЯ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В заключение характеристики генетических и фациальных типов аллювиальных (речных) отложений следует отметить их своеобразие и уникальное строение. До 30–40-х годов прошлого века многие геологи признавали их де-факто, но только не в ископаемом состоянии. В настоящее время ал-

лювиальные отложения установлены в большом количестве, они имеют широкое распространение в земной коре и с ними связаны многие полезные ископаемые. Отложения этих типов принимают большое участие в строении угленосных формаций. Последние приурочены к низменным плоским участкам побережий крупных и более малых водоемов. В них впадают разные по размеру реки; в пределах их устьев и прилегающих к ним пространств на суше и в дельтовых областях, а также вдоль речных долин и располагаются болота. Это мы имеем в настоящее время, это же имели и в прошлом.

Все угленосные, а также торфяные формации, поскольку они в основании разреза представлены гравийно-песчаными толщами (иногда конгломератами) с эрозионным размывом в основании и залегают на подстилающих отложениях самого различного генезиса, представлены широким комплексом аллювиальных отложений.

Среди руслового аллювия, относимого к мезофазии конгломерато-гравийно-песчаных осадков русел горных и равнинных рек, их приустьевых частей прибрежно-континентальной равнины и морского побережья (русловой аллювий – АР) выделяются четыре фазии.

Осадки *первой фазии* – гравийно-галечниковые осадки русла горных рек (АРГ) – накапливались в условиях неустойчивого речного потока с сильно изменчивым водным режимом горных рек или верховьев крупных равнинных рек, дренировавших окружающие прогибы горные сооружения.

Осадки *второй фазии* – гравийно-песчаных русел крупных равнинных рек прибрежно-континентальной равнины и морского побережья (АРР) являются главной составной частью руслового аллювия и имеют наиболее широкое распространение среди речных отложений угленосных формаций.

Третья фазия – песчаные осадки русла малых рек, протоков и притоков крупных рек прибрежно-континентальной равнины и морского побережья (АРП) – характеризуют условия русел малых рек, а также протоков крупных рек и блуждающих между ними или отдельными их рукавами протоков.

Осадки *четвертой фазии* – алеврито-песчаных осадков приустьевых и устьевых частей русел прибрежно-континентальной равнины и морского побережья (АРУ) свидетельствуют о наличии переходных взаимоотношений между русловыми и пойменными отложениями – прирусловой отмели.

Пойменный аллювий формируется в зависимости от силы водного потока в русле – его осадки более мелкозернистые, чем русловые, и обладают другим водным режимом. Это обычно мелкозернистые песчаники и алевриты, а также глинистые образования с мелкой косой, косоволнистой, штриховатой, сплошной и прерывистой слоистостью, которая подчеркивается разным количеством аттрита, глинистого материала, иногда линзами витрина. Встречаются прослои и линзы заболачивающихся водоемов, особенно верхних частей отшнурованных меандр-озер [16, 17], мелкие озера среди современных болот (хеммок-болота Эверглейдс – п-ов Флорида [110], современные болота Воркутинского бассейна [116] и др.).

Пойменные отложения относятся ко второй мезофазии речного аллювия – глинисто-алеврито-песчаных осадков поймы равнинных рек прибрежно-континентальной равнины и морского побережья (АП). Они перекрывают русловую аллювий и составляют неотъемлемую часть речной долины, включая самые истоки рек, где они практически отсутствуют. Пойменный

аллювий широко, хотя и неравномерно, развит, что зависит от его положения в данный момент времени в общей палеогеографической схеме региона. Среди пойменного аллювия, достигшего рекой своего профиля равновесия, выделяются также четыре фации.

Первая фация характеризует накопление алевритовых и песчаных осадков прирусловой части поймы рек (АПП).

Вторая фация – алеврито-глинистых и песчаных осадков паводковых и временных водоемов внутренних частей поймы рек (АПР) – представлена не повсеместно, а локально, в виде осадков озерных водоемов.

Третья и четвертая фации – песчано-алеврито-глинистых осадков зарастающих, часто проточных стариц и озерных водоемов поймы рек (АПВ) и алеврито-глинистых осадков зарастающих участков застойных и заболачивающихся озерных водоемов поймы рек (АПЗ) – представляют собой заключительный этап формирования речного аллювия. Только место их положения в разрезе позволяет говорить об их принадлежности к тому или иному участку аккумуляции осадков. Старичные отложения залегают среди верхних горизонтов руслового аллювия и перекрываются отложениями прирусловой части поймы, а осадки вторичных водоемов поймы подстилаются отложениями прирусловой части поймы – фация (АПЗ).

* * *

В заключение следует обратить внимание на общее строение разрезов угленосных бассейнов и месторождений. Они представляют собой чередование циклов-обстановок осадко- и торфонакопления, преимущественно континентальных, но могут состоять из чередования полного набора циклов-обстановок осадко-торфонакопления от типично континентальных до разного типа морских. Это связано с постоянно меняющимся рельефом во времени и на площади (см. рис. 6–10).

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ФАЦИАЛЬНЫХ ТИПОВ ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ. ГУМИДНЫЙ ТИП СЕДИМЕНТАЦИИ

V.1. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Озерные терригенно-глинистые отложения водоемов аллювиальной, аллювиально-дельтовой и прибрежно-континентальной равнины и морского побережья, так же как и аллювиальные отложения, очень широко развиты. Они, как правило, сопровождают аллювиальные осадки и, чем их больше в пределах речной долины и в междуречных пространствах побережья, тем они более разнообразны и имеют повышенную мощность (фототабл. XI–XIII, см. вкл.).

V.2. ХАРАКТЕРИСТИКА ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

ГРУППА (В) ТЕРРИГЕННЫХ ОСАДКОВ
ОЗЕРНЫХ ВОДОЕМОВ АЛЛЮВИАЛЬНОЙ,
АЛЛЮВИАЛЬНО-ДЕЛЬТОВОЙ
И ПРИБРЕЖНО-КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ
РАВНИН МОРСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ – О

ПОДГРУППА (В-1) АЛЕВРИТО-ГЛИНИСТЫХ ОСАДКОВ
СЛАБО ПОДВИЖНОГО ПРИБРЕЖНОГО МЕЛКОВОДЬЯ
ОЗЕРНЫХ ВОДОЕМОВ АЛЛЮВИАЛЬНО-ДЕЛЬТОВОЙ
И АЛЛЮВИАЛЬНОЙ РАВНИН МОРСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ – ОР

*12. Фация глинисто-алевритовых осадков подвижного
прибрежного мелководья озерных водоемов приустьевой
и устьевой частей аллювиально-дельтовой равнины – ОРП*

Генетические типы

Тип ОПР-1. Аргиллит и алевролит мелкозернистые, темно-серого, иногда почти черного цвета, с тонкой то слабой, то хорошо выраженной горизонтальной слоистостью, иногда с конкрециями сидерита, аттитом, часто

обугленными листьями хорошей сохранности, пресноводной, возможно осолоненной фауной, водорослями.

Тип ОРП-2. Алевролиты глинистые, темно-серые, с горизонтальной и линзовидной слоистостью, характерно обилие обрывков растений, аттрита, редко с листовой флорой хорошей сохранности, пресноводной осолоненной фауной, водорослями.

Основные признаки фации ОРП

Это: 1) в основном алеврито-глинистые осадки; 2) средняя, иногда хорошая сортировка материала; 3) серая и темно-серая окраска пород, которая по мере приближения к угольному пласту сменяется бурой до почти черной; 4) горизонтальная, горизонтально-волнистая и линзовидная слоистость; 5) обилие обугленных растительных остатков, в том числе листовой флоры хорошей сохранности, а также аттрита; 6) уменьшение их количества вверх по разрезу от угольных пластов; 7) возможно присутствие остатков пресноводной, иногда осолоненной или солоноватоводной фауны; 8) минеральные выделения в виде мелких кристалликов и конкреций сидерита; 9) локальное и площадное распространение; 10) непосредственное залегание выше угольных пластов или осадков побережья; 11) постепенный переход вверх по разрезу и по простирацию в отложения других смешанных озерных фаций – ОРД, ОПО и др.; 12) как правило, отчетливый контакт с угольными пластами; 13) залегание в кровле угольных пластов континентальных циклов-парагенезов; 14) мощность обычно от 1–1,5 до 2–3 м.

13. Фация песчано-алевритовых, часто глинистых осадков, слабо подвижного мелководья озерных водоемов речных долин аллювиальной равнины – ОРД

Генетические типы

Тип ОРД-1. Алевролиты, часто песчаник мелкозернистый, алеврито-глинистый, с горизонтально-волнистой и линзовидной слоистостью, подчеркнутой обрывками растений и аттритом, возможно, пресноводной фауной, водорослями.

Тип ОРД-2. Песчаник мелкозернистый, алеврито-глинистый, с горизонтально-волнистой и линзовидной, иногда мелкой косой штриховатой слоистостью, подчеркнутой аттритом, возможно, пресноводной фауной и водорослями.

Основные признаки фации ОРД

Это: 1) песчано-алевритовые, алеврито-песчаные, часто глинистые осадки; 2) средняя сортировка материала; 3) серая и темно-серая окраска; 4) горизонтальная, горизонтально-волнистая и линзовидная слоистость; 5) песчаные прослои с мелкой косой штриховатой слоистостью; 6) слоистость подчеркивается обрывками стеблей и листьев древесных растений, а также аттритом; 7) возможны остатки пресноводной, а также опресненной фауны и водорослей; 8) иногда в глинистых разностях осадков встречаются мелкие прослои, линзы и конкреции сидерита; 9) как правило, локальное площадное

распространение и переход в смежные осадки озерных фаций – ОПМ, ОПО и др.; 10) залегание выше угольных пластов, иногда непосредственно их перекрывают; 11) залегание в верхней части (над угольным пластом) континентальных циклов-парагенезов; 12) мощность обычно от 1,5 до 1,8–2,7 м.

**ПОДГРУППА (В-2) ГЛИНИСТО-АЛЕВРИТОВЫХ
И ПЕСЧАНЫХ ОСАДКОВ ПРИБРЕЖНОГО МЕЛКОВОДЬЯ
ОЗЕРНЫХ ВОДОЕМОВ ПРИБРЕЖНО-КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ
РАВНИНЫ МОРСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ – ОП**

**14. Фация глинисто-алевритовых осадков прибрежного мелководья
озерных водоемов междельтовых участков морского побережья
прибрежно-континентальной равнины – ОПМ**

Генетические типы

Тип ОПМ-1. Аргилит и алевролиты темно-серого цвета, с тонкой горизонтальной, иногда линзовидной слоистостью, часто листовой флорой, обрывками растений и аттритом, пресноводной, возможно, осолоненной фауной, водорослями.

Тип ОПМ-2. Алевролиты темно-серого цвета, с тонкой горизонтальной, реже горизонтально-волнистой и линзовидной слоистостью, обугленными обрывками растений и аттритом, пресноводной или солоноватоводной фауной, водорослями.

Основные признаки фации ОПМ

Это: 1) алевролитовые, часто алевроито-глинистые и глинисто-алевритовые осадки; 2) окраска в основном темно-серого, иногда почти черного цвета; 3) средняя сортировка материала; 4) горизонтальная, реже горизонтально-волнистая и линзовидная слоистость; 5) листовая флора хорошей сохранности, обрывки растений и аттрит; 6) слоистость подчеркивается листьями и обрывками растений, а также аттритом; 7) остатки пресноводной, часто осолоненной или солоноватоводной фауны и водорослей; 8) конкреции и мелкие линзы сидерита; 9) локальное распространение; 10) фациальный переход в отложения смежных фаций – ОПП, ОПО и др.; 11) залегание выше угольных пластов или отложений, их заменяющих; 12) приуроченность к континентальным циклам-парагенезам; 13) мощность обычно от 2–3 до 4–4,5 м.

**15. Фация песчаных осадков прибрежного мелководья
озерных водоемов внутренних участков
прибрежно-континентальной равнины – ОПП**

Генетические типы

Тип ОПП-1. Песчаник мелкозернистый, алевролиты серые, часто темно-серые, сортировка средняя, с горизонтальной линзовидной, иногда горизонтально-волнистой и мелкой косой штриховатой слоистостью, нарушенными текстурами, растительными остатками, аттритом, возможны водоросли.

Тип ОПП-2. Песчаник мелко-, часто более среднезернистый, иногда встречаются алевролиты глинистые, серые и темно-серые, сортировка сред-

няя, иногда плохая, с горизонтальной и горизонтально-волнистой, участками линзовидной и мелкой косоволнистой слоистостью, редкой пресноводной фауной, нарушенными текстурами, растительными остатками и аттритом.

Основные признаки фации ОПП

Это: 1) глинисто-алевритовые и песчаные осадки; 2) сортировка осадков в основном средняя, может колебаться участками от плохой до хорошей; 3) цвет серый и темно-серый, исключение – почти до черного; 4) горизонтальная, горизонтально-волнистая и линзовидная, а в песчаниках – мелкая косая штриховатая и косоволнистая слоистость; 5) нарушенные разнообразные текстуры взмучивания и т.п.; 6) растительные остатки как хорошей сохранности, так и обрывки, аттрит; 7) слоистость подчеркивается растительными остатками и многочисленным аттритом; 8) редко – пресноводная фауна и водоросли; 9) конкреции сидерита (тип ОПП-1); 10) локальное распространение; 11) фациально замещаются как по площади, так и по разрезу осадками озерных фаций – ОПМ, ОСО и др.; 12) залегание выше угольных пластов или отложений, их заменяющих; 13) располагаются в верхней и нижней частях аллювиально-озерно-болотных циклов-парагенезов; 14) мощность обычно от 2,5–3,0, иногда до 4,5–5,5 м.

ПОДГРУППА (В-3) ПЕСЧАНЫХ ОСАДКОВ ЦЕНТРАЛЬНЫХ И СМЕЖНЫХ ЧАСТЕЙ ОЗЕРНЫХ ВОДОЕМОВ ПРИБРЕЖНО-КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ РАВНИНЫ И МОРСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ – ОС

16. Фация горизонтально-волнистого переслаивания глинисто-алевролитовых и песчаных мелкозернистых осадков подвижного мелководья озер прибрежно-континентальной равнины и морского побережья – ОСО

Генетические типы

Тип ОСО-1. Тонкое переслаивание (до 2 см) аргиллитов и алевролитов, горизонтальное переслаивание подчеркнуто аттритом.

Тип ОСО-2. Мелкое переслаивание (от 2 до 5 см) аргиллитов и алевролитов, горизонтальное, горизонтально-волнистое, иногда линзовидное, подчеркнутое аттритом.

Тип ОСО-3. Горизонтально-волнистое переслаивание (от 5 до 10 см) алевролитов и песчаников мелкозернистых; песчаники с мелкой косоволнистой и штриховатой, алевролиты с горизонтально-волнистой слоистостью, подчеркнутой обрывками растений и аттритом.

Основные признаки фации ОСО

Это: 1) глинисто-алевритово-песчаные осадки; 2) разное по размеру горизонтально-волнистое переслаивание (мощности слоев от 0 до 10 см); 3) средняя сортировка; 4) серая (песчаный материал), темно-серая (алеврито-глинистый материал) окраска; 5) текстуры взмучивания, оползания, протыкания и др.; 6) горизонтальная, горизонтально-волнистая, иногда линзовидная слоистость; 7) обрывки растений и аттрит; 8) редкие корешки травяной

растительности; 9) возможна пресноводная фауна, обломки раковин, иногда детрит; 10) региональное, часто локальное распространение; 11) непосредственное залегание ниже почвенных и подпочвенных образований; 12) постепенный переход в отложения смежных озерных фаций – ОПМ и др.; 13) залегание в средней и верхней частях континентальных циклов-парагенезов; 14) мощность обычно от 2–3 до 4,0 м.

17. Фация песчаных осадков сильно подвижного открытого мелководья и относительного глубоководья озер прибрежно-континентальной равнины и морского побережья (малые аккумулятивные формы-дельты, подводные валы и др.) – ОС
Генетические типы

Тип ОСМ-1. Алеврит крупозернистый, песчаник мелкозернистый, с горизонтальной, горизонтально-волнистой и линзовидной слоистостью, обрывками растений и аттритом, возможны – остатки осолоненной фауны и их отпечатки, а также детрит.

Тип ОСМ-2. Песчаники средне- и крупнозернистый, редко гравелит мелкозернистый, с мелкой и крупной косой одно- и разнонаправленной выклинивающейся и сходящейся слоистостью, растительным аттритом, часто крупными обломками древесины.

Тип ОСМ-3. Песчаники мелко- и среднезернистый, с мелкой косой штриховатой, участками горизонтальной прерывисто-волнистой слоистостью, обилием обрывков растений и аттрита.

Основные признаки фации ОСМ

Это: 1) в основном песчаные, редко мелкогравийные и в подчиненном количестве алевритовые осадки; 2) сортировка средняя, которая в отложениях может быть несколько лучше; 3) общее увеличение размерности зерен к его средней части; 4) серая, редкая темно-серая и светло-серая окраска пород; 5) мелкая (в верхней части) и крупная, чаще разнонаправленная, выклинивающаяся сходящаяся слоистость, в отдельных прослоях – мелкая косая штриховатая и горизонтально-волнистая слоистость; 6) обилие обугленного аттрита, часто встречаются и мелкие обломки витренизированной древесины; 7) возможны остатки фауны в прибрежных озерах – солоноватоводной, на остальных площадях – пресноводной, их отпечатки и детрит; 8) локальное распространение; 9) постепенный переход, иногда отчетливый и еще реже – резкий контакт (тип ОСМ-2) со следами размыва с подстилающими типами озерных осадков; 10) залегание в средней части озерных континентальных циклов-парагенезов; 11) мощность обычно от 4,4–6,0 до 10–15 м, редко больше.

18. Фация алеврито-песчаных осадков, иногда их горизонтальное пологоволнистое переслаивание, присутствие проточных участков в зарастающих озерных водоемах прибрежно-континентальной равнины и морского побережья – ОСЗ
Генетические типы

Тип ОСЗ-1. Песчаник мелко-среднезернистый, алевролит крупнозернистый с горизонтально-волнистой и линзовидной слоистостью, текстурами взмучивания и оползания, обилием обугленных обрывков растений и аттрита.

Тип ОСЗ-2. Пологоволнистое переслаивание осадков аргиллита до песчаника мелко- и среднезернистого (до 10 см) с текстурами взмучивания и оползания, с обилием обугленного аттрита (песчаники с мелкой косой штриховатостью и горизонтальной волнистой слоистостью).

Основные признаки фации ОСЗ

Это: 1) глинисто-алеврито-песчаные осадки; 2) в целом средняя (тип ОСЗ-2), иногда плохая (тип ОСЗ-1) сортировка материала; 3) темно-серая и серая окраска пород; 4) хорошо выраженная горизонтально-волнистая сплошная и прерывистая слоистость (тип ОСЗ-1) и переслаивание гранулометрических разностей пород (тип ОСЗ-2), где глинистые и мелкоалевритовые прослои обладают горизонтальной волнистой, а крупноалевритовые и песчаные прослои – мелкой косой штриховатой и косоволнистой слоистостью; 5) наличие текстур взмучивания и оползания, нарушающих слоистость; 6) подчеркивание переслаивания многочисленными обугленным аттритом и обрывками растений; 7) локальное, частично, и площадное распространение; 8) постепенный переход в отложения смежных озерных фаций; 9) залегание в любых частях континентальных циклов-парагенезов; 10) мощность обычно 5–10 м.

ПОДГРУППА (В-4) АЛЕВРИТО-ГЛИНИСТЫХ И УГЛИСТЫХ ОСАДКОВ, ИНОГДА АЛЕВРИТОВЫХ, ЗАИЛИВАЮЩИХСЯ ТОРФЯНЫХ БОЛОТ И ЗАБОЛАЧИВАЮЩИХСЯ ОЗЕРНЫХ ВОДОЕМОВ, В ТОМ ЧИСЛЕ САПРОПЕЛЕВЫХ, ПРИБРЕЖНО-КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ РАВНИНЫ И МОРСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ – ОЗ

19. Фация глинистых осадков пресноводных, иногда осадочных зарастающих озерных водоемов прибрежно-континентальной равнины и морского побережья – ОЗП

Генетические типы

Тип ОЗП-1. Аргиллит, иногда алевролит мелкозернистый, со слабо выраженной горизонтально-волнистой слоистостью, пресноводные, иногда слабо осолоненные водоросли озерных водоемов, обрывки растений, аттрит.

Тип ОЗП-2. Алевролиты, аргиллит без видимой слоистости, с пресноводными, часто осолоненными водорослями озерных водоемов, малым количеством обрывков растений и аттритом.

Основные признаки фации ОЗП

Это: 1) глинистые алевролитовые осадки; 2) серая, в основном темно-серая окраска; 3) сортировка средняя; 4) иногда слабо выраженная горизонтальная, горизонтально-волнистая слоистость; 5) слоистость подчеркивается обрывками растений и аттритом; 6) пресноводные водоросли; 7) иногда осолоненные водоросли; 8) локальное распространение; 9) постепенный переход в смежные озерные фации ОСЗ, ОЗЗ и ОЗУ; 10) осадки предшествуют застойным и зарастающим стадиям озерных водоемов; 11) залегают в верх-

ней части континентальных циклов-парагенезов; 12) предшествуют появлению осадков озерно-болотных фаций; 13) мощность обычно не превышает 3–5 м.

20. Фация глинистых и алевроитовых осадков застойных и зарастающих, иногда сапропелевых, озерных водоемов прибрежно-континентальной равнины и морского побережья – ОЗЗ

Генетические типы

Тип ОЗЗ-1. Аргиллит и алевролиты буро-серые, без видимой слоистости, с остроугольно-раковистым изломом, возможно, – сапропелевые водоросли, с обугленным аттритом, иногда редкими мелкими корешками растений, конкрециями пирита, сидерита.

Тип ОЗЗ-2. Алевролиты с многочисленными текстурами флюидоподобными, взмучивания, оползания, протыкания, нарушенной горизонтальной прерывисто-волнистой слоистостью, обилием обрывков растений, аттритом.

Основные признаки фации ОЗЗ

Это: 1) в основном глинисто-алевритовые осадки; 2) в целом плохая, а в отдельных участках средняя его сортировка; 3) темно-серая окраска пород; 4) сложная текстура, образованная сочетанием неправильно-слоистых (нарушенная горизонтально-волнистая и линзовидная слоистость), горизонтальных и горизонтально-волнистых участков; 5) преобладание текстур флюидоподобных, взмучивания, оползания, протыкания, следов жизнедеятельности илоедов и других организмов (тип ОЗЗ-2), иногда отмечается наличие только слабовыраженных неразличимых нарушенных текстур (тип ОЗЗ-1); 6) обилие обугленного аттрита, часто его беспорядочное расположение и редкие корешки травяной и кустарниковой растительности; 7) возможно присутствие сапропелевых водорослей; 8) минеральные выделения в виде конкреций сидерита и пирита; 9) локальное прерывистое распространение; 10) непосредственный и, как правило, постепенный переход вверх по разрезу в почвенные образования, а вниз по разрезу – в отложения фаций ОЗП и др.; 11) залегание в верхних частях континентальных циклов-парагенезов; 12) мощность обычно колеблется от 2–3 до 4,5 м.

21. Фация углистых, алевроито-глинистых осадков, слабо заболачивающихся озерных водоемов и заливающихся участков торфяных болот и сапропелевых озер прибрежно-континентальной равнины морского побережья – ОЗУ

Генетические типы

Тип ОЗУ-1. Аргиллит, алевролиты листовато-углистые, черные и буро-черные, иногда сапропелевые, с горизонтальной и горизонтально-волнистой, иногда линзовидной слоистостью, с обилием линз витрена, часто с листовой флорой хорошей сохранности.

Тип ОЗУ-2. Аргиллит, алевролит мелкозернистый, с горизонтальной слабоволнистой слоистостью, черного цвета, углистые.

Это: 1) в основном глинистые и мелкоалевритовые осадки; 2) их углистость (до 50%); 3) прослой крупноалевритового материала, переполненные линзами витрена; 4) средняя и хорошая, участками плохая сортировка материала; 5) почти черный и темно-бурый цвет осадков; 6) тонкогоризонтальное и листовое сложение; 7) обилие обугленных растительных остатков и атрита, в ряде случаев листовой флоры хорошей сохранности, а также разнообразных водорослей; 8) отсутствие остатков фауны, их отпечатков и детрита; 9) весьма локальное, но часто площадное распространение; 10) отчетливый контакт, реже постепенный переход в почвенные отложения гумусовых и сапропелевых углей; 11) могут встречаться в любых циклах-парагенезах, будучи приурочены к горизонтам развития угольных пластов; 12) мощность обычно 2–3 м.

V.3. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УСЛОВИЙ НАКОПЛЕНИЯ ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Подводя итоги рассмотрения строения и состава озерных отложений, следует отметить, что они характеризуются как большим разнообразием осадков, так и размером площади, которую они занимают. Такие признаки, как правило, имеют ограниченное распространение на каждом данном этапе, отличительно малую мощность осадков каждой фации, слабую отсортированность осадков, наличие большого количества растительных остатков, в том числе и хорошей сохранности, и другие признаки, которые дают первые указания на их мелководное озерное происхождение. Широкий диапазон осадков от аргиллитов, часто углистых, до мелких и даже среднезернистых песчаников, частая смена в разрезе и на площади, присутствие нарушенных слоистых и неслоистых структур и текстур говорят о тех различиях в условиях накопления осадков и неустойчивости режима их накопления, которые возникали и часто сменялись в озерных водоемах или в их отдельных участках.

Аллювиально-дельтовые равнины по сравнению с речными долинами характеризовались устойчивым и длительно существовавшими ландшафтами, которые благоприятствовали произрастанию крупной древесной растительности. Таких условий не было в речных долинах. Частая смена фаций и ландшафтов в результате миграции русел рек не давала возможности длительного существования даже мелким озерным водоемам.

Озерные водоемы, как правило, занимают как крупные, так и мелкие приморские равнины, которые дренируются различными по величине реками. Озерные отложения (в данном случае) подразделяются на четыре мезофации, хотя они не обязательно в каждом угольном бассейне или месторождении должны и могут иметь несколько отличный набор фаций.

Озерные водоемы побережья и речных долин различаются не только своими размерами, но и неодинаковым гидродинамическим режимом водной среды. Одни из них представляли собой мелкие застойные и зарастающие

озера, в которых формировались в основном плохо отсортированные осадки со слабо и плохо выраженными (участками практически отсутствуют совсем) неправильными слоистыми текстурами, осложненными включением большого количества растительного материала, в том числе мелких корешков растений, и другими причинами.

При накоплении в этих озерах осадков широкое развитие получали нарушенные текстуры (преимущественно на конечной стадии развития озера), такие как флюидоподобные, взмучивания, оползания, следы жизнедеятельности илоедов и другие, которые в значительной мере и определяли облик отложений. В этих же или в более крупных озерах имелись и другие зарастающие участки, характеризовавшиеся проточным режимом водной среды. Здесь слоистые текстуры уже преобладали над неслоистыми и приобретали более четкие контуры, хотя все же и оставались большей частью неправильными или нарушенными.

Кроме того, крупные озера не подвергались зарастанию, особенно в ранней и зрелой стадиях своего развития. На их открытых участках в это время накапливались осадки за счет постоянного привноса мелкими реками терригенного материала, из которого формировались мелкие аккумулятивные формы рельефа дна дельты, подводные валы, гряды и т.п. Их осадки характеризуются хорошо выраженными слоистыми текстурами и лучшей (в целом средней) сортировкой материала, отсутствием корневых остатков; а обрывки растений и атрит, как правило, подчеркивают разнообразную (в том числе косую, крупную, часто разнонаправленную, мелкую косую штриховатую) слоистость.

В участках озер, примыкавших к болотам, накапливались темно-бурые, почти черные алеврито-глинистые осадки с тонкой горизонтальной и линзовидной слоистостью, а также растительными остатками хорошей сохранности.

Некоторые, особенно мелкие, озера или отдельные локальные полуизолированные участки более крупных озер обычно в конечную стадию своего существования, еще до общего заболачивания побережья или наземных дельт речных долин, подвергались слабому заболачиванию и усиленному зарастанию с образованием алеврито-глинистых осадков, сильно обогащенных гумусовым, сапропелево-гумусовым и сапропелевым материалом. Кроме того, подобные осадки возникали и при заиливании периферических частей торфяных болот, а также при преобладающем поступлении в сапропелевые озера обломочного материала. Общая мощность в пределах циклов-парагенезов колеблется от 8–9 до 15 м.

**ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ
ФАЦИАЛЬНЫХ ТИПОВ
ОЗЕРНО-БОЛОТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ.
ГУМИДНЫЙ ТИП СЕДИМЕНТАЦИИ**

VI.1. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Озерно-болотные отложения представлены глинистыми и песчаными осадками. Они имеют своеобразные текстуры, сформированные наложенными корневыми образованиями былой древесины растительности, которые придают осадкам комковатость и образуют зеркала скольжения. Эти текстуры наиболее хорошо выражены в верхней части – в почвах, которые вниз по разрезу переходят в подпочвы, а затем породы принимают нормальный осадочный облик. Подстилающими осадками являются пойменные, озерные, лагунные и прибрежно-морские. В целом, размерность осадков зависит от субстрата, на котором развивается болото.

Озерно-болотные осадки обычно неоднородны и зависят от места их положения в палеогеографической схеме болота, где они различаются по осадкам, структурным, текстурным признакам и мощности. Чем дальше от берега болота, обращенного в сторону водного бассейна (озера, лагуны, моря и океаны), тем все более и более почвенные образования, как правило, становятся более грубыми и менее однородными. Имеющиеся среди болот озерные водоемы полностью подчиняются этим закономерностям – чем дальше от устья реки и берега болота, тем более грубые и менее сортированные присутствуют осадки (фототабл. XIV–XVI, см. вкл.).

VI.2. ХАРАКТЕРИСТИКА ОЗЕРНО-БОЛОТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

ГРУППА (Г) ТЕРРИГЕННЫХ ОСАДКОВ ЗАБОЛОЧЕННЫХ ПРИБРЕЖНО-КОТИНЕНТАЛЬНОЙ, АЛЛЮВИАЛЬНО- ДЕЛЬТОВОЙ И АЛЛЮВИАЛЬНОЙ РАВНИН МОРСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ – ОБ

ПОДГРУППА (Г-1) ГЛИНИСТО-АЛЕВРИТО-ПЕСЧАНЫХ ОСАДКОВ ЗАБОЛОЧЕННЫХ ПОЙМ РЕЧНЫХ ДОЛИН И ОЗЕРНО-БОЛОТНЫХ ВОДОЕМОВ АЛЛЮВИАЛЬНО-ДЕЛЬТОВЫХ РАВНИН МОРСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ – ОБРУ

22. Фация глинисто-алевритовых осадков озерно-болотных водоемов приустьевых и устьевых частей рек аллювиально-дельтовой равнины – ОБРУ

Генетические типы

Тип ОБРУ-1. Алевролиты и аргиллит, темно-бурые, в верхней части с остроугольно-раковистым изломом, в остальной – с зеркалами скольжения, корневыми остатками, комковатой текстурой (почва угольного пласта).

Тип ОБРУ-2. Алевролиты, иногда песчаник мелкозернистый, алеврито-глинистый, буровато-пепельный, с зеркалами скольжения, редкие корешки растений (подпочва угольного пласта).

Основные признаки фации ОБРУ

Это: 1) преимущественно глинисто-алевритовые, иногда мелкопесчаные осадки; 2) чаще плохая, чем средняя или хорошая, его сортировка; 3) темно-бурая и буровато-пепельная окраска пород с переходом в темно-серую и серую вниз по разрезу; 4) текстуры протыкания, оползания, флюидоподобные, зеркала скольжения, перепутанные, слабо выраженная комковатая отдельность; 5) многочисленные крупные и мелкие корешки растений; 6) убывание количества корешков сверху вниз по разрезу; 7) появление вниз по разрезу все более четко выраженной слоистой текстуры осадков субстрата, на которых развивались почвенные образования; 8) отсутствие остатков фауны, их отпечатков и детрита; 9) региональное распространение; 10) непосредственное залегание ниже угольных пластов или отложений типа их кровли; 11) постепенный переход вниз по разрезу в отложения поймы и, как правило, отчетливый контакт с угольными пластами или отложениями, их замещающими; 12) залегание в средней части во всех типах циклов-парагенезов; 13) мощность обычно 2–3, редко 4–5 м.

23. Фация песчаных осадков озерно-болотных водоемов речных долин аллювиальной равнины – ОБРД

Генетические типы

Тип ОБРД-1. Песчаник мелкозернистый, иногда среднезернистый, алеврито-глинистый; алевролиты песчано-глинистые, темно-бурые, с комковатой текстурой и корневыми остатками (почва угольного пласта).

Тип ОБРД-2. Песчаники средне-, мелкозернистые, алевроито-глинистые, бурые, со слабо выраженной горизонтально-волнистой прерывистой линзовидной и мелкой косо́й штриховатой слоистостью, остроугольно-раковистым изломом, зеркалами скольжения, редкими корешками растений, нарушенной первичной текстурой (подпочва угольного пласта).

Основные признаки фации ОБРД

Это: 1) в основном, песчаные, как правило, глинистые, иногда алевроито-песчано-глинистые осадки; 2) большая примесь зерен иной размерности, т.е. они разнозернистые; 3) плохая, редко средняя сортировка материала; 4) буровато-пепельная, темно-бурая и темно-серая окраска пород; 5) флюидоподобные текстуры, текстуры взмучивания, оползания, зеркала скольжения, протыкания, перепутанные и др.; 6) одновременное присутствие слоистых текстур, особенно в средней и нижней частях, – горизонтально-волнистой, сплошной и прерывистой, линзовидной, мелкой косо́й штриховатой слоистости (подпочва); 7) относительно многочисленные, в основном мелкие, корешки растений; 8) уменьшение количества корешков сверху вниз по разрезу; 9) обилие обугленных обрывков растений и аттрита, встречаются также растительные остатки хорошей сохранности; 10) как правило, отсутствие остатков фауны, их отпечатков и детрита; 11) региональное распространение; 12) непосредственное залегание ниже угольных пластов или отложений типа кровли угольных пластов; 13) постепенный переход вниз по разрезу в отложения озерных и озерно-болотных водоемов (мезофация ОЗ) или пойменных отложений (мезофация АП); 14) как правило, отчетливый контакт с угольными пластами или отложениями, их замещающими; 15) залегание в подугольной части циклопарагенезов; 16) мощность обычно 1,5–2,5, редко 3–4 м.

ПОДГРУППА (Г-2) ГЛИНИСТО-АЛЕВРИТОВЫХ И ПЕСЧАНЫХ ОСАДКОВ ОЗЕРНО-БОЛОТНЫХ ВОДОЕМОВ МЕЖДЕЛЬТОВЫХ И ВНУТРЕННИХ УЧАСТКОВ ПРИБРЕЖНО-КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ РАВНИНЫ МОРСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ – ОБЗ

24. Фация глинисто-алевритовых, иногда песчаных осадков озерно-болотных водоемов междельтовых участков морского побережья, прибрежно-континентальной равнины – ОБЗМ

Генетические типы

Тип ОБЗМ-1. Аргиллиты, алевролиты, темно-бурые, с комковатой текстурой, иногда со слабовыраженной горизонтально-волнистой и линзовидной слоистостью, корневыми остатками (почва угольного пласта).

Тип ОБЗМ-2. Алевролиты, песчаник мелкозернистый, бурые, часто со слабовыраженной нарушенной горизонтально-волнистой слоистостью, флюидоподобными текстурами и редкими корневыми остатками (подпочва угольного пласта).

Основные признаки фации – ОБЗМ

Это: 1) в основном, песчано-алевритовые осадки; 2) плохая, иногда средняя сортировка; 3) темно-бурая и буровато-пепельная окраска осадков, переходящая в темно-серую и серую вниз по разрезу; 4) флюидоподобные текс-

туры, текстуры взмучивания, оползания, протыкания, комковатая отдельность, раковистый излом; 5) многочисленные крупные и мелкие корешки растений; 6) уменьшение количества корешков растений вниз по разрезу; 7) появление вниз по разрезу все более четко выраженной слоистой текстуры субстрата, на котором развивались почвенные образования; 8) отсутствие остатков фауны, их отпечатков и детрита; 9) региональное распространение; 10) непосредственное залегание ниже угольных пластов или отложений их кровли; 11) постепенный переход вниз по разрезу в отложения морского прибрежного мелководья (залив, лагуна) и, как правило, отчетливый контакт с угольными пластами; 12) залегание в средней части континентально-морских, озерных и в нижней части подстилающих аллювиально-прибрежно-морских и морских циклов-парагенезов; 13) мощность обычно от 1,5 до 3–4 м.

**25. Фация алеврито-глинистых осадков озерно-болотных водоемов
внутренних междолинных участков
прибрежно-континентальной равнины – ОБЗВ**

Генетические типы

Тип ОБЗВ-1. Аргиллит, алевролиты темно-бурые, с комковатой текстурой, зеркалами скольжения, со слабовыраженной горизонтально-волнистой и линзовидной слоистостью, корневыми остатками (почва угольного пласта).

Тип ОБЗВ-2. Аргиллит, алевролиты, песчаник мелкозернистый, бурые, плохо сортированные за счет перемыва нижележащих осадков, с редкими корешками растений (подпочва угольного пласта).

Основные признаки фации – ОБЗВ

Это: 1) в основном глинистые, часто алевролитовые, иногда мелкопесчаные осадки; 2) в целом его сортировка средняя, хотя она может меняться от плохой до хорошей; 3) темно-бурая и буровато-пепельная окраска пород, сменяющаяся вниз по разрезу темно-серой и серой; 4) одновременное присутствие как неслоистых, так и слоистых текстур при преобладающем развитии первых; 5) неслоистые текстуры – флюидоподобные, комковатые, протыкания, оползания, взмучивания и другие, остроугольный раковистый излом; 6) слоистые текстуры: горизонтальная – сплошная и прерывисто-волнистая, линзовидная, часто возникшие в ходе процесса заболачивания, когда еще продолжалось накопление осадков за счет перемыва осадков побережья; 7) многочисленные крупные и мелкие корешки растений; 8) уменьшение количества корешков вниз по разрезу; 9) отсутствие остатков фауны, их отпечатков и детрита; 10) региональное распространение; 11) непосредственное залегание ниже угольных пластов или отложений типа их кровли; 12) постепенный переход вниз по разрезу в отложения озерных и заливно-лагунных водоемов, иногда в пойменные и прибрежно-морские; 13) как правило, отчетливый контакт с угольными пластами или отложениями, их замещающими; 14) залегание в средней части континентальных и континентально-морских и в нижней части циклов-парагенезов; 15) колебание мощности обычно в пределах 2–4 м.

VI.3. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УСЛОВИЙ НАКОПЛЕНИЯ ОЗЕРНО-БОЛОТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Под озерно-болотным бассейном осадконакопления автор понимает прибрежно-континентальную низменную плоскую равнину, располагающуюся на побережье крупных (бассейн) или мелких (месторождение) морских и континентальных водоемов. Стержнем этой низменной равнины служит, как правило, крупная река с тем или иным количеством притоков. Механизмом развития такого бассейна является изменение уровня седиментации, который в процессе трансгрессий и регрессий в результате опускания территории формирует почвенные и подпочвенные образования.

Наряду с незначительным накоплением осадков и относительным выравниванием территории низменности, площадь которой увеличивалась за счет регрессии озерно-болотного бассейна, появляется растительность, формирующая после отмирания торфяное болото. Поэтому здесь почвы и подпочвы возникали в основном за счет переработки верхней части ранее накопившихся прибрежно-морских отложений и пойменного аллювия приустьевых и устьевых частей речной долины.

Почвенные образования различаются в зависимости от места их образования. Одни из них накапливаются в устьях и приустьевых частях речной долины (фация ОБРУ) и за ее пределами на берегу междельтовых пространств (фация ОБЗМ). Здесь они представлены алеврито-глинистым материалом. Почвенные образования более грубого состава располагаются в областях, отстоящих на некотором удалении, ближе к области питания как в речной долине (фация ОБРД), так и за ее пределами (фация ОБЗМ). Однако размерность пород почвенных образований может быть иной, в зависимости от конкретной палеогеографии и типов осадков, окружающих озерно-болотные водоемы. Общая мощность колеблется от 2–3 до 5–6 м.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ФАЦИАЛЬНЫХ ТИПОВ МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ. ГУМИДНЫЙ ТИП СЕДИМЕНТАЦИИ

VII.1. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

По сравнению с охарактеризованными континентальными отложениями – элювиальными, делювиальными, пролювиальными, озерными, озерно-болотными – морские отложения принимают незначительное участие в строении современных торфоносных и угленосных формаций. Их участие более значительно в древних угленосных формациях, и оно постепенно уменьшается вверх по разрезу. В свою очередь, основная масса осадков приходится на отложения зоны прибрежно-морского мелководья – это мезофа-ция МЛ. Редко появляются отложения мезофа-ции МП, особенно в верхнем возрастном интервале (рис. 11–13; фототабл. XVII–XXIII, см. вкл.).

VII.2. ХАРАКТЕРИСТИКА МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

ГРУППА (Д) ТЕРРИГЕННЫХ И КАРБОНАТНЫХ
ОСАДКОВ ПРИБРЕЖНО-МОРСКИХ (ПОДВОДНАЯ ДЕЛЬТА,
ЛАГУНЫ, ВНУТРЕННИЙ И ВНЕШНИЙ ШЕЛЬФЫ)
И УДАЛЕННЫХ ГЛУБОКОВОДНЫХ
УЧАСТКОВ МОРСКОГО БАССЕЙНА – М

ПОДГРУППА (Д-1) АЛЕВРИТО-ГЛИНИСТЫХ
И КАРБОНАТНЫХ ОСАДКОВ ВНУТРЕННЕГО ШЕЛЬФА,
ВКЛЮЧАЯ ЛАГУНЫ, ПРИБРЕЖНОЕ, СЛАБО ПОДВИЖНОЕ
МЕЛКОВОДЬЕ МОРСКОГО БАССЕЙНА – МЛ

**26. Фа-ция глинистых осадков прибрежных частей заливов
и лагун – МЛП (закрытое побережье, часто лагуны)**

Генетические типы

Тип МЛП-1. Аргиллит, алевролит мелкозернистый, от серого до черного цвета, с тонкой горизонтальной слоистостью, флорой хорошей сохранности (листовая флора), обугленным атритом, солоноватоводной фауной (*Linqula* и др.), конкрециями сидерита.

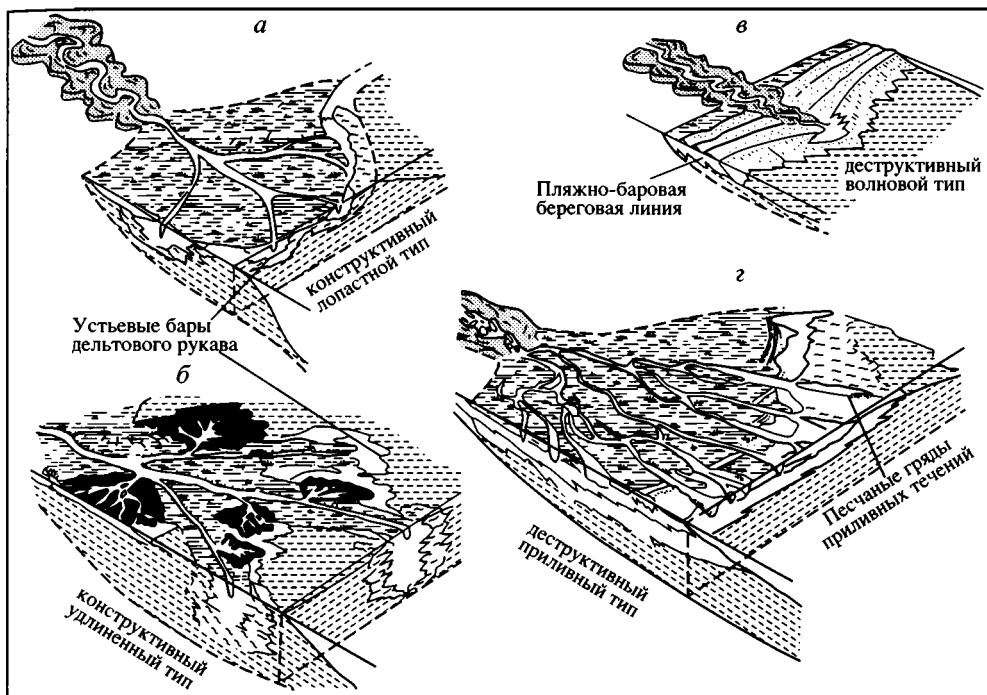


Рис. 11. Типы конструктивных (а, б) и деструктивных (в, г) дельт по определению Фишера и Брауна с соавторами [62, 149]

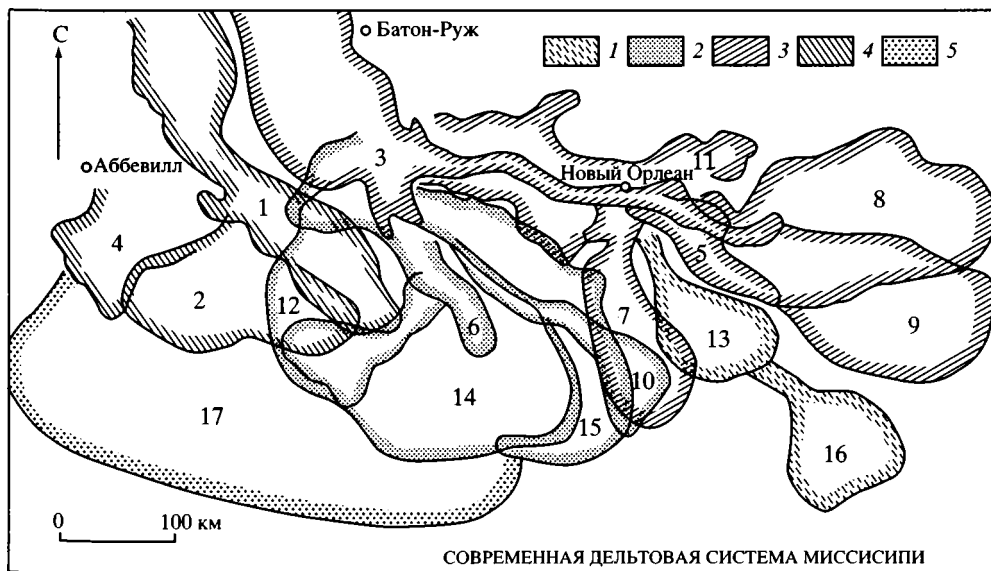


Рис. 12. Дельтовые комплексы и лопасти досовременных и современных дельт р. Миссисипи [62, 149]

1 – современный дельтовый комплекс Планминс – лопасти 16, 13; 2 – дельтовый комплекс Лафурш – лопасти 15, 14, 12, 10, 6; 3 – дельтовый комплекс Сент-Бернард – лопасти 11, 9, 8, 7, 5, 3; 4 – дельтовый комплекс Теше – лопасти 4, 2, 1; 5 – дельтовый комплекс Марингойн – пластообразные древние пески фронта дельты р. Миссисипи – 17

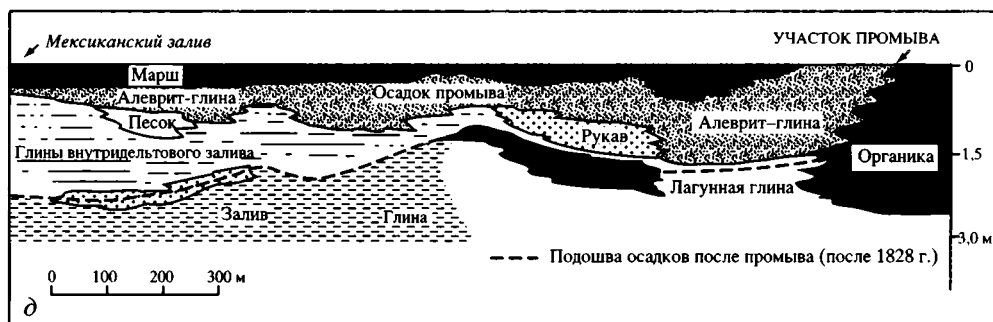
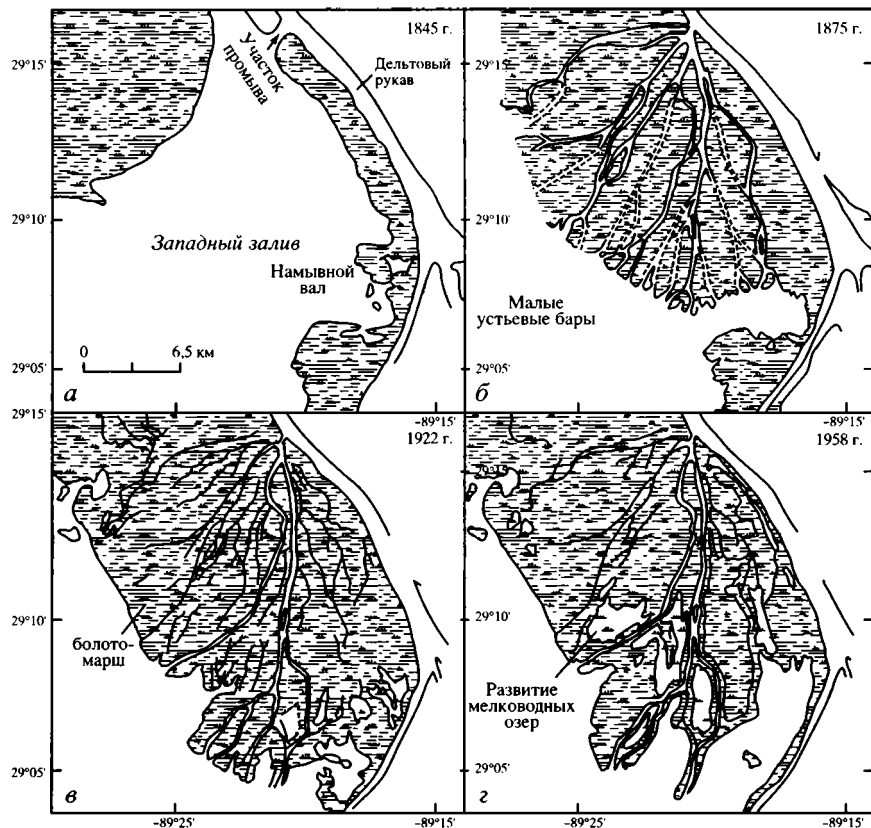


Рис. 13. Развитие субдельты в бухте Уэст-Бей, дельта р. Миссисипи и ее фациальная модель [62, 149]

а – условия открытого залива сразу после образования промоины; *б* – продвижение сочетания малый устьевой бар – канал промыва; *в* – время максимального продвижения; *з* – отмирание; *д* – поперечный разрез современной дельты р. Миссисипи

Тип МЛП-2. Аргиллит, алевролит мелкозернистый, темно-серый, с тонкой горизонтальной слоистостью, солоноватоводной фауной, иногда листовой флорой хорошей сохранности и конкрециями сидерита.

Основные признаки фации МЛП

Это: 1) в основном глинистые и алевроито-глинистые осадки; 2) отсутствие тонкоотмученных аргиллитов и алевролитов; 3) в целом средняя, иногда хорошая сортировка материала; 4) зеленовато-серая, темно-серая и участками почти черная (в кровле пласта угля) окраска осадков; 5) тонкая горизонтальная слоистость, выраженная то слабо, то хорошо, сменяющаяся вверх по разрезу горизонтально-волнистой и линзовидной; 6) слоистость подчеркивается тем или иным количеством обугленных растительных остатков и аттитом; 7) присутствие обугленных стеблей и листовой флоры хорошей сохранности; 8) наличие в ряде случаев скоплений солоноватоводной фауны (тип МЛП-1); 9) иногда встречаются конкреции или слабо выраженные прослои темно-бурого цвета, представленные сидеритом, сферосидеритом; 10) более или менее выдержанное площадное распространение; 11) постепенный переход в отложения других морских фаций и, как правило, отчетливый контакт с угольными пластами; 12) непосредственное залегание выше угольных пластов в аллювиально-прибрежно-морских, прибрежно-морских и морских циклах-парагенезах; 13) мощность, обычно не превышающая 3–5 м, редко больше.

27. Фация глинисто-карбонатных осадков прибрежной части морского бассейна шельфа и прибрежного мелководья лагун – МЛО

Генетические типы

Тип МЛО-1. Известняки, как правило, глинистые, серые и темно-серые, с горизонтальной, горизонтально-волнистой и линзовидной слоистостью, подчеркнутой аттитом, возможны линзы витрена, слабо битуминозные.

Тип МЛО-2. Известняки, как правило, темно-серые, возможно, доломиты, с прослоями алевролитов мелкозернистых, включением солоноватоводной фауны и их детритом.

Основные признаки фации МЛО

Это: 1) карбонатные и глинистые осадки; 2) прослои алевроито-глинистого материала; 3) серый и темно-серый цвет; 4) иногда органогенная структура; 5) в целом средняя сортировка материала; 6) то слабо, то несколько лучше выраженная горизонтальная, горизонтально-волнистая и линзовидная слоистость; 7) иногда включения небольших линз витрена; 8) на плоскостях наложения – аттит; 9) как правило, солоноватоводная фауна; 10) локальное, участками относительно более широкое распространение; 11) постепенный переход в осадки смежных фаций – МЛП, МЛЗ и др.; 12) залегание в надугольной части аллювиально-прибрежно-морских и прибрежно-морских циклов-парагенезов; 13) мощность в среднем 5–6 м, редко до 8–10 м.

28. Фация алевроито-глинистых осадков слабо подвижных вод внутреннего шельфа прибрежно-морского мелководья, в том числе иногда заливов и лагун – МЛЗ

Генетические типы

Тип МЛЗ-1. Алевролиты глинистые, аргиллит с тонкой горизонтальной и горизонтально-волнистой слоистостью, участками линзовидной, обрывками растений, морской фауной, редким детритом и аттритом.

Тип МЛЗ-2. Аргиллит, алевролиты с тонкой горизонтальной слоистостью и железисто-карбонатными включениями.

Основные признаки фации МЛЗ

Это: 1) глинистые и алевроитовые осадки; 2) в целом средняя, участками хорошая сортировка материала; 3) зеленовато-серая и темно-серая окраска осадков; 4) тонкая горизонтальная, участками линзовидная слоистость; 5) незначительное количество мелкого детрита и обугленного аттрита, приуроченного, в основном, к верхней части горизонтальных слоев; 6) относительно локальное распространение; 7) постепенный переход в отложения смежных прибрежно-морских фаций; 8) залегание в надугольной части аллювиально-прибрежно-морских и прибрежно-морских циклов-парагенезов; 9) колебание мощности обычно от 2–3 до 6–8, но в среднем 4–5 м.

ПОДГРУППА (Д-2) АЛЕВРИТО-ПЕСЧАНЫХ ОСАДКОВ ВНЕШНЕГО ШЕЛЬФА ПОДВИЖНОГО И СИЛЬНО ПОДВИЖНОГО МЕЛКОВОДЬЯ МОРСКОГО БАСЕЙНА – МП

29. Фация переслаивания глинисто-алеврито-песчаных осадков внешнего шельфа подвижного прибрежного мелководья морского бассейна – МПМ

Генетические типы

Тип МПМ-1. Алевролиты, иногда песчаник мелкозернистый, с горизонтально-волнистой прерывистой и линзовидной слоистостью, прослоями их переслаивания, аттритом.

Тип МПМ-2. Тонкое (до 2 см) и мелкое (до 5 см) горизонтальное полого-волнистое переслаивание от аргиллита до песчаника мелкозернистого, с нарушенными слоистыми текстурами, аттритом.

Тип МПМ-3. Крупное (до 10 см) горизонтальное пологоволнистое переслаивание алевролитов с мелко- и среднезернистыми песчаниками, с нарушенными текстурами, с аттритом.

Основные признаки фации МПМ

Это: 1) глинисто-алевритовые мелко-, иногда среднепесчаные осадки; 2) в целом средняя сортировка материала; 3) серая, светло-серая и темно-серая окраска осадков; 4) чередование осадков от аргиллита до песчаника мелко- и среднезернистого с прослоями тонкого, мелкого и крупного их переслаивания; 5) горизонтальное, горизонтально-волнистое тонкое и мелкое их переслаивание, мелкая косая выполаживающаяся слоистость внутри отдельно чередующихся песчаных слоев (крупное переслаивание); 6) наличие нару-

шенных текстур, особенно среди отложений с крупным переслаиванием; 7) подчеркивание переслаивания и слоистости внутри слоев тем или иным количеством обугленного аттрита; 8) локальное распространение; 9) залегание в надугольной части континентально-морских и морских циклов-парагенезов; 10) мощность обычно до 2–3 м.

30. Фации песчаных осадков открытых участков внешнего шельфа сильно подвижного морского мелководья – отложения аккумулятивных форм (баров, подводных валов, кос, пересытей и т.д.) – МПБ

Генетические типы

Тип МПБ-1. Песчаник средне- и крупнозернистый, иногда мелкозернистый, с косой крупной, иногда мелкой, в основном однонаправленной выклинивающейся и взаимосрезающейся слоистостью.

Тип МПБ-2. Песчаник мелко- и среднезернистый, иногда алевролит крупнозернистый, с косой крупной и мелкой, в основном однонаправленной выклинивающейся и взаимосрезающейся сходящейся слоистостью, часто с включением неокатанных обломков алевроито-глинистых пород.

Основные признаки МПБ

Это: 1) в основном песчаные и частично крупноалевритовые осадки; 2) в целом средняя, часто хорошая сортировка материала; 3) серая и светло-серая окраска осадков; 4) косая крупная и мелкая, в основном однонаправленная выклинивающаяся и взаимосрезающаяся сходящаяся слоистость; 5) переход вверх и вниз по разрезу крупной косой в мелкую косую и далее в мелкую косую штриховатую и косоволнистую слоистость; 6) присутствие прослоев с мелкой штриховатой, косоволнистой и горизонтальной волнистой слоистостью; 7) многоярусное взаимосрезающееся выклинивающееся расположение косых серий; 8) подчеркивание слоистости в основном мелким обугленным аттитом, иногда морской фауной и детритом; 9) эпизодические включения неокатанных обломков алевроито-глинистых пород с почти ненарушенной первичной текстурой; 10) незначительное, в большей мере линейное, распространение; 11) постепенные переходы вверх и вниз по разрезу в отложения других морских фаций; 12) залегание в надугольной части континентально-морских и морских циклов-парагенезов; 13) мощность обычно 3–5 м, редко больше.

ПОДГРУППА (Д-3) ПЕСЧАНЫХ ОСАДКОВ СИЛЬНО ПОДВИЖНОГО ОТКРЫТОГО ВОДНОГО ПРОСТРАНСТВА МОРСКОГО БАССЕЙНА – МС

31. Фация песчаных осадков открытого, сильно подвижного приустьевого мелководья морского бассейна – отложения центральной части подводной дельты – МСД

Генетические типы

Тип МСД-1. Песчаник, редко среднезернистый, иногда алевролит крупнозернистый, с мелкой косой выполаживающейся и крупной перекрестно-волнистой, участками косоволнистой и горизонтальной прерывисто-волнистой слоистостью.

Тип МСД-2. Песчаники средне- и крупнозернистый, крупнозернистый, иногда гравелит мелкозернистый, с косой крупной, в основании разнонаправленной взаимосрезающейся, сходящейся слоистостью, с крупными и мелкими обрывками растений, иногда гальками и обломками разнообразных пород.

Тип МСД-3. Песчаник мелкозернистый, алевролит крупнозернистый, с косой крупной, иногда мелкой разнонаправленной, часто пологой слоистостью, аттритом.

Основные признаки фации МСД

Это: 1) в основном гравийно-песчаные осадки; 2) некоторое уменьшение размерности пород в верхней и нижней частях разреза; 3) в целом средняя, часто относительно хорошая сортировка материала; 4) серая и светло-серая, редко темно-серая окраска пород; 5) косая крупная, часто мелкая, в основном разнонаправленная взаимосрезающаяся сходящаяся слоистость, которая участками сочетается с аналогичной косой мелкой слоистостью; 6) переход вверх и вниз по разрезу крупной косой в мелкую косую выполаживающуюся и сходящуюся и далее – в мелкую штриховатую и косоволнистую слоистость; 7) многоярусное, как правило, взаимосрезающееся расположение косых серий; 8) подчеркивание слоистости в основном мелким обугленным аттритом; 9) присутствие крупных и мелких витренизированных, иногда минерализованных стволов и стеблей растений; 10) эпизодические включения отдельных галек и обломков пород, большей частью в низах разреза; 11) значительное площадное распространение; 12) непосредственная связь с речным аллювием и осадками фации сильно подвижного мелководья (фация МПБ); 13) постепенные переходы вверх по разрезу, отчетливые или резкие контакты с размывом вниз по разрезу в отложения других морских фаций; 14) залегание в надугольной части континентально-морских и морских циклов-парагенезов; 15) мощность обычно в среднем 3–5, редко до 8–9 м.

32. Фация алевроито-песчаных осадков открытого подвижного морского относительного глубоководья – шлейф подводной дельты – МСШ

Генетические типы

Тип МСШ-1. Алевролиты, песчаник мелкозернистый, с горизонтальной и горизонтально-прерывистой слоистостью, иногда с растительным аттритом, редко морской фауной и их детритом.

Тип МСШ-2. Алевролит мелкозернистый, аргиллит алевроитовый, с тонкой горизонтальной, часто горизонтальной слабо волнистой слоистостью, морской фауной и редким растительным аттритом.

Основные признаки фации МСШ

Это: 1) крупноалевритовые осадки; 2) в целом средняя, участками относительно хорошая сортировка материала; 3) серая и светло-серая, редко зеленовато-серая окраска пород; 4) преобладающая горизонтальная, горизон-

тальная прерывистая, участками горизонтальная волнистая слоистость; 5) слоистость подчеркивается небольшим количеством мелкого обугленно-го аттрита; 6) часто присутствует морская фауна и ее детрит; 7) относительно региональное распространение; 8) постепенный переход в отложения других морских фаций; 9) залегание в надугольной части континентально-морских и морских циклов-парагенезов; 10) мощность обычно 3–5 м.

ПОДГРУППА (Д-4) АЛЕВРИТО-ГЛИНИСТЫХ И КАРБОНАТНЫХ ОСАДКОВ, НАИБОЛЕЕ УДАЛЕННЫХ ОТ ПОБЕРЕЖЬЯ ГЛУБОКОВОДНЫХ УЧАСТКОВ МОРСКОГО БАССЕЙНА – МУ

33. Фация песчано-алеврито-глинистых осадков открытых глубоководных участков морского бассейна – МУП

Генетические типы

Тип МУП-1. Крупное (до 10 см) горизонтальное, иногда горизонтально-волнистое переслаивание песчано-алевритовых осадков.

Тип МУП-2. Мелкое (до 5 см) и тонкое (до 2 см) горизонтальное, иногда горизонтально-волнистое переслаивание алеврито-глинистых, часто карбонатных осадков.

Основные признаки фаций МУП

Это: 1) песчано-алеврито-глинистый, иногда карбонатный состав осадков; 2) серый и темно-серый цвет; 3) как правило, хорошая сортировка; 4) фациальное замещение более крупнозернистых разностей осадков осадками морских фаций МСШ и МСД; 5) сочетание более тонкозернистых разностей осадков с более грубозернистыми осадками морских фаций МУТ и МУК; 6) незначительное присутствие аттрита на плоских наслоениях, слабо подчеркивающее слоистость; 7) как правило, присутствие фауны; 8) площадное распространение при сочленении зон сильно подвижного и более глубоководного осадконакопления; 9) постепенные переходы между осадками смежных фаций; 10) залегание средней части континентально-морских и в нижней части – морских циклов-парагенезов; 11) колебание мощности обычно в пределах 3–5 м.

34. Фация алеврито-глинистых, слабокарбонатных осадков наиболее глубоководных и удаленных от побережья участков морского бассейна – МУТ

Генетические ряды

Тип МУТ-1. Аргиллит, алевролиты, часто известковые, с горизонтальной слоистостью, разнообразной морской фауной (моллюски, брахиоподы и др.).

Тип МУТ-2. Аргиллит, иногда алевролит мелкозернистый, с многочисленной морской фауной, известковистые, часто с карбонатными стяжениями и пиритом.

Тип МУТ-3. Аргиллит, алевролит мелкозернистый, известковистые, однородные.

Основные признаки фации МУТ

Это: 1) в основном глинистые и алевролитовые мелкозернистые осадки; 2) иногда незначительная примесь карбонатного материала, распределенная послойно или более или менее равномерно по всей породе; 3) в целом хорошая, редко средняя сортировка материала; 4) серая и светло-серая окраска пород; 5) то плохо, то хорошо выраженная или отсутствующая скрытая горизонтальная слоистость, характерен остроугольно-раковистый излом; 6) отсутствие аттрита; 7) часто многочисленная морская фауна моллюсков, брахиопод и других видов (тип МУТ-1); 8) иногда наличие карбонатных стяжений кальцитового состава – конкреций (тип МУТ-2); 9) площадное распространение; 10) постепенные переходы в осадки смежных фаций морских отложений; 11) залегание в надугольной части континентально-морских циклов-парагенезов; 12) колебание мощности обычно в пределах от 3–5 до 10–12 м.

35. Фация алевроито-глинистых и карбонатных осадков наиболее глубоководных и удаленных от побережья участков морского бассейна (за пределами континентального склона) – МУК

Генетические типы

Тип МУК-1. Аргиллит известковистый, однородный, со слабо выраженной горизонтальной слоистостью.

Тип МУК-2. Мергель, иногда глинистый, серый, без видимой слоистости.

Тип МУК-3. Известняк серый, светло-серый, иногда слабоглинистый, однородный или со слабовыраженной горизонтальной слоистостью, с морской фауной.

Тип МУК-4. Ракушняк из раковин морских двустворок – брахиопод, гастропод и другой фауны.

Основные признаки фации МУК

Это: 1) алевроито-глинисто-карбонатный и карбонатный состав осадков, часто с небольшой примесью глинистого материала (до 50%); 2) пелито-морфная, органогенная или микрозернистая, иногда миссивная структура карбонатного материала; 3) отчетливое хлопьевидное или комочковидное, иногда однородное зернистое строение; 4) более или менее равномерное распределение глинистого и мелкозернистого алевролитового (если он присутствует) материала среди карбонатного вещества; 5) серая и светло-серая окраска пород; 6) иногда слабо выраженная горизонтальная слоистость; 7) отсутствие растительных остатков и обугленного аттрита; 8) многочисленная морская фауна морских брахиопод, гастропод, острокод, кораллов и других организмов, а также их детрита; 9) относительно площадное, порой значительное распространение; 10) постепенные переходы в осадки смежных фаций морских отложений; 11) залегание в подугольной части континентально-морских и морских циклов-парагенезов; 12) изменение мощности от 3 до 6 м.

VII.3. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УСЛОВИЙ НАКОПЛЕНИЯ МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Детальный сравнительный анализ строения (структура, текстура) генетических и фациальных типов морских отложений угольных формаций с озерными показывает несколько большее разнообразие, более широкий диапазон осадков, большие мощность и площадь их распространения, а также большую частоту распространения осадков. Эти признаки характерны для немногих угольных бассейнов, таких как Донбасс, Рурский, Южный Уэльс, Ланкаширский, Пенсильванский и некоторых других, имеющих в основном палеозойский возраст.

Морские отложения угольных бассейнов относятся к группе «Терригенные и карбонатные осадки прибрежно-морских (подводная дельта лагуны, внутренних и внешний шельфы) и удаленных участков морского бассейна». В свою очередь, она подразделяется на четыре подгруппы – 1) внутреннего шельфа, 2) внешнего шельфа, 3) зоны сильно подвижного открытого водного пространства, 4) наиболее удаленных от побережья глубоководных частей морского бассейна. Каждая мезофация характеризуется определенным гидродинамическим режимом водной среды и положением по отношению к побережью. Эти два ведущих признака (особенности) нашли отражение, прежде всего, в составе, размерности и условиях накопления осадков, т.е. в их генетических и фациальных типах, а также в структурных, текстурных и других особенностях, относящихся как к самим осадкам, так и к соотношению их между собой.

Осадки подгруппы МЛ (внутренний шельф), примыкающие непосредственно к болотам, где происходило накопление алевроито-глинистых осадков, содержат, как правило, растительные остатки хорошей сохранности и фауну *Lingula*. Они обладают тонкогоризонтальной и мелкой линзовидной слоистостью, подчеркнутой обилием растительного аттрита, иногда обладают нарушенной текстурой и содержат конкреции сидерита. К зоне заливно-лагунного прибрежного мелководья примыкают осадки внешнего шельфа (подгруппа МП). Это переслаивание с алевроито-глинистыми и песчаными осадками с большим количеством аттрита, подчеркивающее слоистость. Для осадков переслаивания характерны иногда текстуры взмучивания и следы илоедов. Песчаные прослои обладают мелкой косой штриховатой слоистостью, иногда напоминающей слабо выраженную мультислойную.

Далее, по мере продвижения в глубь бассейна, резко меняется гидродинамический режим водной среды. Это наиболее обширная зона сильно подвижного открытого водного пространства (мезофация МС). Отмечаются не только большая ее подвижность, обуславливающая накопление грубых песчанников и даже мелкозернистых гравелитов, но и резкая изменчивость направления движения водных потоков, в результате чего осадки приобретали различные типы косой, в том числе крупной одно- и разнонаправленной и косоволнистой слоистости. Подобные сочетания различной силы и направленности водных потоков и неодинакового их волнового режима приводили к формированию самых разнообразных крупных и мелких аккумулятивных форм рельефа дна бассейна (подводных дельт, валов, баров), а также разнообразнейших форм открытого типа побережья.

Осадки наиболее удаленных от побережья участков морского бассейна (подгруппа Д-4) развиты, за исключением упомянутых выше палеозойских бассейнов, незначительно. Эти алевроито-глинистые и карбонатные отложения, содержащие морскую фауну пелеципод (*Pseudomonotis* ex gr. *Echinata* и др.), представляют собой типичные морские образования. Подобные участки морского бассейна с более или менее нормальной соленостью характеризовались спокойным гидродинамическим режимом, при котором накапливались осадки исключительно тонкоотмученные, как терригенные (аргиллиты и мелкозернистые алевролиты), сильноизвестковистые, так и мергели и известняки.

В заключение данной главы следует обратить особое внимание на отложения и строение дельт, а также на их форму и размеры, т.е. на отложения их наземной и подводных частей (см. рис. 11–13).

Дельты очень разно- и многообразны. И нет практически ни одной дельты, похожей на другую. Дельты – самые трудные для диагностики прибрежного мелководья объекты, что вполне объясняется характером их отложений, так как они прежде всего во многом напоминают смежные с ними отложения и, в первую очередь, приустьевые аллювиальные, непосредственно примыкающие к дельтам. Однако они во многом отличаются, что заставляет геологов более детально подходить к выяснению их генезиса.

Фишер и Браун с соавторами, а также многие другие геологи [62, 157, 158] отмечают, что дельты имеют двухфазную историю развития: *конструктивную фазу*, в течение которой дельта продвигается в глубь бассейна седиментации, и *фазу отмирания*, вызванную сокращением количества поступающего в дельту осадочного материала или понижением уровня бассейна седиментации. Хотя большая часть осадков накапливается в конструктивную фазу, изучение фазы отмирания может оказать существенную помощь при интерпретации более древних дельтовых горизонтов (см. рис. 11).

В шестой главе Т. Эллиотт [62, с. 150], ссылаясь на В.Е. Галловея, приводит, с некоторыми изменениями, треугольную диаграмму, в которой по углам размещает типы дельт, основанные на режиме области фронта дельты. В верхнем углу преобладают дельты с флювиальными процессами, это дельты рек Миссисипи, По, Дуная и Эбро. В левом нижнем углу находятся дельты с преобладающими волновыми процессами – рек Нила, Роны, Сан-Франсиску, Сенегала, Бурдекина, Нигера, Ориноко. В правом нижнем углу располагаются дельты рек с преобладающими приливными процессами – рек Меконга, Ганга–Брахмапутры, Махакама, залива Папуа. Дельта р. Купер характеризуется как волновыми, так и приливными процессами. Не исключено, что набор типов современных рек является исчерпывающим, и поэтому возможно, что некоторые древние дельты имели другую форму.

Автору данной монографии не представляется возможным останавливаться на строении всех перечисленных выше дельт – это специальное исследование. Однако все же хочется кратко остановиться на резко различных дельтах рек Миссисипи и Волги, на двух типичных для открытого побережья Мексиканского залива и для северного побережья внутреннего Каспийского моря дельтах.

Т. Эллиотт [62] отмечает, что современная дельта р. Миссисипи состоит из серии мелководных дельт – лопастей, продвигавшихся через мелководный шельф к востоку и западу от современной ее дельты. Было обнаружено 16 лопастей, в том числе 16-я – самая современная и продвинутая в Мексиканский залив (см. рис. 12). Все 16 лопастей подразделяются на комплексы: 1) 16 и 13 – лопасти современные, 2) 15, 14, 12, 10, 6 – дельтовый комплекс Лафурш, 3) 11, 9, 8, 7, 5, 3 – дельтовый комплекс Сент-Бернард, 4) 4, 2, 1 – дельтовый комплекс Теше, а 17-й – самый древний комплекс Марингойн – представлен пластообразными древними переработанными песками фронта дельты р. Миссисипи.

Изменение отдельных лопастей – дельт р. Миссисипи происходило довольно быстро и за какие-то немногим более 100 лет (1845–1958 гг.) ее дельта изменилась до неузнаваемости (см. рис. 13). Развивалась и изменялась как сама дельта р. Миссисипи в целом, так и ее отдельные части, каждый раз в непредсказуемом направлении. Появились новые каналы, протоки, рукава, промоины. Часто менялись скорость и объем водного потока в зависимости от времени сезона, изменялся объем поступающего в бассейн седиментации осадочного материала, формировался новый ландшафт дельты р. Миссисипи, происходили заболачивание ее отдельных участков и образование болот, в которых накапливалось органическое вещество, происходила перестройка ландшафта, возникали проточные и застойные озера.

Комплексы лопастей дельты были более или менее стабильны (в крупном плане) и медленно погружались под водную поверхность по сравнению с более глубоководной приуроченной к краю шельфа современной дельтой р. Миссисипи. Для мелководных дельт также характерны пески фронта дельты, которые протягиваются на расстояние более, чем 800 км, а это указывает на их общее погружение.

Изменение комплекса Лафурш заключается в небольшом выравнивании береговой линии, которое сопровождается латеральной транспортировкой размытого песка дельт и формированием малого барьерного острова (Гранд-Айл). Более поздние стадии отмирания иллюстрируются комплексом Сент-Бернард (рис. 14), который характеризуется узким дугообразным барьерным островом (о-ва Шандемур), образованным в результате волновой переработки бывшей береговой линии дельты. «Этот “остров края дельты” ограничивает мелкий залив, в котором медленно накапливались фоссилизированные глины, алевроиты и пески. По мере погружения острова края дельты перемещаются в сторону суши, так как они полностью зависят от подстилающей их отмершей лопасти из-за поставки осадка. Наконец, острова края дельты еще более древних комплексов Теше и Марингойн маркируются широкими погруженными на несколько метров ниже уровня моря мелководными областями» [62, с. 169].

Совсем иное строение, резко отличное от строения дельты Миссисипи как по форме, так и по типу осадочного процесса, имеет дельта Волги (рис. 15, а, б). Она по форме напоминает треугольник, а дельта Миссисипи – вытянутый, слабо изогнутый прямоугольник. Это обусловлено прежде всего геологическим строением районов расположения нижних течений этих рек.

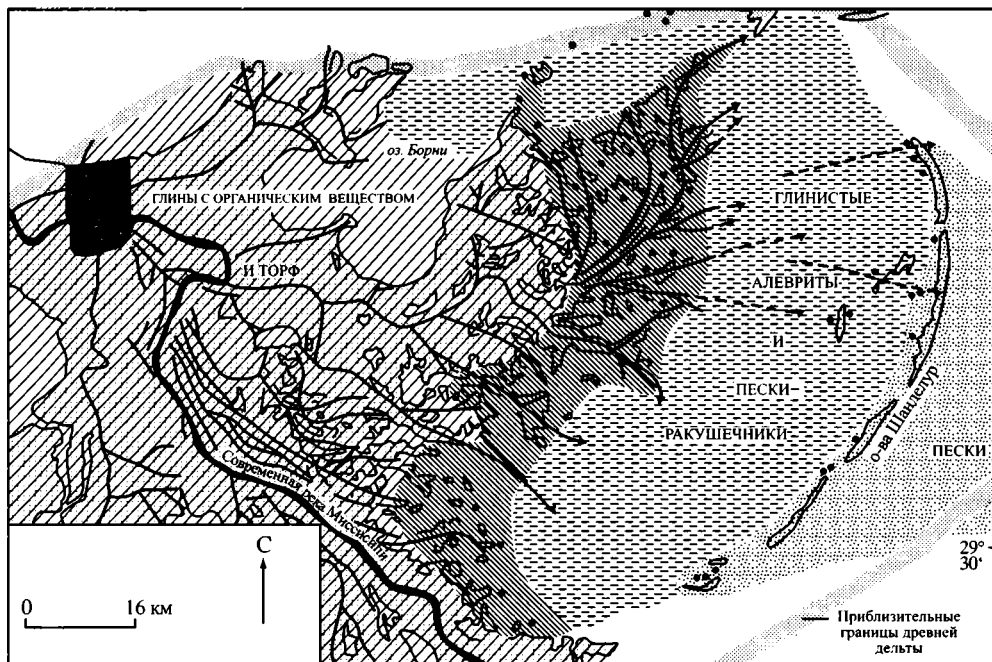


Рис. 14. Отмершая мелководная лопасть Сент-Бернард досовременной дельты Миссисипи, иллюстрирующая изменения после отмирания
Жирные точки – устричные рифы

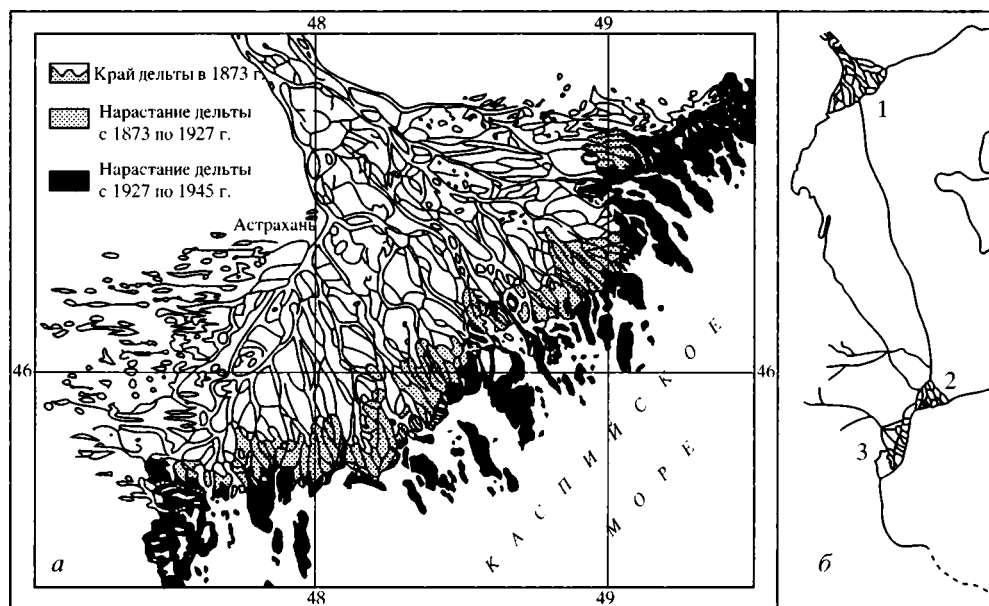


Рис. 15. Изменение размера дельты Волги за период с конца XIX в. до середины XX в. [38] (а) и дельты: Палеоволги (1), Палеосамура (2), Палеокуры (3) [58] (б)

Река Миссисипи в нижнем течении имела извилистый характер и поэтому часто менялись расположение комплексов лопастей ее дельты и азимуты впадения реки в Мексиканский залив, в то время как для Волги это не было характерно. Последнее подтверждается также и тем, что в далеком прошлом (насколько в прошлом?), когда еще только зарождалось Каспийское море, дельта Волги располагалась несколько севернее дельты Куры и имела примерно схожее с современным строение.

Река Волга наращивает свою дельту в сторону открытой части Каспийского моря. Одновременно с этим ранее накопившиеся дельтовые осадки в своей устьевой части прерываются русловым и пойменным аллювием, постепенно погружаясь под воды Каспия. Собственно дельта нарастает в подводной части. Скорость накопления осадков в дельте зависит от мощности водного потока русла реки, и по берегам (под водой) во время половодий образуются песчаные валы, во многом напоминающие приустьевые валы рек.

Среди дельтовых отложений формируются замкнутые или проточные водоемы самой различной формы и глубины. Они, в основном, в половодье, заполняются песчаниками и алевроито-глинистыми осадками, обогащенными органическим веществом. Многочисленные рукава, притоки, каналы и озера непостоянны. Они различаются как по форме и размеру, так и по осадкам, что осложняет их изучение.

Мощность дельтовых осадков также весьма разнообразна. При постоянном и длительном режиме в одном и том же месте она может достигать самых различных размеров, но в пределах отдельных циклов-парагенезов она в среднем не превышает 5–10 м, редко более.

ГЛАВА VIII

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ФАЦИАЛЬНЫХ ТИПОВ МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ. АРИДНЫЙ ТИП СЕДИМЕНТАЦИИ

VIII.1. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Морские отложения аридной зоны иногда встречаются на заключительном этапе (конец карбона – начало перми) образования угленосных формаций. В частности, они были обнаружены в Донбассе, Канском, Ачинском угольных бассейнах, что свидетельствует о их формировании в конце герцинской эпохи геотектонического развития Земли.

Эти отложения имеют схожие с гумидным типом признаки осадконакопления (типы МЛП, МЛО, МЛЗ), такие как структурные и текстурные и другие, но осложненные аридным климатом. В этом отношении они напоминают осадки макрофации лагунного и прибрежного мелководья. Так, отсутствие сложности строения или то слабо, то лучше выраженная горизонтальная, горизонтальная волнистая и линзовидная слоистость, осложненная разнообразными текстурами, также указывают на относительно спокойный и устойчивый гидродинамический режим водной среды в водоеме.

Аналогичный вывод вытекает из анализа состава осадков генетических типов, которые в основной своей массе представлены аргиллитами и алевролитами и, в меньшей степени, – мелкозернистыми песчаниками. В свою очередь, непосредственная фациальная связь с осадками открытого подвижного мелководья (макрофация МЛ), с одной стороны, и наличие среди них отложений фации МПБ, которые несут признаки возможного периодического осушения прибрежной зоны заливов и лагун с образованием баров, кос, пересыпей, а также открытого побережья морского бассейна – с другой, указывают на их прибрежный мелководный генезис.

Различие состоит в том, что они накапливались в разных климатических условиях. При аридном климате не могли существовать болота и не могли образовываться торфяники (фототабл. XXIV, см. вкл.).

VIII.2. ХАРАКТЕРИСТИКА МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

ГРУППА (Е) ОТЛОЖЕНИЙ ЛАГУННОГО ПРИБРЕЖНОГО МЕЛКОВОДЬЯ МОРСКОГО БАССЕЙНА С ПРИЗНАКАМИ АРИДИЗАЦИИ КЛИМАТА – МА

ПОДГРУППА (Е-1) ТЕРРИГЕННО-ГЛИНИСТО-ИЗВЕСТКОВЫХ ОСАДКОВ

36. Фация песчано-алеврито-глинистых осадков прибрежного застойного, возможно, временами осушавшегося мелководья морского бассейна, в том числе заливов и лагун, с признаками аридизации климата – МАЗ

Генетические типы

Тип МАЗ-1. Аргиллит, алевролиты, грязновато-зеленовато-серые, иногда пестроцветные, с зеркалами скольжения, ветвисто-желвакообразные, с железисто-карбонатными конкрециями, напоминающими новообразования по корневому остаткам.

Тип МАЗ-2. Аргиллит и алевролит мелкозернистый, зеленовато-серые, часто пятнистые, иногда скрытогоризонтальнослоистые с многочисленными желвакообразными карбонатными и железисто-карбонатными конкрециями.

Тип МАЗ-3. Алевролит крупнозернистый, песчаник мелкозернистый, глинистые, зеленовато-серые, без видимой слоистости, с редкими желвакообразными карбонатными и железисто-карбонатными конкрециями.

Основные признаки фации МАЗ

Это: 1) преобладание алеврито-глинистых осадков; 2) в основном плохая сортировка материала; 3) зеленовато-серая и, реже, пестрая окраска пород; 4) отсутствие слоистых текстур; 5) неправильная перепутанная неслоистая текстура, напоминающая почвенные образования; 6) немногочисленные остатки растений, в том числе мелкие корешки растений; 7) отсутствие фауны, хотя присутствие ее возможно; 8) многочисленные желвакообразные конкреции карбонатного и железисто-карбонатного состава; 9) площадное распространение; 10) постепенные переходы, но чаще отчетливые контакты; 11) залегание как в нижней, так и в верхней частях заливно-лагунных и прибрежно-морских циклов-парагенезов и в верхней части аллювиально-прибрежных морских; 12) мощность в среднем 3–5, редко до 8–10 м.

37. Фация песчаноалеврито-глинистых осадков прибрежного мелководья морского бассейна, в том числе заливов и лагун, с признаками аридизации климата – МАП

Генетические типы

Тип МАП-1. Аргиллит, алевролит мелкозернистый, пестроцветные, с остроугольно-раковистым изломом и слабо выраженной горизонтальной слоистостью за счет материала иной размерности, участками карбонатные.

Тип МАП-2. Алевролит крупнозернистый, песчаник мелкозернистый, глинистые, пестроцветные, то с плохо, то с хорошо выраженной горизонтальной, горизонтальной волнистой и линзовидной слоистостью за счет материала иной размерности, участками карбонатные.

Тип МАП-3. Аргиллит, алевролиты, иногда песчаник мелкозернистый, пестроцветные, неслоистые, с остроугольно-раковистым изломом, участками карбонатные.

Основные признаки фации МАП

Это: 1) песчано-алеврито-глинистые осадки; 2) сортировка материала в целом средняя, но может быть плохой, реже хорошей; 3) пестрая окраска осадков; 4) горизонтальная, горизонтальная волнистая и линзовидная слоистость, участками напоминающая пачечную слоистость; 5) в ряде случаев неправильная перепутанная текстура (тип МАП-3); 6) редкие обрывки растений и аттит; 7) отсутствие фауны, хотя и возможно ее присутствие; 8) желвакообразные конкреционные образования составляют исключение; 9) площадное распространение; 10) постепенные разлитые переходы со смежными осадками встречаются чаще, хотя могут быть и отчетливые или эрозионные контакты; 11) залегание как в средней части заливно-лагунных, так и в верхней части аллювиально-прибрежно-морских циклов-парагенезов; 12) мощность обычно от 1–2 до 3–5 м, редко больше.

38. Фация песчано-алеврито-глинистых осадков открытого прибрежного, в том числе, заливно-лагунного мелководья морского бассейна, с признаками аридного климата – МАО

Генетические типы

Тип МАО-1. Аргиллит, алевролит мелкозернистый, зеленовато-серые, с горизонтальной волнистой слоистостью, часто подчеркнутой карбонатным материалом.

Тип МАО-2. Алевролит крупнозернистый, песчаник мелкозернистый, зеленовато-серый, со слабо выраженной горизонтальной, горизонтальной волнистой и линзовидной слоистостью, подчеркнутой карбонатным материалом, иногда образующим переслаивание.

Основные признаки фации МАО

Это: 1) глинистые, алевритовые и мелкопесчаные осадки; 2) сортировка осадков в целом средняя; 3) зеленовато-серая и светло-серая окраска пород; 4) горизонтальная и горизонтально-волнистая слоистость, несколько напоминающая пачечную (тип МАО-2); 5) отсутствие растительных остатков и аттрит; 6) фауна не обнаружена, хотя и возможно ее присутствие; 7) присутствие послойного или равномерно распределенного в осадке карбонатного материала; 8) площадное распространение; 9) постоянные, как правило, переходы в смежные фации морских отложений; 10) залегание в средней части заливно-лагунных и прибрежно-морских и в верхней части аллювиально-прибрежно-морских циклов парагенеза; 11) мощность обычно не более 7–10 м, но чаще меньше.

VIII.3. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УСЛОВИЙ НАКОПЛЕНИЯ МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Краткое ознакомление со строением отложений генетических типов фаций МАЗ, МАП и МАО и их соотношение с другими морскими гумидными фациями показывают, что для них в целом характерен ряд структурных, текстурных и других признаков, которые указывают на заливно-лагунный и прибрежно-мелководный генезис. Но они не имеют признаков гумидного типа осадконакопления, таких как слоистость, хорошая сортировка осадков, присутствие обугленного растительного материала, аттрита. Для них характерно изменение цвета осадков, которые приобрели грязновато-зеленовато-серую, зеленовато-серую и пеструю окраску пород, и появление среди них большого количества различного рода ветвистых и желвакообразных железисто-карбонатных, карбонатных конкреций (см. фототабл. XVII, 1–3). Кроме того, некоторые сильноминерализованные прослои по структуре и другим признакам (типа МАЗ) несколько напоминают верхние горизонты такыров, что может указывать на некоторые периодические осушения прибрежного мелководья морского бассейна или заливно-лагунного побережья. Поскольку осадки типов аридного климата не встречаются вместе, а прослеживаются раздельно, то некоторые из них напоминают почвенные и подпочвенные образования.

Ближе к открытой части бассейна, а также в зоне заливно-лагунного мелководья, накапливались осадки фации (см. фототабл. XVII, 4–8). Здесь уже характерной чертой осадков является, как правило, отсутствие различного рода конкреций. Осадки обладают плохо выраженной горизонтальной и горизонтально-волнистой слоистостью. Иногда им сопутствуют осадки с четким остроугольно-раковистым изломом. Другая, еще более характерная черта этих осадков выражена в пестрой окраске, которая изменяется от красно-бурой до фиолетово-синей, повторяя всевозможные цвета и оттенки радуги. Особенно хорошо пестрая окраска проявляется в аргиллитах и алевролитах. В осадках всех трех типов наблюдается участками относительно незначительная карбонатная минерализация, которая в ряде случаев подчеркивает слоистую текстуру, как бы заменяя присутствующие здесь в небольшом количестве растительные остатки и аттрит.

Несколько иные фациальные условия существовали при накоплении осадков фации МАО (см. фототабл. XVII, 9–11.) Те же гранулометрические разности осадков приобретали в основном лучше выраженную горизонтальную, горизонтальную волнистую слоистость, которая подчеркивается карбонатным материалом. Последний мог также распределяться более или менее равномерно, придавая осадкам светло-серую окраску. Одновременно наблюдаются участки, где песчано-алеврито-глинистые осадки образуют с карбонатным материалом маломощные горизонты переслаивания. В сторону берега они фациально замещаются осадками фации МАЗ и МАП; а в глубь бассейна – некоторыми осадками фации прибрежного мелководья нормального бассейна осадконакопления. Кроме того, среди осадков фации МАО наблюдаются прослои мелкозернистых песчаников с косоволнистой штриховатой слоистостью, что также указывает на их образование на участ-

ках, непосредственно прилегающих к зоне открытого подвижного мелководья (мезофация МП – гумидный климат).

О прибрежно-морском и заливно-лагунном мелководном генезисе осадков мезофации МП в целом свидетельствует также то, что они участвуют в строении заливно-лагунных и прибрежно-морских и, частично, аллювиально-прибрежно-морских циклов. В первом случае они могут полностью слагать эти циклы или, наряду с осадками мезофации МП, участвовать в их строении; во втором – они залегают выше руслового и пойменного аллювия и чаще сочетаются с осадками макрофации открытого подвижного мелководья, которые ближе располагаются к устьям рек. В циклах аридного климата, как правило, отсутствует какое-либо органическое вещество, в том числе угольные пласты.

Общая мощность приведенных циклов-парагенезов колеблется от 10–15 до 20 м.

НОМЕНКЛАТУРА МИКРОКОМПОНЕНТОВ, ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ГУМУСОВЫХ УГЛЕЙ И ИХ КЛАССИФИКАЦИИ

IX.1. НОМЕНКЛАТУРА МИКРОКОМПОНЕНТОВ

Комплексный детальный литолого-фациальный анализ углей многих угольных бассейнов как в бывшем СССР, так и за рубежом (в США, Англии, Германии, Венгрии, Польше, Болгарии и в некоторых других странах), основанный на макро-, а главным образом на микроскопическом изучении, позволил выявить генетическую природу древнего торфонакопления и последующего образования углей, структуру и текстуру органического вещества, распределение генетических и фациальных типов углей в разрезе и на площади бассейнов и месторождений.

На первой стадии (в полевых условиях – в карьерах, шахтах) Л.И. Боголюбова [115] в процессе макроскопического изучения углей на юге Печорского угольного бассейна (Интинский регион) выделила литологические типы (литотипы), что, однако, составило только общее представление об углях и не позволило судить об их природе. Так, например, в Интинском регионе выделено по макропризнакам 17 литотипов (табл. 5), образующих четыре класса: класс I – блестящие угли (ЛБ) – 4 типа; класс II – полублестящие угли (ЛПБ) – 7 типов; класс III – полуматовые угли (ЛПМ) – 3 типа; класс IV – матовые угли (ЛМ) – 3 типа.

Анализ распределения литологических типов углей позволяет лишь сделать вывод о преобладании тех или иных литотипов и первые предположения о их строении. При микроскопическом изучении углей, главным образом в тонких шлифах, исследователь получает возможность проникнуть в существо процессов формирования генетических типов углей, их вещественного состава, и выявить фациальные условия накопления, биохимического преобразования и механического измельчения исходного растительного материала. Иногда использовались аншлифы, которые в ряде случаев имели значение в основном для определения макроструктуры и макротекстуры углей, особенно в тех случаях, когда в образце они не всегда четко проявлялись. Сравнительное изучение макро- и макротекстуры углей в проходящем и отраженном свете показывает преимущество прозрачных шлифов перед аншлифами и заключается в следующем:

1) цветная окраска компонентов вещества угля в шлифе помогает бескомпромиссно их диагностировать;

Таблица 5. Литологические типы углей

Тип углей			Ширина полос витрена, см
Но- мер	название	индекс	
<i>Класс I. Блестящие угли – ЛБ</i>			
1	Блестящий неясно полосчатый	ЛБ-1	0,5–1,5
2	Блестящий тонкополосчатый	ЛБ-2	0,2–0,5
3	Блестящий широкополосчатый с полублестящей и полуматовой основой	ЛБ-3	1,5–2,0
4	Блестящий широкополосчатый с матовой основой	ЛБ-4	1,5–2,0, редко 3,0
<i>Класс II. Полублестящие угли – ЛПБ</i>			
5	Полублестящий полосчатый	ЛПБ-1	0,5–1,5
6	Полублестящий тонко-, редкополосчатый	ЛПБ-2	0,2–0,5
7	Полублестящий тонко-, частополосчатый	ЛПБ-3	0,2–0,5
8	Полублестящий широко-, редкополосчатый	ЛПБ-4	1,5–2,0, редко 3,0
9	Полублестящий широко-, частополосчатый	ЛПБ-5	1,5–2,0, редко 3,0
10	Полублестящий штриховатый	ЛПБ-6	<0,2
11	Чередование преобладающих полос полублестящего и полуматового, редко матового и витрена, зольный	ЛПБ-7	Полублестящий (0,5–3,0) Полуматовый (1,0–1,5) Матовый (0,5–2,0) Зольный уголь и полосы витрена (до 0,5)
<i>Класс III. Полуматовые угли – ЛПМ</i>			
12	Полуматовый тонкополосчатый	ЛПМ-1	0,2–0,5
13	Полуматовый полосчатый	ЛПМ-2	0,5–1,5
14	Полуматовый однородный	ЛПМ-3	до 0,1–0,2
<i>Класс IV. Матовые угли – ЛМ</i>			
15	Матовый редкополосчатый, сильноглинистый, зольный	ЛМ-1	0,5–1,5
16	Матовый линзовидно-полосчатый, глинистый, зольный	ЛМ-2	0,5–1,5
17	Матовый фюзеновый	ЛМ-3	до 0,1–0,2

2) в шлифе отчетливее видны структура и текстура вещества углеобразующих микрокомпонентов;

3) в шлифах заключено гораздо больше микрокомпонентов, чем в аншлифах.

Благодаря применению поляризованного света (в скрещенных николях) удастся обнаружить в гелефицированных фрагментах внутреннюю структуру и текстуру растительной ткани, которая в простом проходящем свете не видна. Однако общее строение вещества угля в целом гораздо отчетливее видно в простом проходящем свете, т.е. при параллельных николях, чем при скрещенных. Поэтому поляризованный свет лучше использовать главным образом при изучении минеральных компонентов углей, обладающих свойствами анизотропии.

Приведем основные микроскопические параметры выделения генетических типов углей.

1. Состав микрокомпонентов: гелефицированные, гелефюзенизированные, фюзенизированные, лейптинитовые, склеротинитовые и сапрогелениновые.

2. Распределение микрокомпонентов: равномерное, неравномерное, беспорядочное.

3. Расположение микрокомпонентов: послойное, беспорядочное.

4. Соотношение микрокомпонентов с выделением среди них торфообразующих, второстепенных и аксессуарных.

5. Ботанический состав неразложившихся остатков тканей торфоуглеобразователей.

6. Характер распада тканей (индикатор ботанического состава торфо- и углеобразователей): зернистый, щепочный, перистый, волокнистый, губчатый, тонкозернистый, с черной точечной вкрапленностью, угловато-комковатый.

7. Степень биохимического разложения тканей торфоуглеобразователей – структура и текстура вещества торфоуглей: телинитовая, посттелинитовая, преколлинитовая и коллинитовая, лейптинитовая, отвечающая, соответственно, слабому, относительно слабому, относительно сильному, сильному и полному разложению тканей.

8. Минеральный состав – терригенно-глинистой, карбонатной, вулканогенной примесей и состав аутигенных и аллотигенных минералов; их количество, размерность, форма, распределение и расположение.

9. Характер связи минерального и органического материала в угле. Следует заметить, что из сопоставления микроскопической и макроскопической характеристик следует, что матовость углей в одних случаях обусловлена повышенным содержанием терригенной минеральной примеси, а в других – более гелефенизированной «основной массы» (опак-массой) или присутствием значительного количества микроспор в веществе угля.

Под исходным материалом углей следует понимать весь комплекс частей и тканей различных видов растений, из которых в процессе разложения и биохимического превращения образовались микрокомпоненты органического вещества торфа, а впоследствии и угля.

В разработанной ранее автором данной монографии и Л.И. Болголюбовой [104] классификации и номенклатуре микрокомпонентов углей каждый класс микрокомпонентов по степени разложения исходных лигнино-целлюлозных тканей, т.е. по структуре и текстуре образующего их вещества, делился на классы и типы микрокомпонентов (табл. 6). Установлено пять классов, причем в первых четырех классах – по типам микрокомпонентов, а в пятом классе (фюзиниты) – только два типа – физинито-телинит и фюзинито-посттелинит, – поскольку их можно различать только в начале процесса, а далее, так как они черные, то могут быть отнесены только к типам гелифюзенита. Кроме того, в эту табл. 6 включены лейптинитовые (классы: кутиниты, спорониты и резиниты), склеротинитовые (классы гелинито-склеротиниты и фюзинито-склеротиниты) и сапропелинито-коллинитовые типы.

Как видно из табл. 6, типы микрокомпонентов, возникающие из лигнино-целлюлозных тканей, подразделяются на виды (элементарные составля-

Таблица 6. Классификация и номенклатура микрокомпонентов углей

ОВ по характеру разложения тканей		Класс микрокомпонентов по типу и органическому веществу	Степень сохранности структуры и измельчения (биохимического и механического) лигнино-целлюлозных тканей исходных растений		
Тип ОВ	Под-тип ОВ		Тип микрокомпонентов	Вид элементарных микрокомпонентов	
				по степени сохранности структуры	по степени измельчения
Гелефицированное	Гелефицированное	Гелиниты (красные)	Гелинито-телинит	Ксилен, ксиловитрен, витрен структурный, витрен бесструктурный	Фрагментарный
			Гелинито-посттелинит	Ксиловитрен комковатый, витрен бесструктурный, витрен «В» (форма залегания – нити, тяжи и ленты)	Крупноаттритный
			Гелинито-преколлинит	Состоит из мелких бесструктурных гранулированных красных частичек с расплывшимися контурами. В целом вещество имеет губчатое или комковатое строение	Мелкоаттритный
			Гелинито-коллинит	Прозрачная красно-оранжевая масса	Коллоидный
	Семигелефицированное	Семигелиниты (буро-красные)	Семигелинито-телинит	Семиксилен, семиксиловитрен, семивитрен	Фрагментарный
			Семигелинито-посттелинит	Семиксилен комковатый, семивитрен бесструктурный, семивитрен «В»	Крупноаттритный
			Семигелинито-преколлинит	Состоит из мелких бесструктурных буро-красных частичек с расплывшимися контурами. В целом вещество имеет неясное комковатое строение	Мелкоаттритный
			Семигелинито-коллинит	Прозрачная буро-красная масса	Коллоидный

Гелефюзенизированное		Семигелефюзенизированное		Семигели- фюзиниты (буро-черные)	Семигелифюзинито- телинит	Семиксилено-фюзен, семиксиловитрено-фюзен, семивитрено-фюзен	Фрагментарный
					Семигелифюзинито- посттелинит	Семиксиловитрено-фюзен, семивитрено-фюзен	Крупноаттритный
					Семигелифюзинито- преколлинит	Состоит из мелких бесструктурных буро-черных частичек с расплывчатыми контурами. В целом вещество неясно комковатое	Мелкоаттритный
					Семигелифюзинито- коллинит	Полупрозрачная буро-черная основная масса	Коллоидный
		Гелефюзенизи- рованное		Гелифюзиниты (черные)	Гелифюзинито-телинит	Ксилено-фюзен, ксиловитрено-фюзен, витрено-фюзен	Фрагментарный
					Гелифюзинито-посттелинит	Ксиловитрено-фюзен, витрено-фюзен	Крупноаттритный
					Гелифюзинито-преколлинит	Состоит из мелких бесструктурных гранулированных черных частичек с расплывшимися контурами. В целом вещество неясно комковатое	Мелкоаттритный
					Гелифюзинито-коллинит	Непрозрачная основная масса (опак-масса)	Коллоидный
Фюзени- зация		Фюзиниты (черные)		Фюзинито-телинит	Фюзен	Фрагментарный	
				Фюзинито-посттелинит		Аттрит	
Лейпгيني- товые		Кутиниты	Желтые	-	Кутикула	-	
		Спориниты			Макроспоры, микроспоры, пыльца		
		Резиниты			Смоляные тела		
Склероти- нитовые		Гелинито- склероти- ниты	Красные	-	Склероции – споры грибов	-	
		Фюзинито- склероти- ниты					Черные
Сапропелитовые		Сапрогели- ниты	Бурые	Сапрогелинито-коллинит	Полупрозрачная бурая сапропелово-гумусовая (смешанная) основная масса	Коллоидный	

ющие угля) в зависимости от сохранения первоначальной клеточной структуры исходной ткани и степени ее биохимического измельчения. Так, тип микрокомпонентов гелинито-телинита подразделяется на ксилен, ксиловитрен, витрен структурный, витрен бесструктурный; тип микрокомпонентов гелинито-постелинита объединяет ксиловитрен комковатый, витрен бесструктурный и витрен «В», а среди типа микрокомпонентов гелифюзинито-теллинита выделяются ксилен-фюзен и ксиловитрено-фюзен. Все эти виды микрокомпонентов подробно описаны в многочисленных углепетрографических источниках [9, 81 и др.], поэтому здесь на их характеристике не останавливаемся.

IX.2. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ГУМУСОВЫХ УГЛЕЙ И ИХ КЛАССИФИКАЦИИ

Отнесение М.В. Ломоносовым ископаемых углей к категории горных пород растительного происхождения фактически является первым шагом на пути решения вопросов, касающихся их генезиса и классификации. М.В. Ломоносов писал, что горные уголья с туфом сродни и что, конечно, они из торфа родились [47].

В последующее столетие изучением углей занимались многие ученые, но из-за несовершенства методики изготовления препаратов и недостаточного владения общими знаниями результаты их исследования не раскрыли полной картины строения угля. Описывались и классифицировались лишь отдельные, хорошо выраженные растительные остатки. В 90-х годах прошлого столетия усовершенствование техники изготовления шлифов из различных каменных углей, а также успехи в развитии палеоботаники, позволили проводить более детальные исследования растительных остатков в различных типах углей, а в связи с этим – и определение особенностей состава и картины строения последних. Это раскрыло широкие возможности для познания исходного материала углей, различия которого были положены в основу первой ботанической классификации, предложенной Г. Потонье [147, 148]. Он выделил три основные группы углей: 1) гумиты, 2) сапропелиты, 3) липтобиолиты, которые подробно охарактеризованы с привлечением данных не только из области ботаники, но также болотоведения и микробиологии.

В 1919 г. М. Стопс [151, 152] предложила чисто петрографическую классификацию карбонатных полосчатых битуминовых углей Англии, подразделив их по макроскопическим признакам на «четыре видимые составные части» – ингредиента – *витрен*, *кларен*, *дюрен*, *фюзен*. Эта классификация открыла пути к изучению углей в петрографическом аспекте, а также к выяснению химического состава, технологических свойств и возможностей их обогащения. В 1935 г. на Международной конференции углепетрографов в Герлене по предложению М. Стопс было решено обозначить элементарные однородные микроскопические составляющие угля новым термином «*мацерал*». За макроскопическими составляющими углей закрепили общий термин «*Streifenart*», который впоследствии заменили термином «*литотип*».

Принятая на конференции в Геерлене номенклатура и классификация мацералов и углей получила наименование «Системы Стопс-Геерлен».

С ростом достижений в углепетрографической науке и совершенствованием методов исследования углей для их характеристики были предложены новые представления о вещественном составе углей, которые не совмещались с подразделениями углей Стопс-Геерленовской системы.

В дальнейшем таксономическая единица *литотип*, отвечающая макроскопической составляющей угля, была заменена номенклатурной единицей *микролитотип*. Вместо четырех установленных ранее в системе Стопс-Геерлен литотипов, выделено одиннадцать *микролитотипов*, различающихся между собой составом мацералов и их соотношением. Однако, несмотря на детализацию системы, в целом номенклатура, расположение и группировка микролитотипов в ней не были подчинены вытекающему из природы угля принципу, и она по-прежнему осталась чисто петрографической, искусственной как по существу, так и терминологически.

Вместе с тем, классификация мацералов системы Стопс-Геерлен, так же, как и классификация углей, – формальная и искусственная. Искусственность системы и ее формальный характер обязаны методическим ошибкам анализа угля по средним пробам. Изучение угля, оторванное от образца, строения угольного пласта и угленосной толщи в целом, лишает исследователя возможности познать процессы превращения растительных тканей в уголь в их взаимосвязи. Этим, в свою очередь, исключается возможность раскрытия и установления единых классификационных признаков мацералов и углей, обусловленных особенностями их происхождения.

В США западноевропейская система Стопс-Геерлен не получила признания, так как она была рассчитана на изучение в отраженном свете, в то время как в этой стране угли исследуются преимущественно в проходящем свете. Там была принята классификация мацералов и углей, разработанная Р. Тиссеном [155, 156]. В дальнейшем С. Паркс ввел в этой классификации количественные показатели, определяющие состав угля. Классификация в настоящее время используется в Горном бюро в Питсбурге под названием «Система Тиссена – Горного бюро». Эта классификация не охватывает всего многообразия углей в природе, поскольку она была разработана в основном на карбоновых углях США.

Наряду с «Системой Тиссена – Горного бюро» в США используется также классификация и номенклатура мацералов углей системы В. Спакмана [150]. Его классификация построена на признаке изменения степени углефикации различных мацералов, участвующих в сложении угля. В системе Спакмана мацералы с едиными физическими и химическими свойствами объединены в мацеральные группы, которые, в свою очередь, соединяются по признаку сходства в веществе в мацеральные свиты. Каждая мацеральная группа углей характеризуется определенной отражательной способностью и оптическими признаками и характеризуется величиной отражательной способности от 2,5 до 10%. В классификации В. Спакмана учтены вещество мацерала, его структура (степень сохранности клеточного строения лигнино-целлюлозных тканей) и степень углефикации. Классификация рассчитана для решения вопросов, связанных с коксованием углей.

Существует еще много классификаций углей, разработанных Д. Минчевым (Болгария), О. Подгайным (Югославия), О. Маланом (Чехословакия), Х. Якобом (Германия) и многими другими исследователями, эти классификации мы не рассматриваем, поскольку они в большей части являются разновидностями системы Стопс-Геерлена в современном виде.

В нашей стране первые классические исследования углей с точки зрения их типизации связаны с именем М.Д. Залесского [30, 31]. Изучая микроструктуру угольных почек и углей, он изложил свои представления о их материнском веществе и установил три разновидности угля: волнистую, блестящую и матовую. Определив их происхождение, он, таким образом, заложил элементы генетического направления в изучении угля как естественно-исторического тела.

В 1934–1935 гг. Ю.А. Жемчужников [25, 27–29], обобщая данные собственных исследований, касающихся микроструктуры углей различных угольных бассейнов СССР, а также принимая во внимание сложившиеся представления ученых разных стран мира по этому вопросу, подробно охарактеризовал форменные элементы и основную массу углей. Детальное изучение составных элементов угля и их соотношений, а также процессов первичного превращения исходных растительных остатков в торф позволило Ю.А. Жемчужникову дальше развить основы ботанической классификации углей Г. Потонье и разработать свою классификацию. В отличие от Г. Потонье [147, 148], Ю.А. Жемчужников [29] в группе гумолитов установил два класса – гумиты и липтобиолиты, а в группе сапропелитов – класс собственно сапропелитов и класс сапроколлитов.

Следующим этапом в разработке классификации углей явилась классификация гумолитов, доложенная Ю.А. Жемчужниковым [26] на Международном геологическом конгрессе в 1937 г. Он показал, что четыре ингредиента М. Стопс далеко не равноценны между собой ни в генетическом, ни в петрографическом отношении. В связи с этим Ю.А. Жемчужников по-новому подошел к типизации углей и пришел к выводу о том, что выделенные по блеску угли – матовые, полуматовые, полублестящие и блестящие – слагаются четырьмя группами вещества: 1) прозрачной основной массой, 2) непрозрачной основной массой, 3) фюзенизированными тканями, 4) битуминозными телами.

Количественное соотношение этих групп вещества им было положено в основу предложенной вещественно-петрографической классификации однородных гумусовых углей, которую Ю.А. Жемчужников [25] изобразил в виде треугольной диаграммы (рис. 16). В вершинах треугольника он поместил споровый дюрэн, кларен и фюзеноксилен. Смешанные и переходные типы углей, вещественный состав которых является промежуточным между вещественным составом углей, находящихся в углах треугольника, оказались расположенными в диаграмме соответственно по сторонам треугольника.

Классификация углей Ю.А. Жемчужникова впервые была построена по единому вещественному признаку, преобладающему в микроструктуре угля. В ней отражены типы углей, которыми слагаются слои, пачки и, в конечном итоге, пласты в целом, что раскрыло широкие перспективы использования этой классификации для объяснения химико-технологических свойств углей, а также применения ее для изучения строения угольных пластов с целью их корреляции. Классификация имела также большое теоретическое значе-

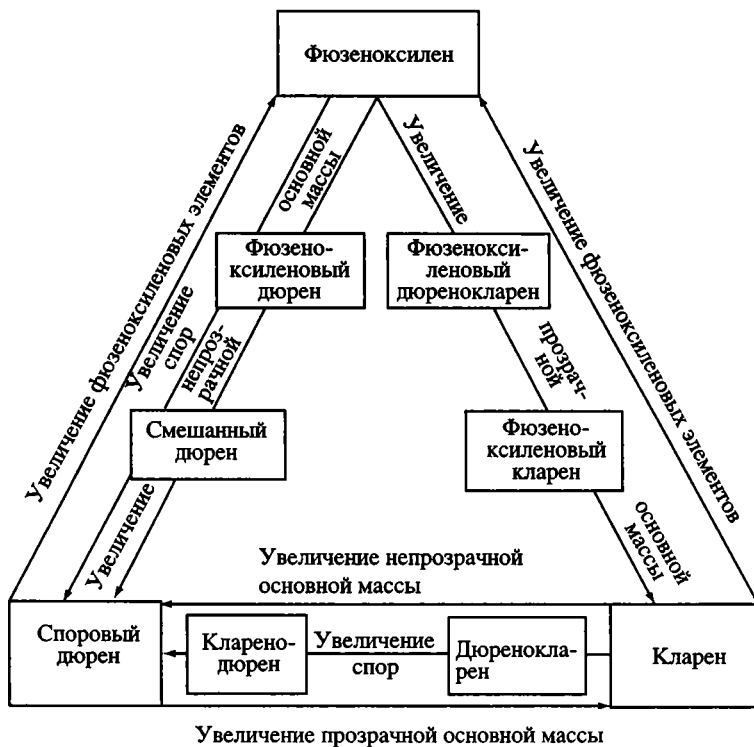


Рис. 16. Классификация однородных гумусовых углей, по Ю.А. Жемчужникову [25]

ние, так как, будучи построена по единому признаку, открыла новые пути для изучения угля в широком генетическом аспекте.

Совершенно отличной в принципе от существующих классификаций гумусовых углей является классификация О.Д. Русановой [70], которая также основана на признаке различия компонентного состава углей. Но под компонентами она понимает продукты изменения органических веществ (клетчатки, лигнина и т.д.), участвующих в сложении исходного растительного организма, а не ткани растения в целом. Под генетическим типом угля Русанова понимает пласт или пачку угля, характеризующуюся определенным компонентным составом и строением. Он отображает однообразные условия формирования торфяника на значительной его площади и является, таким образом, фацией торфяника.

О.Д. Русанова указывает, что угли могут слагаться одним компонентом, одной или несколькими парагенетическими группами компонентов, разными парагенетическими группами с включением линз отдельных скоплений. Поэтому ею угли разделяются на многокомпонентные, многогруппные и полигруппные. В результате получается неудачное сочетание: группы углей – «многогруппные» и «полигруппные». Среди углей среднеазиатских юрских месторождений она выделяет шесть классов: клетчатковые, паренхимные, прозенхимные, лигнинные, липоидные и альгинитовые.

Классы углей О.Д. Русановой увязаны с фациями торфяников. Так, клетчатковые гелифицированные угли приурочиваются к приморским и прибрежным торфяникам, а обугленные – только к прибрежным. Лигнинные угли при-

надлежат к луговым фациям торфяников. Понимая под фацией однообразие условий формирования торфяника на значительной его площади, О.Д. Русанова не обосновывает выделение фаций (например, приморских, прибрежных, луговых и т.д.), поэтому ее представление о фациях является умозрительным.

Наряду с рассмотренными выше, можно отметить также классификацию углей по среднепластовым пробам, предложенную И.И. Аммосовым и коллегами [3, 4]. Выделено четыре основных типа: витринитовый, лейптинитовый, микринитовый, фюзинитовый с указанием пределов содержания в них отдельных групп микрокомпонентов. Под руководством И.И. Аммосова разработаны также государственные стандарты, заключающие номенклатуру и классификации микрокомпонентов каменных и бурых углей.

Не останавливаясь на разборе критических замечаний, отмечу в целом, что классификация микрокомпонентов, предложенная в государственном стандарте по каменным углям, в настоящее время очень устарела, так как не включает всего многообразия микрокомпонентов, встречающихся в углях. В связи с этим необходимо создать новый стандарт на основе последних генетических достижений углепетрографической науки.

В 50-х годах Н.М. Крыловой, И.Э. Вальц, А.А. Любер и А.И. Гинзбург [44] были разработаны принципы классификации и терминологии гумусовых углей, а несколько позже, т.е. в 1968 г., И.Э. Вальц, И.Б. Волковой, А.И. Гинзбург, Е.С. Корженевской и Н.М. Крыловой [16] на этих же принципах была предложена новая вещественная петрографическая классификация ископаемых углей. Различая в углях углеобразующие и второстепенные компоненты, авторы классификации считают, что свойства углей зависят в первую очередь от свойств тех компонентов, которые представлены в них в максимальном количестве. Соответственно этому, первоначально были выделены три равноценных класса углей – гелитолиты, липидолиты и фюзенолиты, каждый из которых характеризуется преобладанием одной из групп углеобразующих компонентов – гелифицированных, липоидных или фюзенизированных. В дальнейшем был выделен четвертый класс углей – класс миксогумолитов, объединяющий угли смешанного состава; кроме того, в общую классификационную схему были включены еще два класса углей – собственно сапропелиты и сапроколлиты.

Последний вариант этой классификации содержит шесть таксономических единиц (группы, классы, подклассы, типы, подтипы и разновидности), отражающих с различной степенью детальности вещественно-петрографический состав и наиболее характерные петрографические признаки углей.

Группы углей так же, как и у Н. Потонье [147] и Ю.А. Жемчужникова [29], выделены с учетом общего характера исходного материала, образовавшегося из остатков высших или низших растений в принципиально различных условиях среды накопления.

Классы углей отражают общие, но вполне конкретные условия преобразования исходного растительного материала и выделяются по составу основных углеобразующих микрокомпонентов. Соответственно этому, группа *гумолитов* подразделена на классы гелиолитов, фюзенолитов, липоидолитов и миксогумолитов; группа *сапрогумолитов* представлена классом *сапрогелитов*, а в составе сапропелитов различаются классы гумитосапропелитов и собственно сапропелитов.

Каждый класс делится на два *подкласса* по степени преобладания углеобразующего вещества над прочими микрокомпонентами. При его содержании свыше 75% название подкласса имеет окончание **иты**, а при содержании от 50 до 75% – **ититы**. Несколько иные процентные соотношения основных и второстепенных микрокомпонентов присущи подклассам углей группы сапрогумолитов и сапропелитов. Группы, классы и подклассы углей хорошо различаются между собой по внешнему виду и вполне определены при изучении угольных пластов в горных выработках, обнажениях и кернах буровых скважин.

Типы углей являются наиболее часто употребляемой таксономической единицей и выделяются в пределах каждого подкласса по соотношению углеобразующих и второстепенных микрокомпонентов, без учета структуры и микрокомпонентного состава основного углеобразующего вещества (липидно-гелиты, гелито-фюзиниты).

Подтипы углей отражают не только соотношение углеобразующих и второстепенных компонентов, но и структуру основного углеобразующего вещества (гомогелиты, телогелиты, аттрито-гелиты). Это подразделение выделено для всех классов, кроме липоидолитов и микстогумолитов, для которых структурный признак не имеет особого значения.

Разновидности углей в предлагаемой классификации соответствуют наиболее мелкой таксономической единице. Они отражают м и к р о к о м п о н е н т н ы й с о с т а в основного углеобразующего вещества. В пределах класса гелиолитов разновидности углей позволяют расшифровывать тканевую природу тканевых остатков (ксилогелиты, паренхогелиты, спорангогелиты), в фюэнолитах – степень фюзенизации (гомофюзиты, гомосемифюзиты), а в липоидолитах – характер липоидных компонентов (спориты, резиты, субериты). В других классах углей разновидности пока не выделены. Кроме того показано, что типам углей класса гумолитов соответствуют определенные типы углей, выделенные по степени восстановленности.

Предложенная новая вещественно-петрографическая классификация однородных гумусовых углей по принципам ее построения является дальнейшим развитием вещественно-петрографической классификации Ю.А. Жемчужникова в смысле ее детализации. Особенностью этой классификации является применение новой методики, новой терминологии, включающей в обозначение каждого подразделения угля суть его вещественного состава. Эта терминология отличается от терминологии предыдущих классификаций углей, которые отражали главным образом физические свойства углей и основывались на количественном соотношении мацералов, тем самым нивелируя различия углей по веществу и генезису. Введение структурного признака в подразделение гелитолитов является шагом вперед на пути к разработке общей геологической генетической классификации углей.

В заключении обзора указанных выше вещественных классификаций углей следует заметить, что, хотя они по идеям авторов подразумеваются как геологические, на самом деле эти классификации являются структурно-морфологическими и никак не связаны с общими процессами формирования осадочных образований. А угольные пласты – это осадочные образования, процессы формирования которых обусловлены общегеологическими факторами. О этом будет сказано в последующих главах.

БИОХИМИЧЕСКОЕ РАЗЛОЖЕНИЕ ИСХОДНОГО МАТЕРИАЛА ГУМУСОВЫХ УГЛЕЙ

Х.1. БИОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ УГЛЕЙ

В.В. Видавский и Н.Я. Рябоконева [19], углехимики ДонУГИ, в своей работе 1941 г. не дают объяснение тому, почему не все длиннопламенные и частично газовые, а также некоторые тонкие угли не спекаются. Получалось так, что залегающие рядом, иногда в одном и том же разрезе, угли при коксовании ведут себя по-разному – одни спекаются, другие нет.

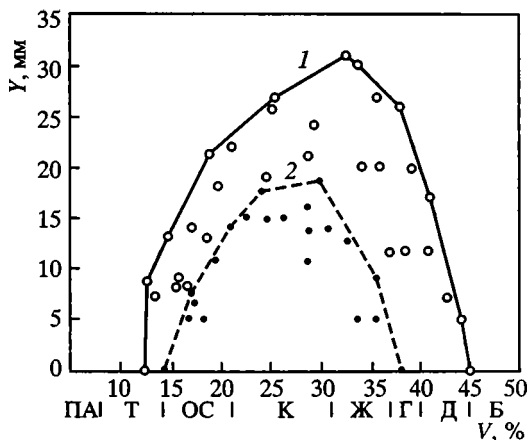
Л.И. Боголюбова, изучая в 1948 г. донецкие угли ($C_2^5 - C_2^7$) в прозрачных шлифах, показала, что исходный материал углей, т.е. лигнино-целлюлозных тканей, имеет различную степень разложения [15]. И только проведенный автором данной монографии [82] примерно в то же время комплексный детальный литолого-фациальный анализ угленосных отложений позволил установить, что одинаковое по своей изначальной природе органическое вещество торфяников в карбоновое время претерпело в различных фациальных обстановках осадко- и торфонакопления различные биохимические превращения. В одних случаях, когда древесные ткани разлагались слабо, возникали *телинитовые* угли, в которых можно различить отдельные части растений (см. ниже рис. 18), в других – биохимическое разложение превращало растительные остатки в однородную коллоидную массу, что приводило к образованию *коллинитовых* углей (см. ниже, рис. 19). После этого стала ясна роль процессов седиментогенеза в образовании торфа с неодинаковой структурой и текстурой органического вещества.

В последующих работах автора [82–88] показано, что структура и текстура вещества углеобразующих микрокомпонентов являются следствием различий в особенностях палеогеографических, а также палеотектонических обстановок осадко- и торфонакопления.

Первопричиной или основным фактором возникновения углей с различной структурой вещества углеобразующих микрокомпонентов во всех угленосных отложениях мира является *геотектонический режим*, с которым связана неодинаковая быстрота (скорость) погружения области торфонакопления (т.е. торфогенного слоя), приуроченной к различным палеогеографическим и палеотектоническим обстановкам осадко- и торфонакопления. Этим в основном регулируется время пребывания торфогенного слоя в условиях, благоприятных для разложения, определяется

Рис. 17. Величина пластического слоя, характеризующая спекаемость гелинито-теллинитовых (1) и гелинито-коллинитовых (2) углей

ПА – полуантрацит, Т – тощий уголь, ОС – отощенно-спекающийся, К – коксовый, Ж – жирный, Г – газовый, Д – длиннопламенный, Б – бурый уголь; Y – величина пластического слоя, V – выход летучих веществ на горючую массу



скорость его захоронения под вновь образовавшимися слоями, а следовательно и степень разложения исходного растительного материала.

Следующие по значению два фактора: неодинаковая степень *обводненности торфяного болота* и неодинаковая *степень застойности или проточности* определяют химизм среды болота, связанное с этим направление процесса биохомогенного превращения исходного растительного материала и формирование типа вещества углеобразующих микрокомпонентов – гелефицированного, гелефюзенизированного¹.

И, наконец, большая роль принадлежит повышенной *зольности* угля (свыше 15%), которая задерживает степень биохимического разложения растительных тканей.

Теперь рассмотрим изменение *химических свойств и величины отражательной способности гелефицированной древесины* в зависимости от литологических и фациальных типов пород на разных стадиях углефикации [82–104 и др.].

Изменения химических свойств древесины, выделенной из различных литологических и фациальных типов пород на различных стадиях углеобразовательного процесса, которые проявились в петрографических признаках, обнаруживаются еще более отчетливо и в элементарном составе. Особенно характерны различия в содержании углерода и кислорода, рассчитанные на органическую массу древесины. Это было замечено нами при исследовании гелефицированной древесины Ангренского месторождения (Средняя Азия). Содержание водорода не показывает закономерных различий, что очевидно объясняется стабильностью этого элемента в структурной формуле вещества гелефицированной древесины.

Особенности изменения гелефицированной древесины из разных литологических и фациальных типов пород и углей различных фаций по стадиям углефикации с точки зрения ее элементарного состава показаны на рис. 17–19. Из диаграмм видно, что на всех стадиях углефикации, начиная с

¹ Термин предложен автором для обозначения органического вещества, изменение которого было связано с процессами начальной гелефикации и последующей фюзенизации.

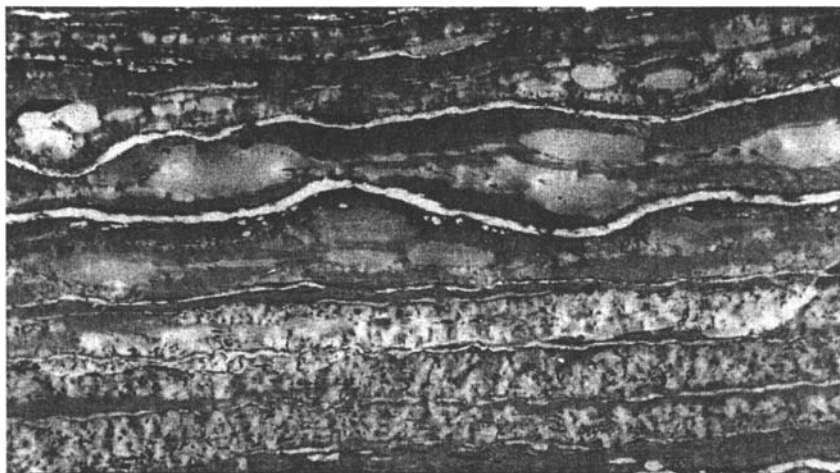


Рис. 18. Гелинито-телинитовый гумусовый уголь

Крупные и мелкие фрагменты гелефицированных тканей в форме комковатого ксило-витрена и бесструктурного витрена. Тонкие белые полосы – кутикул. Увел. 220. Ник. II. Средний карбон, свита C_2^6 . Донецкий угольный бассейн



Рис. 19. Гелинито-коллинитовый гумусовый уголь

В бесструктурном гелинито-коллините видны микроспоры, мелкие обрывки гелифюзенизированных тканей. Увел. 220. Ник. II. Средний карбон, свита C_2^6 . Донецкий угольный бассейн

торфяной и кончая (в данном случае) стадией жирного угля, в элементарном составе гелефицированной древесины, выделенной из ряда гравелит (гравий) – песчаник (песок) – алевролит (алевррит) – аргиллит (глина) – уголь (торф), принадлежащих к одноименным фациям, и угля болотной фации, отмечается неуклонное увеличение углерода и уменьшение кислорода (см. рис. 18, 19).

Так, например, на стадии торфа содержание углерода в гелефицированной древесине, выделенной из озерно-болотного песка (Прибалтика), составляет 51,28%, содержание кислорода – 42,16%. В гелефицированной древесине из глины той же озерно-болотной фации углерода содержится больше (57,70%), а кислорода меньше (39,06%). Еще больше оказывается углерода в гелефицированной древесине, выделенной из торфа (58,48%), и соответственно меньше кислорода (до 35,72%). Та же закономерность наблюдается и на любой другой стадии углефикации.

Если сравнить гелефицированную древесину, изменение которой было связано с захоронением ее в русловых отложениях гравелитов и песчаников, то на примере Итатского месторождения (Ачинский угольный бассейн, см. ниже, рис. 20), хорошо видно, что при одной и той же стадии углефикации углерода в древесине из гравелита оказывается меньше (62,52%), а кислорода больше (33,04) по сравнению с древесиной, выделенной из песчаника и содержащей углерода 63,30%, а кислорода 32,12%. Следовательно, при прочих равных условиях содержание углерода и кислорода в гелефицированной древесине зависит от литологического типа породы, ее захоронившей. Увеличение содержания углерода и уменьшение – кислорода в древесине, выделенной из ряда песчаник–аргиллит, указывает на то, что изменения ее элементарного состава связаны с гранулометрическим спектром литологических типов пород, в которых она была захоронена.

Это подтверждается и данными более глубокого химического исследования гелефицированной древесины, которые были получены П.С. Софиевым с соавторами [76] по Ангреному месторождению (Средняя Азия). В этом случае соблюдалось более высокое содержание реактивного кислорода и карбоксильных групп в гелефицированной древесине из озерно-болотного песчаника по сравнению с выделенной из аргиллита и принадлежащей той же фации. Древесина также характеризуется различным содержанием гуминовых кислот, порогами их агрегации и оптической плотностью в зависимости от среды захоронения.

Теперь посмотрим, как же зависят ее свойства, если изменение было связано с одинаковыми литологическими типами пород, но с разными фациями. Оказывается, например, что в Итатском месторождении древесина на стадии твердого бурого угля из дельтового песчаника содержит больше углерода (64,70%) по сравнению с выделенной из руслового песчаника, в которой углерода 63,30%, а кислорода – 32,12%. В древесине из пойменного алеврита содержится меньше углерода и больше кислорода, чем в древесине, изменения которой были связаны с алевролитами озерно-болотной фации. Более значительная разница в содержании углерода и кислорода в гелефицированной древесине из угля и песчаника (Ахалцхское месторождение, Грузия, табл. 7) объясняется фациальными особенностями дельтовых песчаников, захоронивших древесину.

Песчаники, в которых происходят изменения древесины той же стадии углефикации по другим месторождениям (Богословское – Урал, Ангрено – Средняя Азия), принадлежат озерно-болотным отложениям. Во всех стадиях разложения гелефицированной древесины из литологического типа породы любой фации содержится меньше углерода и больше кислорода, чем

Таблица 7. Различие в свойствах гелефицированной древесины на разных стадиях углефикации в зависимости от среды захоронения

Месторождение, бассейн	Стадия углефикации	Песчаник и уголь		Аргилит и уголь		Песчаник и уголь. $R_{\text{макс}}$
		$C_{\text{орг}}, \%$	$O_{\text{орг}}, \%$	$C_{\text{орг}}, \%$	$O_{\text{орг}}, \%$	
Очамчире	Торфяная	–	–	4,53	4,68	
Прибалтика	”	7,20	6,44	3,78	3,34	0,04
Днепровский	Землистого бурого угля	5,54	5,78	3,06	3,25	0,06
Ахалцихское	Твердого бурого угля	5,95	6,37	2,20	1,93	0,15
Ангренское	бурого угля	5,20	5,10	2,18	1,67	–
Богословское	угля	5,01	4,58	1,93	1,44	0,13
Ткибульское	Газового угля	4,48	4,22	1,27	1,11	0,17
Ткварчельское	Жирного угля	3,94	4,49	–	–	0,23

в гелефицированной древесине, выделенной из торфа и угля, принадлежащих болотной фации.

Обнаружено также повышенное содержание углерода и пониженное кислорода в древесине из алевролитов, сильно сидеритизированных по сравнению с обычными алевролитами и даже углем. Так, на стадии *твердого* бурого угля в древесине из сидеритизированного алевролита (Богословское месторождение, Урал) содержится углерода 73,91%, кислорода 24,41%, в то время как в древесине из обычного алевролита углерода – 69,53%, кислорода – 25,45%, а в древесине из угля – 71,12% и 24,16%, соответственно.

Следовательно, фациальные условия могут ослаблять или усиливать влияние литологического типа породы на изменение химических свойств гелефицированной древесины. Таким образом, при прочих равных условиях, химические свойства гелефицированной древесины являются функцией двух переменных: *литологического* типа осадка – породы, в которой она была захоронена, и *фациальных* условий, где происходило накопление осадков этих типов.

Исследования показали, что различия в химических свойствах гелефицированной древесины в зависимости от среды захоронения с повышением стадии углефикации постепенно уменьшаются (см. табл. 7). Разница в содержании углерода и кислорода в гелефицированной древесине, выделенной из озерно-болотного песка (песчаника) и торфа Прибалтики, равна, соответственно, 7,20 и 6,44%. На стадии газового угля Ткибули (Грузия) эта разница становится меньше 4,48% по углероду и 4,22% по кислороду, а если сравнивать содержание углерода и кислорода в гелефицированной древесине по той же газовой стадии, но выделенной из озерно-болотного аргиллита и угля, то разница оказывается уже небольшой – 1,27 и 1,11%, соответственно. Уменьшение различий в свойствах гелефицированной древесины в процессе ее углефикации подчеркивается выполаживанием линий, показывающих изменение содержания углерода и кислорода в зависимости от среды захоронения.

Выявленная разница в содержании углерода и кислорода в гелефицированной древесине из различных литологических и фациальных типов осадков и пород позволяет внести ряд существенных поправок в определение ста-

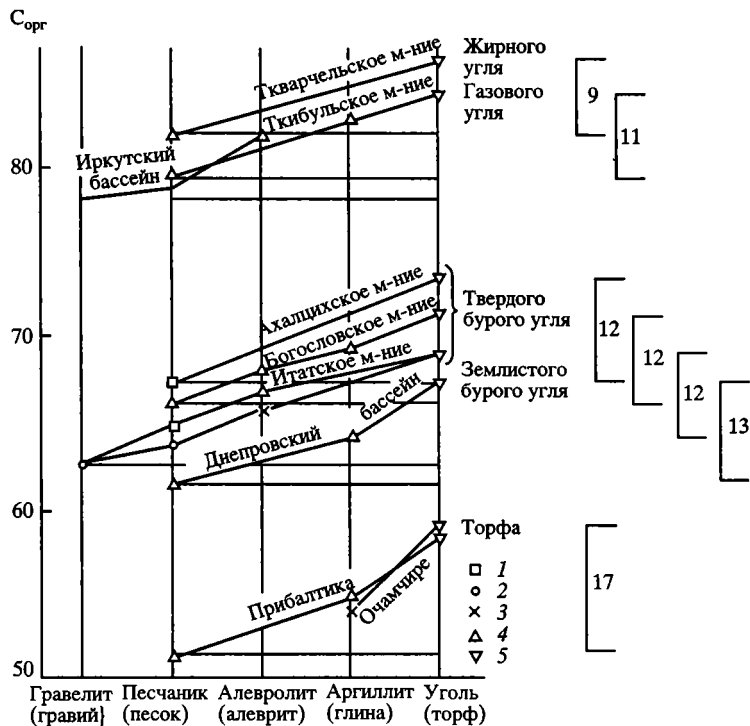


Рис. 20. Изменение содержания $C_{орг}$ (в %) в гелефицированной древесине на разных стадиях углефикации в зависимости от среды захоронения

Отложения: 1 – дельтовые, 2 – русловые, 3 – пойменные, 4 – озерно-болотные, 5 – болотные

Справа от рисунка дана шкала (в мм) зависимости содержания $C_{орг}$ от стадии метаморфизма. По мере увеличения стадии метаморфизма угля – от торфа до жирного угля – уменьшается содержание $C_{орг}$ – от 17 до 9 мм

дии углефикации древесины по данным элементарного анализа. Из рисунков 20 и 21 видно, что на каждой стадии углефикации (особенно низкой) содержание углерода и кислорода в гелефицированной древесине из песчаника или иного фациального типа очень близко к таковому из угля предыдущей стадии углефикации. Так, например, древесина из озерно-болотного песка (Днепроовский бассейн) на стадии землистого бурого угля по элементарному составу оказывается ближе к торфу, чем к землистому бурому углю. Наглядный пример дает древесина из озерно-болотного песчаника на стадии твердого бурого угля (Богословское месторождение), которая, как видно на рисунках 20 и 21, по содержанию углерода и кислорода относится к стадии углефикации не твердого бурого угля, а землистого. Гелефицированная древесина из руслового гравелита Итатского месторождения (Ачинский бассейн), угли которого принадлежат к твердым бурым углям, даже не достигла еще стадии углефикации землистого бурого угля. Таким образом, влияние литологического и фациального типа осадка-породы на изменение элементарного состава древесины в ряде случаев измеряется масштабом более одной стадии углефикации.

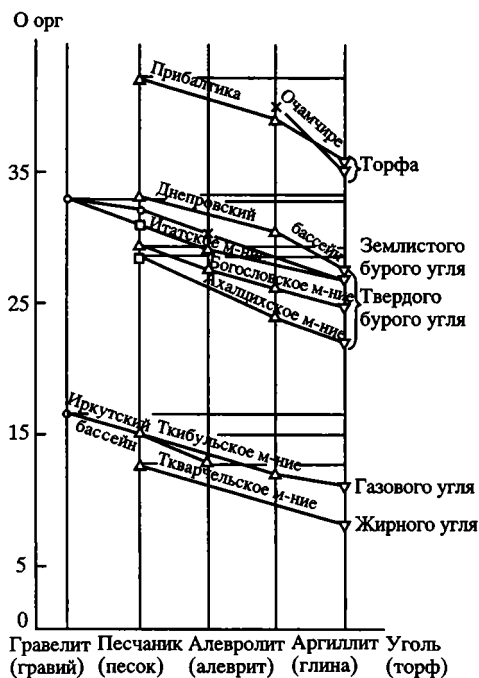


Рис. 21. Изменение содержания $O_{орг}$ (в %) в гелефицированной древесине на разных стадиях углефикации в зависимости от среды захоронения

Условные обозначения см. на рис. 20

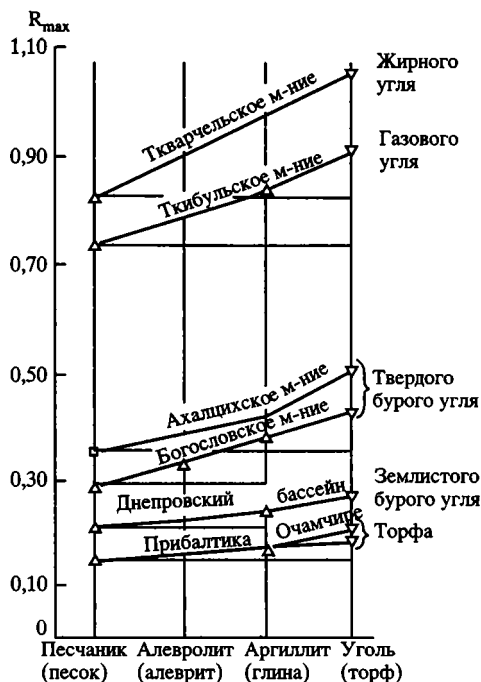


Рис. 22. Изменение отражательной способности (R_{max}) гелефицированной древесины на разных стадиях углефикации в зависимости от среды захоронения

Условные обозначения см. на рис. 20

При прогнозе стадий преобразования осадочных осадков-пород по рассеянному в нем органическому веществу, а также при прогнозе качества углей и нефтеносности необходимо учитывать литологический и фациальный типы осадка-породы, к которым она была приурочена. Особенно это важно при прогнозе нефтеносности, так как последняя связана с очень узким диапазоном стадий изменения осадков-пород, соответствующим содержанию свободного углерода в органическом веществе всего лишь от 50 до 65% [111, 112].

Выявленная зависимость химических свойств гелефицированной древесины от среды захоронения очень отчетливо проявляется и в величине ее отражательной способности (рис. 22). Как видно из рисунка, здесь обнаруживается та же закономерность, что и в изменении содержания углерода в древесине. Следовательно, при прочих равных условиях, величина отражательной способности гелефицированной древесины также зависит от среды ее захоронения. И эта зависимость при увеличении стадии углефикации усиливается. Если, например, на торфяной стадии разница в отражательной способности гелефицированной древесины, выделенной из озерно-болотного песка и из торфа, составляет всего лишь 0,04, то на стадии жирного угля она равна

уже 0,23. Это хорошо видно и на рис. 22, где с увеличением стадий углефикации угля увеличивается угол наклона линий, показывающих изменение отражательной способности.

Изложенное позволяет утверждать, что при использовании показателя отражательной способности органического вещества в решении практических задач необходимо учитывать литологический и фациальный тип осадков-пород, его захоронивших. Поэтому определения стадий метаморфизма осадков и пород угленосных и нефтеносных отложений по отражательной способности витренита (гелефицированная древесина), которые даны в работе И.И. Аммосова и Тан-Сю-И [4], без учета захоронения, являются неточными и, естественно, требуют доработки.

Теперь обратимся к факторам, определяющим изменения свойств органического вещества в различных фациальных условиях. Обнаружение различий в химическом составе древесины в связи с захоронением в разных литологических и фациальных типах осадков на торфяной стадии и дальнейшее уменьшение этих различий по мере увеличения стадии углефикации (литогенез) древесины свидетельствуют о том, что эти различия сформировались в процессе диагенеза под влиянием внутренних факторов осадка, возникших вследствие специфики его накопления в каждой данной фации. Если в таком же аспекте проанализировать отражательную способность гелефицированной древесины, то можно увидеть, что на ее величину литологический и фациальный типы осадка и породы оказывают тем большее влияние, чем интенсивнее действуют внешние факторы – давление и температура. Поэтому, как было показано выше (см. рис. 20), на торфяной стадии, когда роль этих факторов сведена до минимума, зависимость отражательной способности гелефицированной древесины от среды захоронения не обнаруживается. Следовательно, если различия в химических свойствах древесины, определяемые средой захоронения, контролируются внутренними факторами осадка в диагенезе, то различия в отражательной способности не связаны с внешними факторами – температурой и давлением, которые проявляются уже в породах.

Поскольку грубозернистые осадки (гравелиты, песчаники) являются более проницаемыми, чем тонкозернистые (алевриты, глины), то, следовательно, можно допустить, что среда их в диагенезе была более окислительной по сравнению со средой формирования тонкозернистых осадков, а тем более торфяников, где среда была восстановительной. Там, где предполагается большее содержание кислорода в среде осадка, фактические данные показывают, что в элементарном составе древесины повышено содержание кислорода, понижено углерода, увеличен выход гуминовых кислот с пониженным порогом агрегации и повышенной оптической плотностью по сравнению с гелефицированной древесиной, изменение которой в диагенезе было связано с восстановительной средой.

По данным В.И. Касаточкина [37], направление химического преобразования органического вещества определяется стремлением его перейти в формы с меньшим запасом свободной энергии, т.е. в формы, более химически стабилизированные. Это сопровождается в первый период, как полагает В. Кревелен [144], отщеплением кислорода от активных кислых групп в молекулы органического вещества в форме CO_2 и H_2O . В соответствии с этим

естественно ожидать замедление этого процесса и, следовательно, и замедление химической стабилизации органического вещества в условиях среды, более обогащенной кислородом, чем та, где среда была восстановительной. Более интенсивное течение процессов химической стабилизации органического вещества в глинах, возможно, связано не только с недостатком кислорода в среде осадков, но и с химизмом самих осадков, а также с солевым составом вод, наполняющих пространство между зернами. И не случайно, например, что сидеритизированные алевролиты озерно-болотной фации (Волчанское месторождение) включают древесину, характеризующуюся значительно повышенным содержанием С и пониженным О по сравнению с древесиной, изменяющейся в чистых алевролитах той же фации.

Таким образом, интенсивность диагенетических преобразований органического вещества при прочих равных условиях зависит от среды его захоронения. Этот вывод, соответствующий точке зрения Н.М. Страхова [78] на общий характер диагенетических преобразований рассеянного органического вещества, одновременно ее детализирует и тем самым дополняет.

И, наконец, хочу обратить внимание на связь химического состава органического вещества с различным содержанием минеральной примеси в углях. Исследование гуминовых кислот сильноглинистого торфа (фация глинисто-гумусовых осадков относительно устойчивых заиливающихся торфяных болот) и торфа со сравнительно небольшим содержанием рассеянного в нем глинистого вещества (фация гумусовых осадков относительно устойчивых, сильно обводненных застойных торфяных болот) (табл. 8) показало, что они различны по свойствам. Гуминовые кислоты малозольных торфов содержат значительно меньше активных кислых (карбоксильные, финольные гидроксилы) и карбонильных групп. Органическое вещество зольных торфов по сравнению с малозольными в элементном составе содержат меньше углерода и больше кислорода. Отличия наблюдаются и в других показателях, например, в выходе гуминовых и фульвиокислот.

Указанные данные свидетельствуют о том, что органическое вещество малозольных торфов в процессе диагенетических преобразований изменилось больше, чем в сильнозольных. Характерно также, что именно там, где органическое вещество оказывается более измененным, т.е. в условиях типичных торфяных болот, в составе глинистых минералов (монтмориллонит и хлорит) несколько увеличивается содержание каолинита и появляется вермикулит; таким образом глинистое вещество оказывается наиболее преобразованным.

Органическое вещество в изученных торфах петрографически не обнаруживает каких-либо существенных генетических отличий от органического вещества в илах одного и того же разреза торфяного пласта при условии одинакового ботанического состава растений-торфообразователей. Так, в приведенном разрезе Набауского месторождения Колхиды (Грузия) органическое вещество торфа и илов – результат оторфения древесного материала, оно представлено в обоих случаях гелинито-преколлинитовым типом, т.е. возникло при сильном разложении отмерших древесных растений в процессе гелефикации.

Следовательно, указанные выше различия в химической характеристике органического вещества ила и торфа можно рассматривать как диа-

**Таблица 8. Химический состав органического вещества осадков с различным содержанием минеральной примеси
(исходный материал – древесина ольхи)**

Номер образца	Генетический тип осадка	А ^с торфа	Элементарный состав органической массы торфа, %			Выход, %				А ^с гуминовых кислот, %	Содержание активных кислот групп, мг-экв/г			Карбоновые группы, мл-экв/г
			С	Н	О	биту-мов	водно-раствори-мых и лег-когидроли-зуемых веществ	гумино-вых кислот	фуль-вокис-лот					
$\frac{64}{107}$	Гелинито-преколлинитовый торф	18,4	58,8	5,30	35,9	3,1	19,20	38,3	8,01	0,48	5,0	3,51	1,49	2,00
$\frac{486}{89}$	То же	33,85	50,16	6,28	43,56	2,92	17,62	42,10	10,08	0,44	6,47	3,42	3,05	2,25
$\frac{947}{89}$	Глинистый геленито-преколлинитовый торф	49,44	48,18	6,49	45,33	0,10	11,65	44,78	17,28	0,65	7,60	3,79	3,81	2,75

Таблица 9. Рентгенографическая характеристика гелинитовых торфов, различающихся по структуре

Исходный материал	Слой	Структура	Дифракционные максимумы, Å (дифракционные линии)		
			I	II	III
Пушицевый	Нижний	Посттелинитовая	4,4 Сильная узкая	—	2,26 Очень слабая
	Верхний	Преколинитовая	4,4 Сильная широкая	2,63 Слабая узкая	2,26 Очень слабая, диффузная
Осоково-гипновый	Нижний	Телинитовая	4,42 Сильная узкая	2,63 Слабая узкая	2,26 Очень слабая
	Верхний	Преколинитовая	4,42 Слабая размытая	2,63 Очень, очень слабая	2,26 Очень, очень слабая
Сфагновый	Нижний	Телинитовая	4,02 Сильная узкая	2,37 Слабая узкая	2,01 Очень слабая, диффузная
	Верхний	Преколинитовая, переходная к посттелинитовой	4,02 Слабая широкая	2,37 Очень, очень слабая	2,00 Очень, очень слабая, диффузная

генетические (начальная стадия литогенеза). Однако имеются разрезы, где органическое вещество илов по сравнению с торфами оказывается менее разложённым, т.е. относится к гелинито-посттелинитовому типу. Тогда различия в химических свойствах органического вещества торфа и ила становятся несколько большими, что объясняется его различным генезисом.

Как видно из изложенного, ведущая роль в изменении органического и минерального вещества на ранней стадии литогенеза, т.е. в диагенезе, принадлежит, при прочих равных условиях, фациальной среде осадконакопления. В данном случае определяющим фактором является количество органического вещества в осадке, от которого зависит интенсивность преобразования глинистых минералов. В свою очередь, органическое вещество тоже изменяется в соответствии с преобразованием глинистого, т.е. процессы, регулирующие изменения того и другого, *взаимообусловлены*.

Различная структура вещества гелинитового торфа, обусловленная неодинаковой степенью разложения растительного материала, проявилась и в его рентгенографической характеристике (табл. 9). Для всех изученных торфов, по данным К.Т. Черкинской, характерны три дифракционных максимума, которые, однако, по-разному проявляются в зависимости от структуры торфа. Во всех случаях телинитовые, в широком смысле слова (телинитовые и посттелинитовые угли), торфы по структуре (нижние слои) имеют более четко выраженные дифракционные максимумы, чем коллинито-

Таблица 10. Зависимость элементарного состава геленитового торфа от содержания золы

Месторождение	Глубина залегания, м	Структура	Исходный материал	Технический анализ, %			Элементарный состав на органическое вещество, %		
				W ^a	A ^c	V ^r	C	H	N+O
Анаклийское	0,75	Преколинитовая	Древесный	13,72	15,21	—	56,31	6,04	37,65
Набадское	2,00	"	"	8,31	42,20	68,40	47,92	6,98	46,10
Имнадское	7,00	"	"	9,50	18,40	61,98	58,77	5,28	35,95
"	6,75	"	"	8,25	40,55	—	51,43	5,52	43,05
Кобулетское	0,75	Телинитовая	Осоково-молиниевый	12,38	16,51	—	56,67	6,19	37,14
"	1,00	"	"	8,25	50,38	—	45,53	6,56	47,91

Таблица 11. Зависимость элементарного состава геленитового торфа от глубины залегания

Месторождение	Глубина залегания, м	Структура	Исходный материал	Технический анализ, %		Элементарный состав на органическое вещество, %		
				W ^a	A ^c	C	H	N+O
Анаклийское	0,25	Преколинитовая	Древесный	13,67	14,76	54,11	6,32	39,57
"	0,75	"	"	13,72	15,21	56,31	6,04	37,65
Имнатское	7,00	"	"	9,50	18,40	58,77	5,28	35,95
Анаклийское	0,35	"	Тростниковый	8,61	54,42	45,75	6,53	47,72
"	До 100	"	"	8,31	53,25	50,50	6,51	42,13
Кобулетское	8,0	Посттелинитовая	Осоковый	12,51	10,04	59,38	6,30	33,32
"	До 9,00	"	"	11,55	8,30	60,82	5,87	33,26
"	0,50	Телинитовая	Сфагновый	10,44	4,05	51,68	6,38	41,94
"	1,0	"	"	10,38	3,58	53,13	6,49	40,88

вые, в широком смысле слова (преколинитовые и коллинитовые угли), торфы по структуре (верхние слои), т.е. сильно разложенные.

Отмеченные различия скорее всего могут быть объяснены большим количеством в телинитовых торфах сохранившейся целлюлозы, имеющей упорядоченное строение, содержание которой, как показывают петрографические исследования, прогрессивно убывает по мере разложения растительного волокна.

Следовательно, химические и физические свойства торфа зависят не только от степени гелефикации исходного растительного материала, но и от количества сохранившейся в нем целлюлозы.

Свойства торфа, а следовательно и углей, связаны с содержанием золы гелинито-телинитового торфа и глубины его залегания. Они несомненно и закономерно изменяют его химический состав. Чем более зольный торф (табл. 10), тем меньше в его органическом веществе углерода, больше водорода и кислорода. С увеличением глубины залегания торф обогащается углеродом и соответственно, в нем становится меньше водорода и кислорода (табл. 11). При этом сравниваются торфы, одинаковые по исходному материалу, степени разложения и зольности. Следовательно, изменение химического состава торфа происходит не только в торфогенном слое под влиянием биохимических процессов, но и на глубине, что, очевидно связано с диагенетическими преобразованиями [9]. Изменение элементарного состава торфа с глубиной, подмеченное впервые Л.В. Пигулевской и В.Е. Раковским [65], объясняется как течением вторичных процессов в веществе торфа, связанных с конденсацией углеводов и их дегидратацией, так и декарбонизированием.

А.Г. Косовская [41], изучая отложения Печорского угольного бассейна (Интинский регион), пыталась установить минеральный состав глин угленосных отложений на породном уровне (литогенез), а не на стадии седиментогенеза. И.Д. Зхус [32] отмечал, что должна существовать зависимость между составом глинистых минералов и определенными обстановками осадконакопления. Он полагал, что глинистые минералы можно использовать при разнообразных палеогеографических реконструкциях, касающихся как источников сноса обломочного материала и путей его миграции, так и особенностей седиментационных водоемов, но И.Д. Зхус не использовал фациальный метод. Г.А. Мизенс [55] не связывал состав глинистых минералов с фациальными обстановками, но его рентгенографические исследования полностью согласуются с нашими. Имеются и другие подобные работы, в которых высоко квалифицировано диагностируются глинистые минералы, но практически не делается попыток увязать их с фациальной природой отложений.

Х.2. МОДЕЛЬ ГЛИНООБРАЗОВАНИЯ В УГЛЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЯХ

П.П. Тимофеев и Л.И. Боголюбова [110] на примере изучения голоценовых отложений приморских областей торфонакопления (Колхида, Южная Прибалтика, Западная Куба, Флорида) впервые установили ряд закономерностей преобразования глинистых минералов и их комплексов. Установлена основополагающая роль фациальной среды седиментогенеза в происхождении и развитии минеральных фаз.

На основе изучения глинистых минералов в различных фациальных типах органического и терригенно-глинистого вещества озерных отложений была обоснована *принципиально новая модель глинообразования* в областях

Таблица 12. Связь комплексов глинистых минералов с озерными фациями отложений интинской свиты (Р₂, уфимский ярус) юга Печорского угольного бассейна

Комплексы глинистых минералов		Фации
номер	название	
Пер- вый	Каолинит-хлорит-гидро- слода-монтмориллонит	Глинисто-алевритовых осадков полуизолирован- ного прибрежного мелководья. Озерных водоемов приустьевой и устьевой частей аллювиально-дельтовой равнины (ОРП)
Вто- рой	Каолинит-хлорит-гидро- слода-монтмориллонит- смешанослойные образования типа смектит- слода	Песчано-алевролитовых, часто глинистых осадков, слабоподвижного мелководья. Озерных водоемов речных долин аллювиальной равнины (ОРД)
Тре- тий	Хлорит-гидрослода- монтмориллонит	Песчаных осадков сильноподвижного открытого мелководья, озер (малые аккумулятивные формы- дельты подводные валы и др. (ОСМ). Алеврито-песчаных осадков, иногда их горизон- тальное пологоволнистое переслаивание, присут- ствие проточных участков застаивающих озерных водоемов прибрежно-континентальной равнины и морского побережья (ОСЗ)
Чет- вер- тый	Хлорит-гидрослода-смеша- нослойные образования типа смектит-слода	Горизонтально-волнистое переслаивание глинисто- алевритовых и песчаных мелкозернистых осадков подвижного мелководья озер прибрежно-континен- тальной равнины и морского побережья (ОСО)

современного торфонакопления со свойственными ей закономерностями разрушения, трансформации и новообразования минералов глин. Эти процессы, по нашему мнению, обусловлены структурой органического вещества и его концентрацией в различных *фациальных типах осадков*. Такой подход к изучению глинистых минералов в совокупности с их приуроченностью к различным литолого-фациальным обстановкам осадко- и торфонакопления был осуществлен *впервые*.

В отложениях интинской свиты (уфимский ярус, верхняя пермь, южная часть Печорского угольного бассейна) нами установлены четыре комплекса глинистых минералов (табл. 12).

Первый комплекс. Комплекс каолинит-хлорит-гидрослода-монтмориллонит связан с глинисто-алевролитовыми осадками полуизолированного прибрежного мелководья озер – фация ОРП. Каолинит здесь встречается в двух модификациях: с совершенной структурой кристаллической решетки (аутигенный), с четкими и узкими рефлексами на дифрактограммах, а также с несовершенной структурой (обломочный), характеризующийся различными асимметричными рефлексами. Образованию первого способствовали озерные условия с несколько пониженными значениями pH. Известно, что кислая среда благоприятна для образования и сохранности каолинита. В этих условиях обломочный каолинит не только сохраняется, но и совершенствует свою структуру [26]. Что касается хлорита и монтмориллонита, то приро-

да этих минералов может быть различной. Они могут быть обломочными, могут развиваться по вулканическому материалу, а также представлять собой продукты стадийных преобразований триоктаэдрических гидрослюд.

В различных озерных отложениях встречается диоктаэдрическая гидрослюда. Во всех выделенных нами комплексах глинистых минералов она, вероятно, представляет собой аллотигенный материал и занимает промежуточное положение в процессе превращения слюда, полевых шпатов, хлоритов других минералов в каолинит.

Второй комплекс. Комплекс каолинит-хлорит-гидрослюда-монтмориллонит-смешанослойные образования типа смектит-слюда приурочен к песчано-алевритовым, часто глинистым осадкам слабоподвижного мелководья озер (ОРД).

При рассмотрении природы выделенных глинистых минералов этого комплекса следует отметить, что вышеописанная фация ОРП по условиям накопления осадков имеет определенное сходство с фацией ОРД.

Каолинит, как и в фации ОРП, встречается в двух модификациях – обломочный и аутигенный. В этой фации аутигенный каолинит образовался в результате трансформации алюмокремнистого геля, чему способствовала относительно слабая динамика водной среды озерного водоема. Такой путь образования каолинита является, по-видимому, наиболее естественным в условиях малоподвижного мелководья озер. Смешанослойные образования типа смектит-слюда возникают при гидрослюдизации монтмориллонита под воздействием среды, которая отвечает фации ОРД.

Распад рассеянного органического вещества приводит к обогащению исходных соединений водородом (гидрогенизация), тем самым уменьшается содержание водорода в окружающей среде и рН в осадке возрастает. При высоких значениях рН становится подвижным глинозем и повышается подвижность кремнезема. Вследствие этого кремний тетраэдрических сеток постепенно замещается алюминием, а возникающий при этом избыточный отрицательный заряд слоя компенсируется ионами калия, которыми обогащены озерные осадки из-за большого количества растительного материала. В результате замещения кремния алюминием, фиксации калия и перехода кристаллической решетки в неразбухающее состояние осуществляются преобразования, необходимые и достаточные для превращения монтмориллонита в гидрослюда.

Третий комплекс. Комплекс хлорит-гидрослюда-монтмориллонит встречается в сходных по условиям накопления осадков фациях ОСМ и ОСЗ. Эти глинистые минералы были выделены из песчаных отложений.

Представляется вероятным, что в условиях, характерных для данных фаций, образование монтмориллонита и хлорита протекало при замещении тонкодисперсного биотита, которыми обогащены песчано-алевритовые осадки обеих фаций.

Четвертый комплекс. Комплекс хлорит-гидрослюда-смешанослойные образования типа смектит-слюда ассоциируется с осадками фации ОСО.

Как уже отмечалось, природа хлорита может быть различной, но в осадках данной фации в условиях подвижного мелководья озер можно предположить его аллотигенное происхождение. Гидрослюда образуется за счет преобразования монтмориллонита, либо возможно также ее аллотигенное про-

исхождение. Образование смешанослойных фаз типа смектит-слюда происходило в условиях распада рассеянного органического вещества при повышенных значениях pH. Механизм образования подобен описанному выше для смешанослойных образований фации ОРД.

Таким образом, на основании детального и комплексного литолого-фациального анализа, включая рентгенографические и электронно-микроскопические исследования, следует сделать вывод, что основными факторами являются физико-химические условия газовой среды, т.е. *фациальные*, а также сопутствующие им гидрохимические и биохимические процессы, обусловленные количеством органического материала в осадках и степенью его биохимического разложения и механического измельчения.

ЦИКЛЫ-ПАРАГЕНЕЗЫ И ОБСТАНОВКИ ОСАДКО- И ТОРФОНАКОПЛЕНИЯ УГЛЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ И МЕХАНИЗМ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Анализ генетических и фациальных типов осадков в разрезе и на площади позволяет установить и типизировать циклическое (парагенетическое) строение угленосных отложений, которые обладают не только характерной и своеобразной чертой процесса накопления осадков, но и неотъемлемой, хотя по-разному в каждом случае, морфологически выраженной особенностью всех осадочных образований.

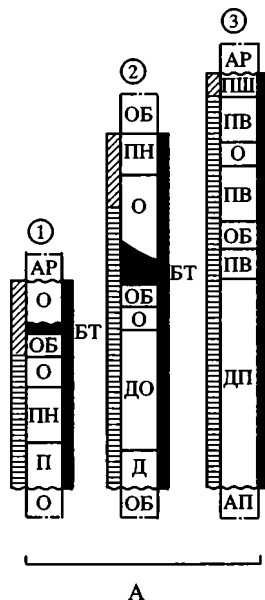
Наша методика понимания и выделения циклов-парагенезов принципиально отличается от западноевропейской и американской. В нашем представлении элементарный цикл-парагенез – это полифациальный комплекс, состоящий из парагенетически связанных местом и условиями образования различных генетических типов осадков, закономерно сменяющих друг друга в определенной временной последовательности. В отличие от нашей методики, где элементарный цикл есть первично обобщенная генетическая единица разреза, у западноевропейских и американских геологов – это только лишь литолого-морфологическая единица, в основу выделения которой положено направленное изменение литологического состава осадков.

Поэтому и цикличность нами представляется как направленное изменение в чередовании элементарных циклов-парагенезов, а не так, как пишут П. Дафф, А. Халлмон и Э. Уолтон, что это есть повторение в определенном порядке слоев горных пород в разрезе [84]. И, конечно, ничего общего с цикличностью не имеет ритмичность, которая представляет собой любое ритмически повторяющееся чередование пород.

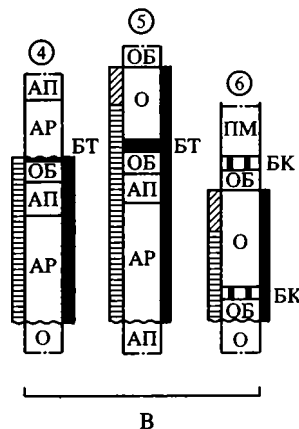
Элементарные циклы-парагенезы осадков имеют неодинаковый набор генетических типов осадков (это не глины, алевролиты, пески, известняки и т.п., являющиеся литологическими разностями осадков), которыми определяются их различные типы (рис. 23). Установлены: А – *континентальные*, В – *континентально-прибрежные*, С – *континентально-морские*, Д – *морские* группы циклов-парагенезов, которые подразделяются на следующие типы.

Так, среди континентальных установлены: 1 – пролювиально-озерно-болотные, 2 – делювиально-озерно-болотные, 3 – делювиально-пролювиальные типы. Континентально-прибрежные циклы-парагенезы подразделяются

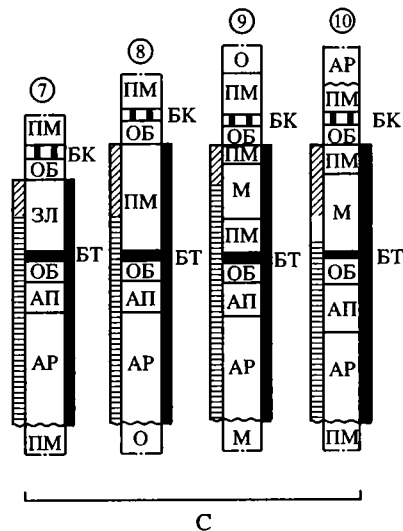
А. КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ЦИКЛЫ-ПАРАГЕНЕЗЫ



В. КОНТИНЕНТАЛЬНО-ПРИБРЕЖНЫЕ ЦИКЛЫ-ПАРАГЕНЕЗЫ



С. КОНТИНЕНТАЛЬНО-МОРСКИЕ ЦИКЛЫ-ПАРАГЕНЕЗЫ



Д. МОРСКИЕ ЦИКЛЫ-ПАРАГЕНЕЗЫ

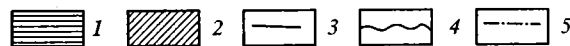
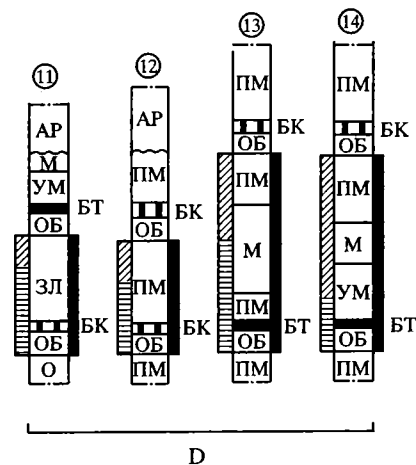


Рис. 23. Схема строения циклов-парагенезов угленосных отложений

Фации: АР – аллювия руслового, АП – аллювия пойменного, ОБ – озерно-болотные (почвенные образования), БТ – болотные – телинитовые угли, БК – болотные – коллинитовые угли. **Осадки:** Д – делювиальные, ДО – делювиально-озерные, ДП – делювиально-пролювиальные, ПВ – верховьев пролювиального конуса выноса, ПШ – пролювиального шлейфа, ЗЛ – заливно-лагунные, ПМ – прибрежно-морские, М – морские, УМ – удаленно-морские. **Типы циклов-парагенезов** (цифры в кружках). А. *Континентальные:* 1 – пролювиально-озерно-болотный, 2 – делювиально-озерно-болотный, 3 – делювиально-пролювиальный. В. *Континентально-прибрежные:* 4 – аллювиальный (морфологическая разновидность), 5 – аллювиально-озерный, 6 – озерный. С. *Континентально-морские:* 7 – аллювиально-заливно-лагунный, 8 – аллювиально-прибрежно-морской, 9 – аллювиально-морской, 10 – аллювиально-удаленно-морской. Д. *Морские:* 11 – заливно-лагунный, 12 – прибрежно-морской, 13 – морской, 14 – удаленно-морской. **Прочие обозначения:** 1 – трансгрессивная фаза цикла-парагенеза; 2 – регрессивная фаза цикла-парагенеза; 3 – контакт отчетливый; 4 – контакт резкий с размывом (эрозионный); 5 – линия ограничения разреза

на: 4 – аллювиальные (морфологические разновидности, когда часть циклов-парагенеза размывта последующим циклом), 5 – аллювиально-озерные, 6 – озерные типы. Континентально-морские состоят из: 7 – аллювиально-заливно-лагунных, 8 – аллювиально-прибрежно-морских, 9 – аллювиально-морских и 10 – аллювиально-удаленно-морских типов. Среди морских циклов-парагенезов выделяются: 11 – заливно-лагунные, 12 – прибрежно-морские, 13 – морские и 14 – удаленно-морские (см. рис. 23).

Под *элементарным седиментологическим* циклом осадконакопления понимается комплекс осадков, состоящий из парагенетически связанных (местом и условиями образования) определенных генетических типов осадков (генотипов), закономерно сменяющих друг друга (вверх по разрезу) в определенной последовательности и отвечающих соответствующей элементарной седиментационной обстановке осадконакопления. Цикл-парагенез осадконакопления – это парагенез генетических типов осадков (генотипов), элементарная единица осадочной толщи, каждый цикл-парагенез, как правило, отвечает одному колебательному движению и складывается из трансгрессивной и регрессивной фаз.

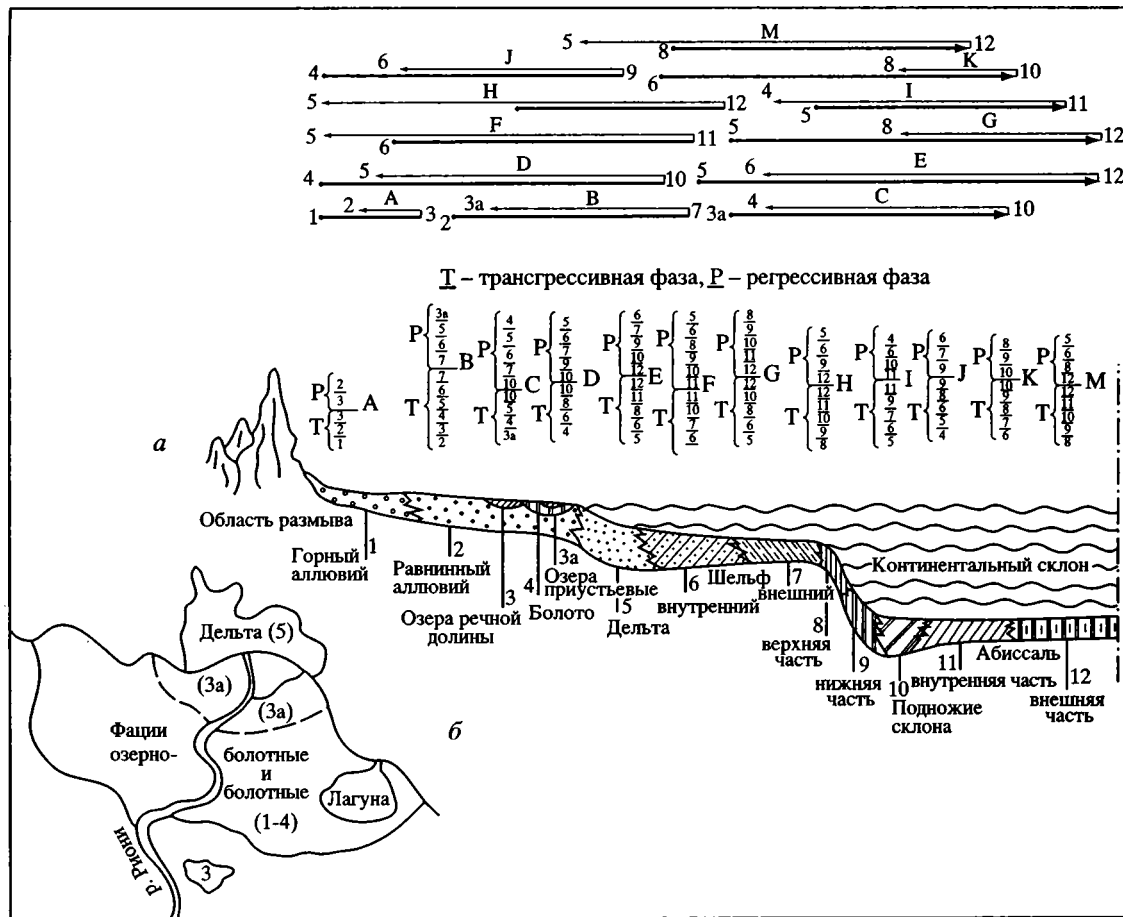
Возникновение различных типов циклов-парагенезов находится в тесной связи с их положением в конкретной палеогеографической схеме, где для каждого региона характерен свой режим осадко- и торфонакопления. Элементарные циклы-парагенезы, имеющие различный набор генетических типов, в определенной последовательности сменяют друг друга как по площади, так и по разрезу, что придает угленосным формациям общециклическое-общепарагенетическое строение их разрезов. В зонах, где преобладают аллювиальные отложения, могут наблюдаться морфологические разновидности типов циклов-парагенезов, которые возникают вследствие наложения последующих циклов-парагенезов.

На рис. 24 показан механизм образования циклов-парагенезов, состоящий из направленной схемы генетических и фациальных типов осадков в процессе трансгрессий и регрессий. Набор генетических и фациальных типов осадков в циклах-парагенезах в каждом отдельном случае может быть и бывает самый различный и зависит прежде всего от амплитуд трансгрессий и регрессий, которые изображены в верхней части данного рисунка. В свою очередь, наборы циклов-парагенезов зависят от строения дна бассейна седиментации, особенно его прибрежно-мелководной части. В частях, удаленных от прибрежной зоны, строение дна характеризуется, как правило, более выдержанными формами рельефа и фациальные зоны прослеживаются на больших его площадях. Направленная смена циклов-парагенезов в определенные отрезки времени приводят к образованию циклов-парагенезов более высоких порядков – мезоциклов-мезопарагенезов и, далее, – мегациклов-мегапарагенезов, а в конечном итоге – к выделению формаций, характеризующих уже крупные образования геологических тел и историю становления соответствующих палеотектонических структур.

На рис. 25 показана примерная схема сочетания элементарных циклов-парагенезов и циклов-мегапарагенезов в разрезе угленосной толщи вообще, а на рис. 26 воспроизведен реальный разрез верхов свиты C_2^5 (угли k_7 и k_8), C_2^6 и нижняя часть свиты C_2^7 (известняк M_1 и угольный пласт m_1). В правой

Рис. 24. Механизм образования элементарных циклов-парагенезов фациальных типов осадков в результате трансгрессий и регрессий вод морского бассейна (а) и распределение фаций болотных и озерно-болотных (1-4), приустьевой и устьевой частей болота (3а), а также трансгрессирующей дельты (5) [52] (б)

А-М – типы циклов; цифры – фациальные типы осадков (по-яснение см. в тексте)



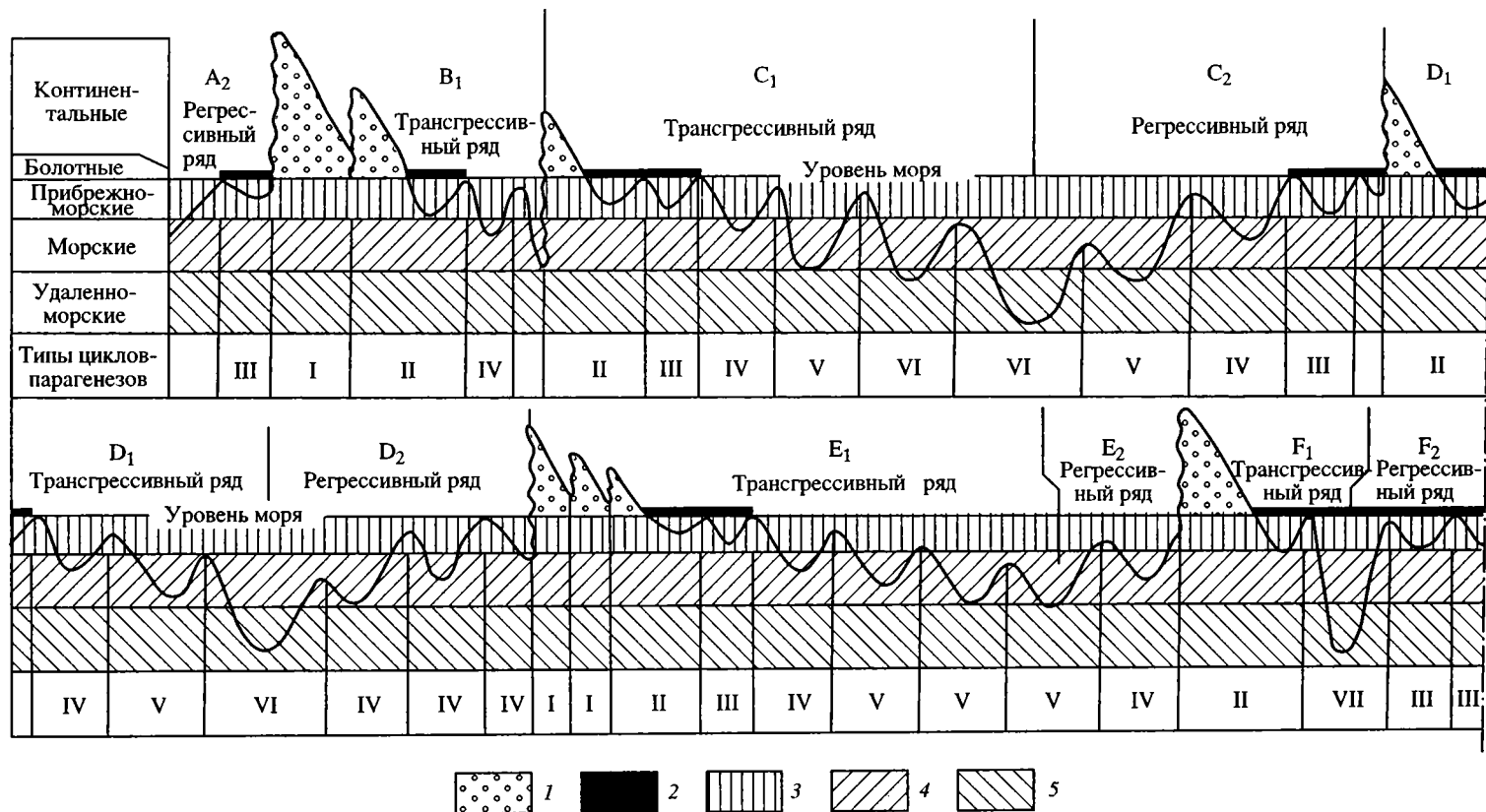


Рис. 25. Примерное сочетание элементарных циклов-парагенезов в разрезе осадочной толщи (I–VII)

Фациальные типы осадков: 1 – аллювиальные, 2 – болотные, 3 – прибрежно-морские, 4 – морские, 5 – удаленно-морские; **элементарные циклы-парагенезы:** I – аллювиальные, II – аллювиально-прибрежно-морские угленосные, III – аллювиально-прибрежно-морские, IV – прибрежно-морские угленосные, V – прибрежно-морские, VI – морские, VII – удаленно-морские · A–F – мезоциклы

части рис. 26 приводятся кривые смены фаций, смены элементарных обстановок осадко-торфонакопления и границы мегациклов-парагенезов. В легенде к рис. 26 даны литотипы, генотипы, фации и названия циклов-парагенезов.

Если элементарные циклы-парагенезы используются для сопоставления отложений внутри регионов (структур) или смежных регионов, то мезо- и мегапарагенезы – для корреляции удаленных регионов с разным генезисом отложений.

Столь же важно знание генезиса осадков и циклической парагенетической седиментации для сочленения и сопоставления разрезов, в том числе континентальных, с прибрежно-морскими и морскими отложениями, особенно если они связаны с неодинаковыми последующими по времени палеотектоническими условиями регионов.

Цикл осадконакопления – это парагенез генетических типов осадков (генотипов), элементарная генетическая единица толщи. Каждому циклу-парагенезу отвечает обстановка осадконакопления, характеризующаяся элементарной единицей ландшафта. Под *элементарной седиментационной обстановкой* осадконакопления подразумевается комплекс, состоящий из парагенетически связанных (местом и условиями образования) различных фаций, закономерно сменяющихся (вверх по разрезу) в определенной последовательности и отвечающих соответствующему элементарному циклу-парагенезу осадконакопления. *Обстановка осадконакопления* – это парагенез фациальных типов осадков (фаций) – *элементарная фациальная единица формации*.

Анализ обстановок осадко- и торфонакопления в разрезе и на площади позволяет перейти к выделению ландшафтных зон, которые и используются на палеогеографических картах, – зона речных долин, зона заболоченных аллювиально-дельтовых равнин, зона заболоченных прибрежно-морских равнин, зона дельт, зона открытого подвижного мелководья, морского бассейна и т.д. Эти карты при детальном литолого-фациальном анализе могут быть составлены в различном масштабе в зависимости от цели исследования и количества фактического материала. Из анализа карт можно видеть соотношение ландшафтов, направленность их смены как на площади, так и во времени, их взаимосвязь с палеоструктурами, строением ее основания и бортов, что, в конечном итоге, приводит к обособлению парагенетически связанных крупных комплексов фаций и обстановок осадконакопления, приуроченных к определенной тектонической структуре (или ее части), т.е. геологического тела, имеющего трехмерное измерение, которое мы называем *формацией*. Палеоструктура определяет размер формации, геотектонический режим, а палеогеография – строение формации.

Итак, под *геологической формацией* подразумевается *естественный парагенетически связанный местом и условиями образования крупный комплекс фациальных типов осадков, приуроченный к определенной палеотектонической структуре или ее части и соответствующий стадии ее тектонического развития*.

Анализ формаций позволяет выделять подформации, которые также являются геологическими телами, характеризующими последовательно сменяющиеся этапы и особенности геологического развития палеоструктур и

Название циклов-парагенезов	№№ циклов-парагенезов	Индекс известняков и углей	Литотип	Генотип	Фация	Смена фаций					Смена элементарных обстановок					Мезоцикл-парагенез
						Аллювиальные	Болотные	Прибрежно-морские	Морские	Удаленно-морские	Аллювиальные	Аллювиально-прибрежно-морские	Прибрежно-морские	Морские	Удаленно-морские	
Прибрежно-морской	12															V
	11	m ₁				БК										
Морской	10	M ₁														IV
		l ₉				БТ										
Прибрежно-морской	9															
		l ₈				БК										
Аллювиально-морской	8	L ₄														III
		l ₇				БТ										
Аллювиальный	7															
Прибрежно-морской	6	l ₅				БК										II
Удаленно-морской	5	L ₅														
		l ₄				БТ										
Прибрежно-морской	4															I
		l ₃				БК										
Аллювиально-прибрежно-морской	3	l ₂				БТ										
Прибрежно-морской	2	l ₁				БК										I
Удаленно-морской	1	L ₁														
		k ₈				БТ										
Прибрежно-морской	0	k ₇				БК										

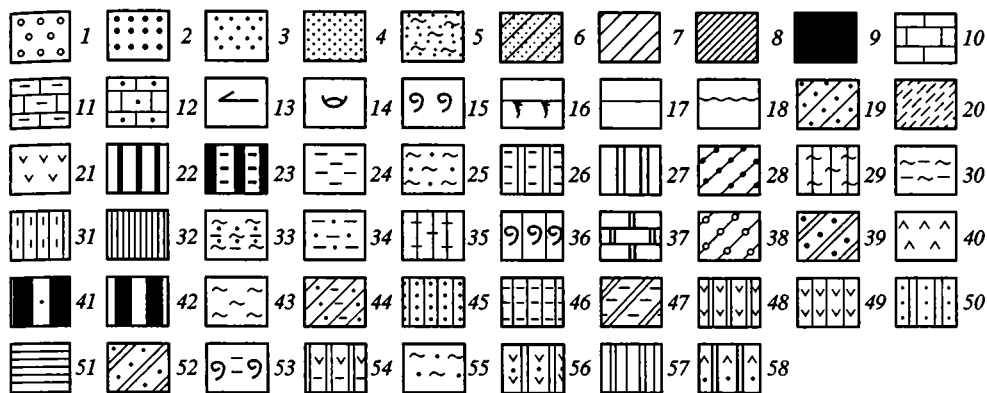
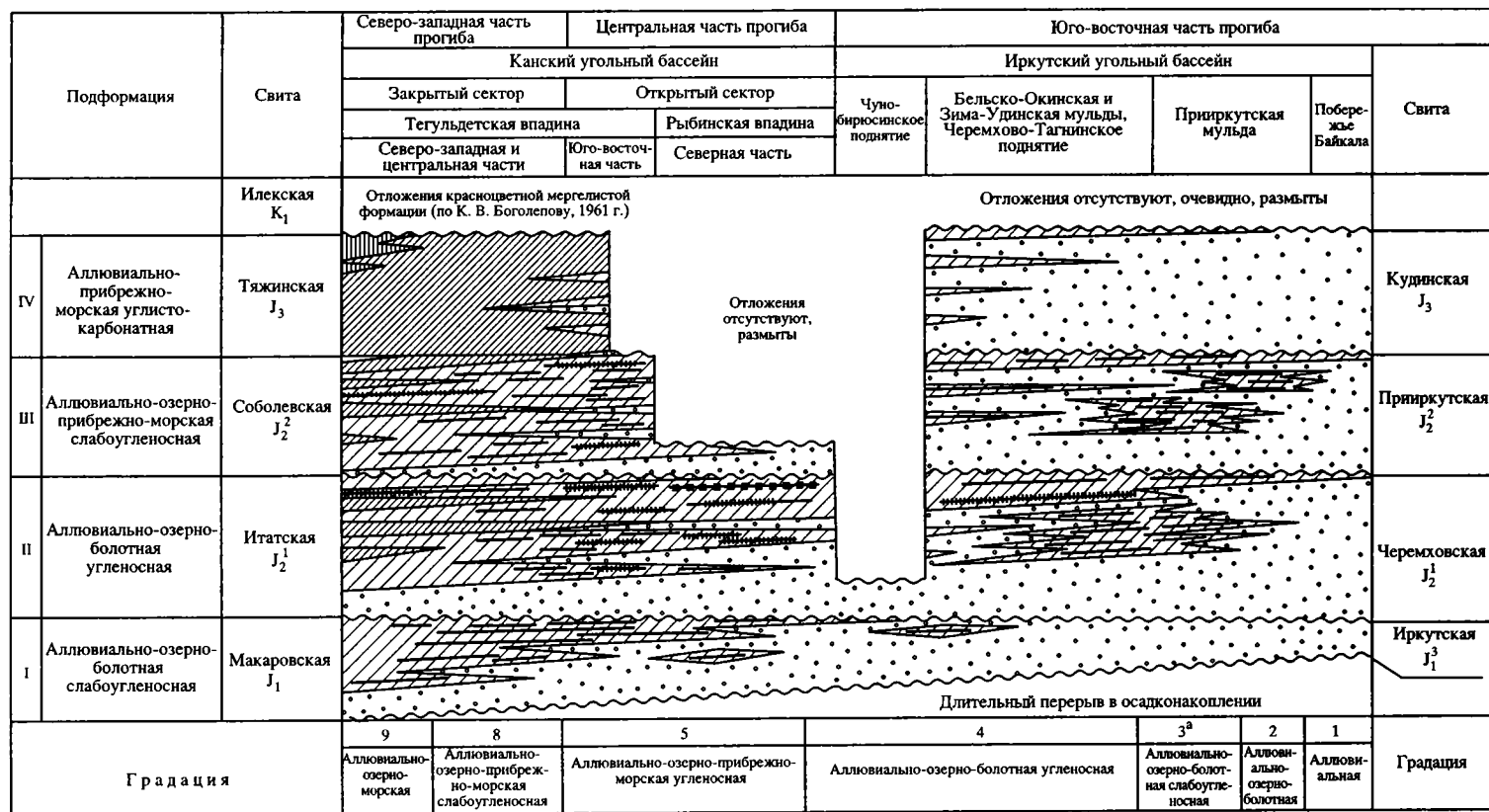


Рис. 26. Литолого-фациальный разрез свиты S_2^6 Донбасса с выделением циклов-парагенезов, смены фаций и элементарных обстановок осадконакопления, мезоциклов-парагенезов (I–V)

1–18 – литологические типы осадков и другие признаки отложений свиты S_2^6 среднего карбона Донбасса: 1 – гравелит мелкозернистый; 2–5 – песчаник: 2 – крупнозернистый, 3 – среднезернистый, 4 – мелкозернистый, 5 – мелкозернистый, алевроито-глинистый; 6, 7 – алевролит: 6 – крупнозернистый; 7 – мелкозернистый; 8 – аргиллит; 9 – уголь гумусовый; 10–12 – известняк: 10 – органогенный-зоогенный, 11 – глинистый, 12 – песчаный; 13 – обрывки растений и атрит; 14, 15 – фауна: 14 – опресненная, 15 – морская; 16 – почва угольного пласта; 17, 18 – контакт: 17 – отчетливый, 18 – резкий с эрозионным размывом. 19–37 – генетические типы осадков: 19–23 – континентальные осадки: 19 – гравийно-песчаные, 20 – алевроито-глинистые, 21 – алевроито-глинистые с корневыми остатками, 22, 23 – угли гумусовые; 24–32 – прибрежно-морские осадки: песчаные, песчано-алевролитоглинистые, переслаивание тонкое, мелкое крупное, часто с нарушенными текстурами, с разнообразной фауной; 33–37 – морские осадки – алевроито-глинистые, иногда с мелкозернистыми песчаниками, мергелями и известняками. 38–58 – фациальные типы осадков: 38–51 – континентальные фации: 38 – русловой аллювий, 39 – пойменный аллювий, 40 – озерно-болотные фации – почвы и подпочвы угольных пластов, 41, 42 – болотные фации (41 – телинитовые угли, 42 – коллинитовые угли); 43–51 – прибрежно-морские фации; 52–58 – морские и удаленные от берега осадки

строение заключенных в них геологических тел. Если построим разрез формации во многих направлениях, то сможем четко увидеть особенности их строения в том или ином районе. А если это разрезы, которые И.В. Хворова [131] предложила называть *градациями* (рис. 27), то получим *карту градаций* (рис. 28), т.е. разрезов, характеризующих строение и генезис отложений в отдельных частях палеорегионов прогиба в течение всего времени образования формации – от подошвы до кровли. Градация – вертикальный разрез тела формации в любой ее части.

Таким образом, в процессе детального комплексного познания генезиса отложений через генетические и фациальные типы осадков, циклы-парагенезы и обстановки осадко- и торфонакопления, мегациклы и подформации, парагенез мегациклов и ландшафтов, сочетание ландшафтов всех уровней организации приходим к выделению и обособлению формаций в древних, соответствующих их возрасту структурах, к познанию историко-геологических условий формирования осадочных образований. Формация – не начальный, а конечный результат исследования.



Обособление формаций и восстановление палеоструктур основываются на анализе ландшафтов, их распределения по площади и в разрезе, которое, т.е. распределение, имеет определенные закономерности, позволяющие восстанавливать палеорельеф и конфигурацию палеоструктур в целом.

Из приведенных выше построений вытекает, что при таком подходе осадочные формации выступают как крупные геологические тела определенного генетического облика, раскрывающие причинные связи не только своего внутреннего строения и природы вещественного состава, но и соотношения со смежными формациями. Выделенные формации, представляющие конечный этап комплексного детального исследования, базирующегося на широкой генетической основе, приобретают право на существование. Только такие формации в дальнейшем могут быть положены в основу их сравнительного анализа, глобальных корреляций геологических процессов и явлений в земной коре. Это позволит более обоснованно сформулировать историко-геологическое представление об условиях формирования и эволюции осадочных образований и развитии тектонических структур во времени и пространстве на океанических и континентальных блоках Земли.

В результате детального комплексного литолого-фациального изучения осадочных образований нами были выделены следующие главные формациообразующие факторы: 1) *палеоструктура* времени образования формации, 2) *геотектонический* режим осадко- и торфонакопления, 3) *палеогеография*, 4) *палеоклимат*, 5) *вещество* – терригенное, биогенное, хемогенное, вулканогенное и другое, поступающее в область седиментации.

Главенствующая роль принадлежит первым трем факторам, которыми определяются размер, объем и мощность геологического тела, его конфигурация, тип разреза, генезис слагающих формацию осадков. В первоизданном виде пространственные контуры формаций, как правило, совпадают с границами палеоструктур. Факторами весьма важными, но как бы второго плана, являются палеоклимат и вещество. Климат характеризует тип седиментации – гумидный, аридный, ледовый и др. При определенных условиях он может меняться (растительность) в пределах образования формации при неизменном сочетании первых трех факторов (юрская угленосная формация Средней Азии, юрская формация Сибири, среднего карбона Донбасса и мн. др.). Вещество же определяет геохимический облик формации. Оно иногда бывает столь типичным для той или иной формации, или ее частей, что входит в их название – угленосная, бокситоносная, железорудная и др. Климат, вещество дополняют, усложняют, но не изменяют основного существа формаций, хотя некоторые члены и выпадают из разреза. Однако без учета их

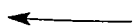
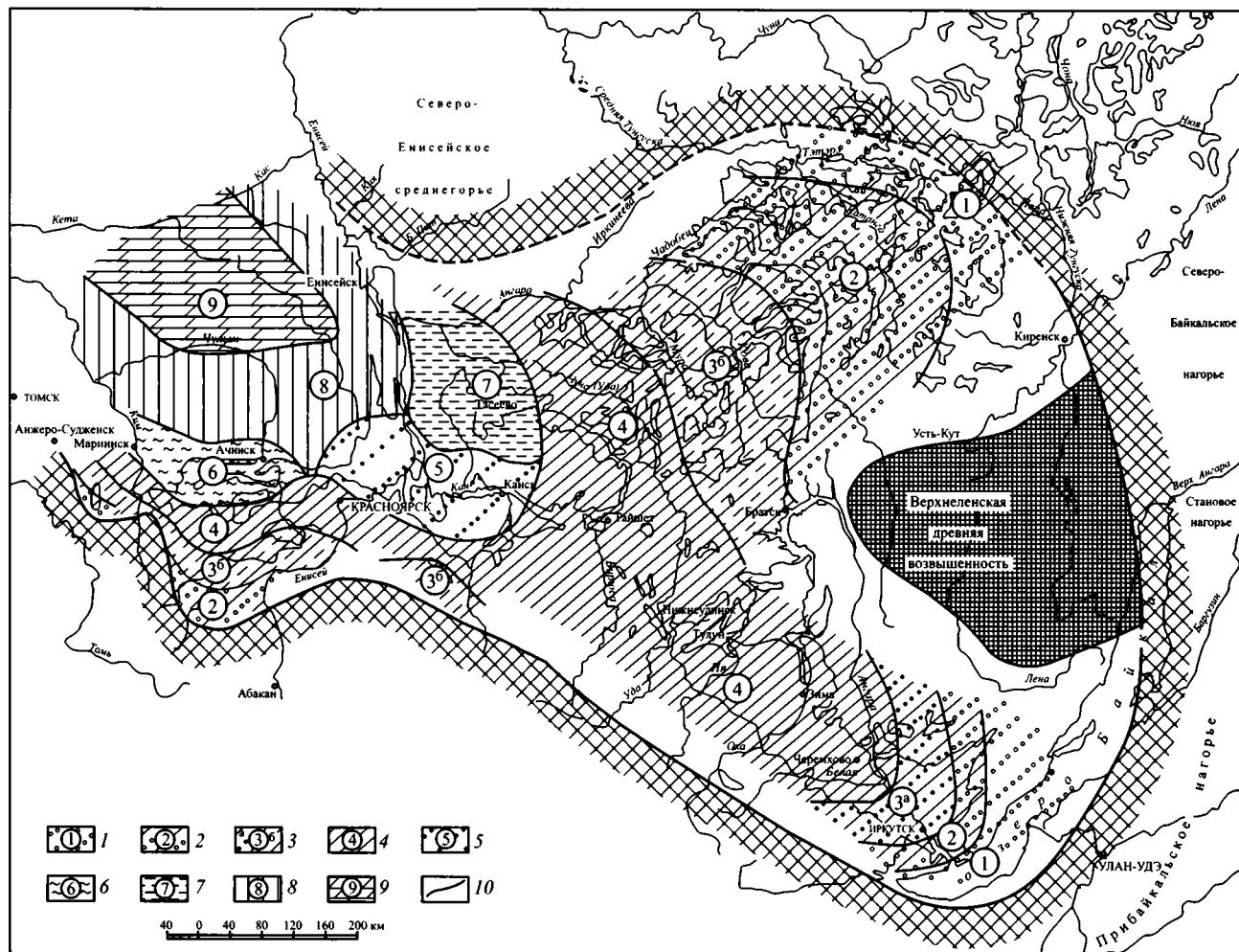


Рис. 27. Схематическое расположение градаций в разрезе морской аллювиально-морской угленосной формации по линии Канский–Иркутский угольные бассейны

1–7 – отложения: 1 – аллювиальные; 2–4 – болотные, с мощностью угольных пластов: 2 – не более 2 м, 3 – не более (в среднем) 10–15 м, 4 – более 15 м; 5 – заливно-лагунного прибрежного открытого подвижного мелководья эпиконтинентального морского бассейна; 6 – заливно-лагунного, прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна с признаками аридизации климата; 7 – наиболее удаленных от побережья частей эпиконтинентального морского бассейна



←

Рис. 28. Схематическая карта расположения градаций юрских аллювиально-озерно-морских угленосных формаций на площади Ангара-Енисейского и Чулымо-Енисейского прогибов

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

не могут быть полностью познаны все процессы возникновения и литогенетического (постседиментационные) преобразования формаций.

Принимая осадочную формацию за первичное, генетически обособленное седиментационное геологическое тело, можно правильно и научно обоснованно понять эволюцию процесса литогенеза, развитие тектонических структур и положение месторождений полезных ископаемых в осадочной оболочке Земли.

Вот основные аспекты развития нового фундаментального учения об осадочных формациях. Сущностью учения об осадочных, в том числе угленосных, формациях должны быть *парагенезы*, но не пород, а *фациальных типов осадков* разных уровней организации, как было показано выше (см. рис. 3). Учение о формациях должно разрабатываться на генетической основе и, как писал Н.С. Шатский [133–135], в нем должны соединяться литологический, стратиграфический и тектонический подходы. Это позволит разработать единое учение об осадочных формациях. Другой альтернативы, по мнению автора, не существует.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ГУМУСОВЫХ УГЛЕЙ И РОЛЬ ГЕНЕЗИСА В ПОЗНАНИИ УГЛЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ

ХИ.1. ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ УГЛЕЙ

Выявленные закономерности в распределении генетических типов углей различных обстановок осадко- и торфонакопления в разрезе и на площади угленосных формаций позволили установить их парагенезы, взаимоотношения друг с другом и построить геологическую генетическую классификацию гумусовых углей, приводящую в систему все многообразие углей в природе. «Генетическая классификация углей, – как утверждал Ю.А. Жемчужников, – должна основываться на их природе и происхождении. Под *происхождением* углей следует понимать не только исходный материал, который послужил для их образования, но и конечный результат, связанный с процессами его первичного превращения. Здесь подчеркивается именно первичное превращение, не зависящее от метаморфизующих агентов, как температура, давление и многое другое, повышающее зрелость угля» [27, с. 91].

Комплексное литолого-фациальное изучение, генетический и формационный анализ углей и вмещающих осадков и пород угленосных отложений позволили по-новому проанализировать вещественный состав торфов и углей, а также установить для них новый классификационный признак, характеризующий структуру и текстуру преобладающего вещества угля или, иначе говоря, структуру и текстуру вещества торфо- и углеобразующих микрокомпонентов (табл. 13, см. вкл. между с. 176–177).

Основной классификационной единицей генетической классификации являются *генетические группы углей*, представленные вертикальными рядами. Генетические группы гумусовых углей установлены по структуре вещества углеобразующих микрокомпонентов независимо от его типа. Всего выделено пять генетических групп углей – *телинитовые, посттелинитовые, преколлинитовые, коллинитовые и лейптинитовые*. Каждая генетическая группа углей соответствует определенной макрофации торфонакопления. Угли каждой последующей генетической группы углей по сравнению с предыдущей характеризуются все более сильным биохимическим разложением и механическим измельчением лигнино-целлюлозных тканей в процессе гелефикации, гелефюзенизации и фюзенизации до почти полного их исчезновения и накопления стойких форменных элементов в лейптинитовых углях.

Угли первой генетической группы – телинитовые угли (рис. 29–33, см. вкл. Рис. 29–40 даны на вклейке между с. 160 и 161). Эти угли характеризуются слабой степенью разложения лигнино-целлюлозных тканей. Они состоят из крупных гелефицированных, гелефюзенизированных и фюзенизированных фрагментов тканей, обнаруживающих достаточно четко выраженные клеточную структуру растительной ткани и ее контуры. Кутинизированных элементов в этой группе углей мало. Образование геленито-телинитовых углей связано с макрофациями подвижных, сильно обводненных торфяных болот, приуроченных к аллювиальным, аллювиально-озерным, аллювиально-заливно-лагунным, аллювиально-прибрежно-морским, аллювиально-морским и аллювиально-удаленно-морским палеогеографическим обстановкам осадко- и торфонакопления, а также морским и удаленно-морским. Анализ перечисленных обстановок показывает, что область торфонакопления, которой присущи угли этой группы, характеризуется подвижным геотектоническим режимом, обеспечивающим резкую смену условий осадконакопления до и после торфонакопления, большой скоростью погружения области торфонакопления и захоронения торфогенного слоя.

Угли второй генетической группы – посттелинитовые угли (рис. 34, см. вкл.). Угли характеризуются относительно слабой степенью разложения лигнино-целлюлозных тканей. Они состоят из обрывков тканей различного характера превращения, которые по величине соответствуют частицам крупного аттрита (более 0,2 мм). Обрывки тканей редко обнаруживают четкую клеточную структуру и четкие контуры. Кутинизированные элементы в сложении угля существенной роли не играют. Образование углей второй генетической группы связано с макрофациями относительно подвижных, сильно обводненных, застойных, торфяных болот, которые приурочены к аналогичным фациальным обстановкам осадко- и торфонакопления, как и угли, принадлежащие к первой генетической группе. Однако большая степень разложения растительного материала при образовании углей этой группы свидетельствует о более длительном пребывании торфогенного слоя в условиях, близких к поверхности и относительно меньшей скорости его захоронения.

В тех случаях, когда озерные, заливно-лагунные и прибрежно-морские обстановки находятся относительно близко от области сноса терригенного материала, попадающий в большом количестве в болота терригенный материал задерживает биохимическое разложение органического вещества. К этим обстановкам приурочены гелинито-телинитовые и гелинито-посттелинитовые угли. Подобное наблюдалось на юге Печорского угольного бассейна – в Интинском регионе.

Угли третьей генетической группы – преколлинитовые угли (рис. 35–36, см. вкл.). Особенностью углей этой группы является относительно сильное разложение лигнино-целлюлозных тканей в процессе гелефикации и гелефюзенизации. Они слагаются мелкими (менее 0,2 мм) обрывками тканей, потерявшими свою структуру, но сохранившими в ряде случаев неясные контуры. Не полностью распавшиеся обрывки растительных тканей, сочетаясь между собой, образуют губчатую структуру вещества угля. В углях повышено количество кутинизированных элементов.

Угли группы соответствуют макрофации относительно устойчивых торфяных болот, приуроченных к озерным, заливно-лагунным, прибрежно-

морским палеогеографическим обстановкам осадко- и торфонакопления, знаменующим относительно устойчивый геотектонический режим области торфонакопления, обусловивший сравнительно медленное погружение области торфонакопления, относительно малую скорость захоронения торфяного слоя и сравнительно длительное биохимическое разложение растительного материала.

Угли четвертой генетической группы – коллинитовые угли (рис. 37, см. вкл.). Эти угли характеризуются сильным разложением лигнито-целлюлозных тканей, при котором структура вещества стала однородной или хлопьевидной. Они состоят из прозрачной коллинитовой и непрозрачной гелефюзинизированной основной массы. Ткани, сохранившие свою форму и структуру, редки в угле. Часто обнаруживается обогащение коллинитовых углей стойкими форменными элементами. Угли четвертой группы соответствуют макрофафии устойчивых торфяных болот, приуроченных к тем же палеогеографическим обстановкам, что и угли предыдущей группы.

Угли пятой генетической группы – лейптинитовые угли (рис. 38–40, см. вкл.). Эти угли характеризуются преобладанием в них стойких форменных элементов (более 50%): в одних случаях – спор (рис. 38), в других – кутикулы (рис. 39), в третьих – смоляных телец (рис. 40). Цементом обычно являются или гелинито-каолинит, или гелефюзенито-коллинит. Угли группы связаны с макрофафией весьма устойчивых торфяных болот. Для них характерны те же палеогеографические обстановки, что и для углей третьей и четвертой групп.

* * *

Генетические фуппы гумусовых углей по типу вещества углеобразующих микрокомпонентов подразделяются на г е н е т и ч е с к и е п о д - г р у п п ы. Так, например, угли телинитовой группы включают шесть генетических подгрупп, преколлинитовой – пять генетических подгрупп и т.д. Каждой генетической подгруппе углей соответствует та или иная фафия торфонакопления. Так, гелинито-телинитовой подгруппе углей отвечает фафия осадков подвижного сильно обводненного застойного торфяного болота, гелефюзенито-коллинитовой подгруппе – фафия осадков устойчивого периодически обводненного застойного торфяного болота и т.д.

Генетические подгруппы углей по соотношению углеобразующих и второстепенных компонентов с учетом исходного материала (в случае возможного определения) подразделяются на г е н е т и ч е с к и е т и п ы. Так, например, гелинито-телинитовая подгруппа состоит из семи генетических типов углей (гелефюзенито-гелинито-телинитовый крупнодревесный с гелефюзенитом, геленито-телинитовый крупнодревесный, гелинито-телинитовый паренхимный и т.д.). Гелинито-коллинитовая подгруппа состоит из 15 генетических типов углей (гелинито-коллинитовый с гелифюзинитом, геленито-коллинитовый со спорами и пылью, гелинито-коллинитовый с кутикулой, гелифюзинито-гелинито-коллинитовый и т.д.).

Таким образом, каждый генетический тип угля определяется следующим комплексом признаков: 1) структурой и текстурой вещества углеобразующих микрокомпонентов; 2) типом вещества углеобразующих микрокомпо-

нентов; 3) определенным соотношением углеобразующих и второстепенных микрокомпонентов; 4) исходным материалом углеобразующих микрокомпонентов (в случае возможного его определения); 5) тем или иным количеством минеральной примеси.

К л а с с ы гумусовых углей в классификации представлены горизонтальными рядами и выделяются по типу вещества углеобразующих микрокомпонентов независимо от его структуры. Например, угли гелениновые, семигелинитовые, гелефюзениновые и т.д. Классы объединяют угли, возникающие в условиях болота, которые характеризуются определенной степенью обводненности и проточности, проявляющихся на фоне то более подвижной, то более устойчивой области торфонакопления.

Чтобы наглядно представить связь степени разложения растительного материала при оторфовывании с обстановками осадконакопления, составлены профили угольных пластов различного возраста, в том числе и современных торфяников. На этих профилях показаны пласты, сложенные телинитовыми и коллинитовыми углями, и дана фациальная характеристика осадков, входящих в состав обстановок, к которым приурочивается данный угольный и торфяной пласт.

На приведенных примерах показано, что во всех случаях в конечном итоге торфяное (угольное) вещество приобретает телинитовую структуру, т.е. характеризуется слабой степенью разложения лигнино-целлюлозных тканей, если оторфование разложившегося растительного материала было связано с удаленно-морской (рис. 41, пласт k_8) обстановкой. Большая скорость погружения торфяного слоя вызвала быстрое захоронение торфяника под вновь накапливающимися слоями. И именно с этим связано слабое разложение лигнино-целлюлозных тканей с образованием торфов и углей с телинитовой и посттелинитовой структурой и текстурой.

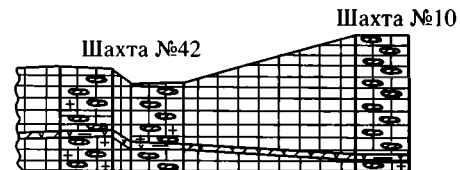
Торфяное, а затем и угольное вещество приобретает преколлинитовую, коллинитовую и лейптинитовую структуру и текстуру, т.е. характеризуется сильной степенью разложения лигнино-целлюлозных тканей, если оно приурочено к прибрежно-морским обстановкам (рис. 42, пласт l_4).

Скорость захоронения торфяного слоя в условиях *различных* фаций торфонакопления зависит не только от степени разложения растительного материала, но и от степени окисленности образующегося гелефицированного торфяного вещества. Более разложенное гелинито-коллинитовое торфяное вещество, как правило, оказывается несколько более окисленным, что проявляется в коричневатом цвете и повышенной отражательной способности (рис. 43, правая часть, пласт l_1), тогда как гелинито-телинитовое вещество торфа сохраняет более красноватые тона окраски и пониженную отражательную способность (см. рис. 43, левая часть, пласт l_1).

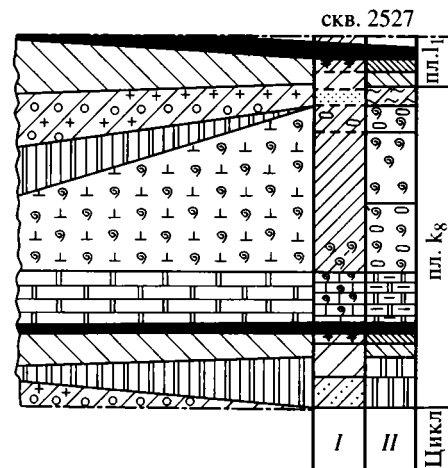
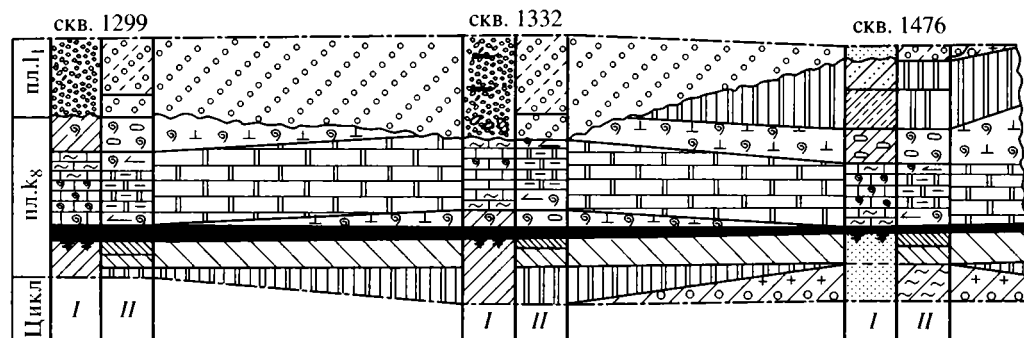
Скорость захоронения торфяного слоя в условиях *одинаковых* фаций торфонакопления зависит не только от степени разложения растительного материала, но и от степени окисленности образующегося гелефицированного торфяного вещества. Более разложенное торфяное вещество, как правило, оказывается несколько более окисленным, что проявляется в коричневатом цвете и повышенной величине отражательной способности, тогда как гелинито-телинитовое вещество торфа сохраняет более красноватые тона окраски и пониженную отражательную способность.

Красноармейский район

Кураховский район



Масштаб
вертикальный 0,5 0 0,5 1,0 м
горизонтальный 0,6 0 0,6 1,2 км



Масштаб
вертикальный 4 0 4 8 м
горизонтальный 0,6 0 0,6 1,2 км

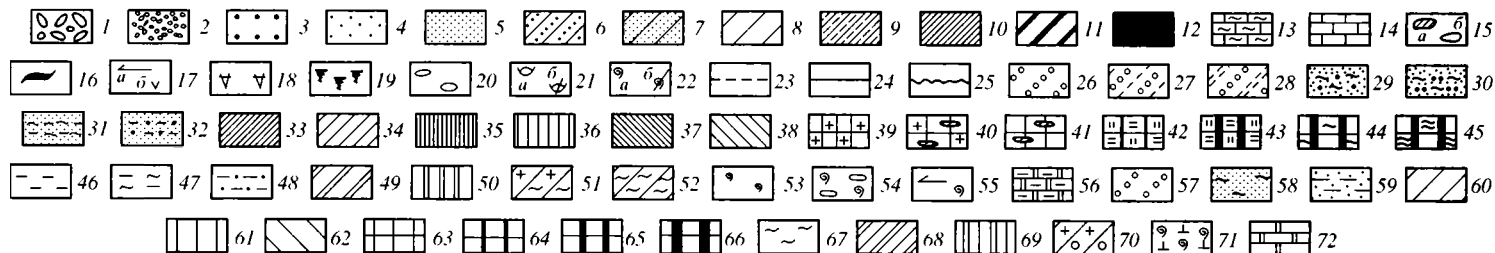


Рис. 41. Схематический фациальный профиль пласта k_8 (свита C_2^5 , средний карбон) и обстановка его осадконакопления с указанием литологических (I) и генетических (II) типов осадков. Юго-западная окраина Донецкого угольного бассейна

1–25 – литологические типы пород, включения, текстуры, контакты и другие признаки.

1 – конгломерат разногалечниковый; 2 – гравелит мелкозернистый; 3 – 5 – песчаник: 3 – крупнозернистый, 4 – среднезернистый, 5 – мелкозернистый; 6 – чередование песчаника мелкозернистого с алевролитами; 7, 8 – алевролит: 7 – крупнозернистый, 8 – мелкозернистый; 9 – чередование алевролитов с аргиллитом; 10 – аргиллит; 11 – аргиллит углистый; 12 – уголь гумусовый; 13 – известняк глинистый; 14 – известняк; 15 – галька: алевроито-глинистая (а), кварцевая и изверженных пород (б); 16 – линзы витрена; 17 – растительные остатки плохой сохранности (а) и растительный атрит (б); 18 – корневые остатки; 19 – комковатость пород – почвенные образования; 20 – конкреции сидерита; 21 – солоноватоводная фауна хорошей (а) и плохой (б) сохранности; 22 – морская фауна хорошей (а) и плохой (б) сохранности; 23 – постепенный переход; 24 – отчетливый контакт; 25 – резкий контакт с размывом

26–56 – генетические типы отложений. 26–32 – *аллювиальные отложения*: 26 – гравелит, песчаник крупнозернистый, гравийный, разнозернистый, часто галечниковый, иногда конгломераты разногалечниковые; 27 – гравелит мелко- и среднезернистый, песчаник средне-крупнозернистый, разнозернистый, с крупной косою однонаправленной, прямолинейной слоистостью, с ритмической сортировкой материала; 28 – песчаник средне- и мелкозернистый, часто крупнозернистый с крупной косою однонаправленной сходящейся слоистостью и ритмической сортировкой материала; 29 – песчаник мелко-, редко-, среднезернистый, алевролит крупнозернистый, с мелкой косою однонаправленной сходящейся и мелкой косою штриховатой слоистостью, прослоями с горизонтальной, прерывисто-волнистой слоистостью; 30 – песчаник мелкозернистый, алевролит крупнозернистый, с мелкой косою штриховатой и косоволнистой слоистостью, участками с прослоями заплыва; 31 – алевролит крупнозернистый, песчаник мелкозернистый, с горизонтальной, горизонтально-волнистой и линзовидной слоистостью, часто их переслаивание; 32 – алевролит, аргиллит, иногда участками углистые, с горизонтальной, редко горизонтально-волнистой слоистостью, с обилием растительного детрита, обрывков стеблей и листьев хорошей сохранности, иногда конкреции сидерита и пирита. 33–38 – *озерно-болотные отложения*: 33 – алевролит, аргиллит, редко песчаник мелкозернистый, с комковатой текстурой и корневыми остатками – почва угольного пласта; 34 – алевролит, песчаник мелкозернистый, с редкими корневыми остатками – подпочва угольного пласта; 35 – аргиллит, алевролит с комковатой текстурой и иногда со слабо выраженной горизонтально-волнистой слоистостью, крупными корневыми остатками – почва угольного пласта; 36 – алевролит, песчаник мелкозернистый, часто со слабо выраженной горизонтально-волнистой слоистостью, флюидоподобными текстурами и корневыми остатками – подпочва угольного пласта; 37 – алевролит с комковатой текстурой и корневыми остатками – почва угольного пласта; 38 – алевролиты, песчаник мелкозернистый, с редкими корневыми остатками и флюидоподобной текстурой – подпочва угольного пласта. 39–45 – *отложения торфяных болот сапропелевых озер*: 39 – гелифюзинит-гелинито-телинитовый уголь; 40 – гелинит-телинитовый крупнодревесный уголь с гелифюзинитом; 41 – гелинит-телинитовый крупнодревесный уголь; 42 – гелинит-посттелинитовый травяной торф; 43 – гелинит-преколинитовый травяной торф; 44 – гелинито-колинитовый уголь со спорами; 45 – споринито-гелинито-колинитовый уголь. 46–56 – *морские отложения*: 46 – аргиллит, алевролит мелкозернистый, от серого до черного цвета, с тонкой горизонтальной слоистостью и обилием обугленного растительного аттрита, редко с мелкой фауной; 47 – аргиллит, алевролит мелкозернистый, с тонкой горизонтальной слоистостью и листовой флорой хорошей сохранности; 48 – алевролит, иногда песчаник мелкозернистый, с горизонтальной, горизонтально-волнистой и линзовидной слоистостью, участками с прослоями и переслаиваниями; 49 – аргиллит, алевролит со слабо выраженной горизонтальной, ритмической, участками слабо волнистой слоистостью, остроугольно-раковистым изломом и редким растительным аттритом; 50 – тонкое и мелкое пологоволнистое переслаивание пород от аргиллита до песчаника мелкозернистого, с нарушенными текстурами; 51 – алевролит, песчаник мелкозернистый, с горизонтальной и горизонтально-волнистой слоистостью, иногда со следами илоедов; 52 – песчаник мелкозернистый, алевролит крупнозернистый, с косоволнистой, мелкой косою штриховкой и мелкой перекрестно-волни-

той слоистостью, иногда со следами илоедов; 53 – аргиллит, алевролит, с горизонтальной слоистостью и мелкой фауной, часто известковистые; 54 – аргиллит, иногда мелкозернистый, с многочисленной фауной, известковистые, часто с карбонатными стяжениями и пиритом; 55 – мергель, иногда серовато-белесый, без видимой слоистости, часто с многочисленной фауной; 56 – известняк тонкокристаллический, массивный, иногда глинистый, часто с многочисленной фауной.

57–72 – **фации**. 57–59 – *аллювиальные отложения*: 57 – песчано-гравийных осадков русла крупных равнинных рек; 58 – алевроито-песчаных осадков приустьевой части поймы и ее паводковых вод; 59 – глинисто-алевритовых осадков застойных, часто зарастающих стариц и вторичных водоемов поймы. 60–62 – *озерные и озерно-болотные отложения*: 60 – глинисто-алевритовых осадков заболоченных приустьевых аллювиальных равнин и речных долин; 61 – глинисто-алевритовых осадков озерных водоемов приустьевых аллювиальных и прибрежно-морских равнин; 62 – песчано-алевритовых осадков заболоченных прибрежно-морских равнин. 63–66 – *отложения торфяных болот и сапропелевых озер*: 63 – осадков подвижного сильно обводненного застойного торфяного болота; 64 – осадков относительно подвижного сильно обводненного застойного торфяного болота; 65 – осадков относительно устойчивого сильно обводненного застойного торфяного болота; 66 – осадков устойчивого сильно обводненного застойного торфяного болота. 67–72 – *морские отложения*: 67 – алевроито-глинистых осадков полуизолированного прибрежного мелководья морского бассейна, в том числе прибрежных частей заливов и лагун; 68 – алевроито-глинистых осадков прибрежного мелководья морского бассейна, в том числе центральных частей заливов и лагун; 69 – переслаивание глинисто-алевролитопесчаных осадков малоподвижного мелководья морского бассейна; 70 – алевроито-песчаных осадков подвижного мелководья морского бассейна; 71 – алевроито-глинистых осадков наиболее удаленных от побережья частей морского бассейна; 72 – карбонатных осадков наиболее удаленных частей морского бассейна

Это объясняется временем поступления кислорода в торфогенный слой, в течение которого в слое происходят одновременно как биохимическое разложение растительного материала, так и медленное окисление последнего. Здесь играет роль не абсолютное значение E_h среды болота, колебание величины которого, как правило, в пределах одноименных фаций торфонакопления малы (350–400 мВ), а длительность существования химизма среды с определенным окислительно-восстановительным потенциалом в период торфонакопления. С быстротой захоронения торфогенного слоя и связан генезис более и менее восстановленных углей [13], которые петрографически различаются структурой гелефицированного вещества и его окраской. Естественно, различие в тонах окраски обнаруживается прежде всего на желтых и красных компонентах торфяного вещества и почти не проявляется на черных.

Фактор химизма среды торфяного болота, в частности ее солёности, зависящей от общей фациальной обстановки, не оказывает влияния на степень разложения органического вещества, на его цвет при оторфовании. Это подтверждается тем, что, например, органическое вещество с телинитовой структурой в современных и древних торфяниках (углях) образуется как в аллювиальных, так и в типично морских обстановках осадконакопления; воды, насыщающие осадки и определяющие химизм среды, являются соответственно то более опресненными, то более осолоненными. То же можно сказать и относительно органического вещества с коллинитовой структурой, которое может образовываться в приморских, устьевых и озерных торфяниках.

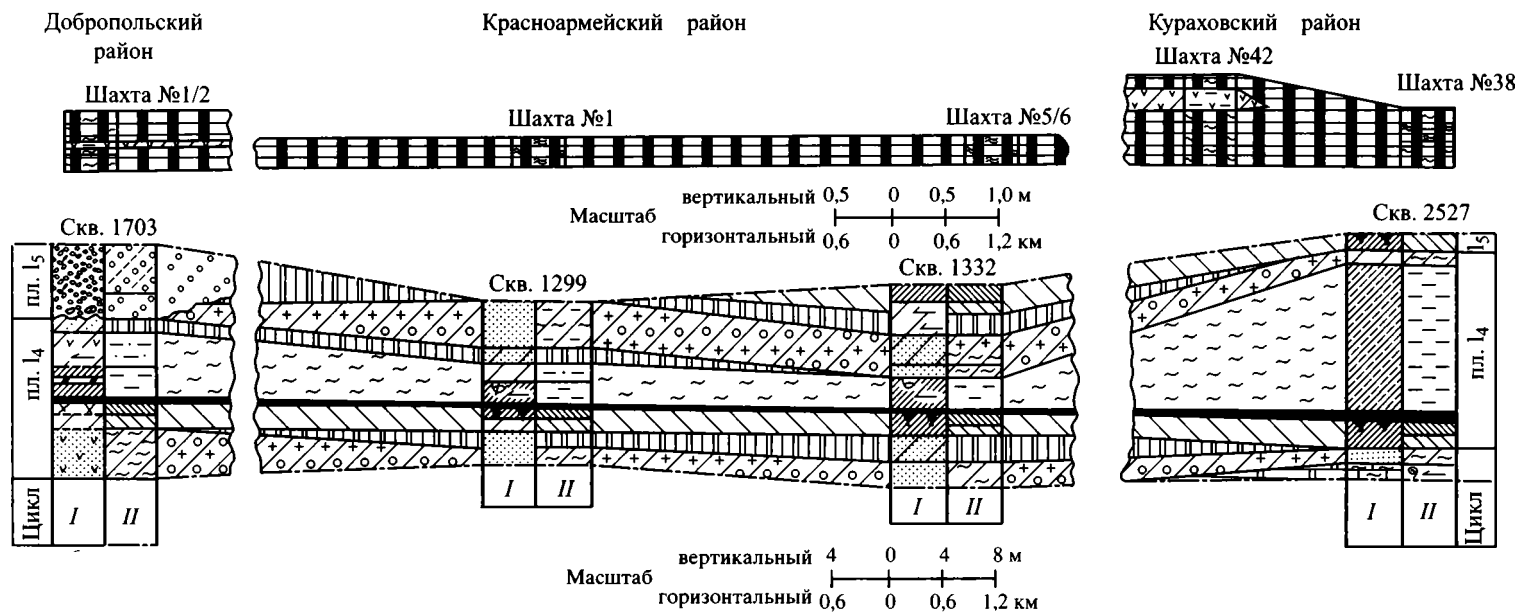


Рис. 42. Схематический фациальный профиль пласта I₄ (свита C₂⁶, средний карбон) и обстановка его осадконакопления. Юго-западная окраина Донецкого угольного бассейна
Условные обозначения см. на рис. 41

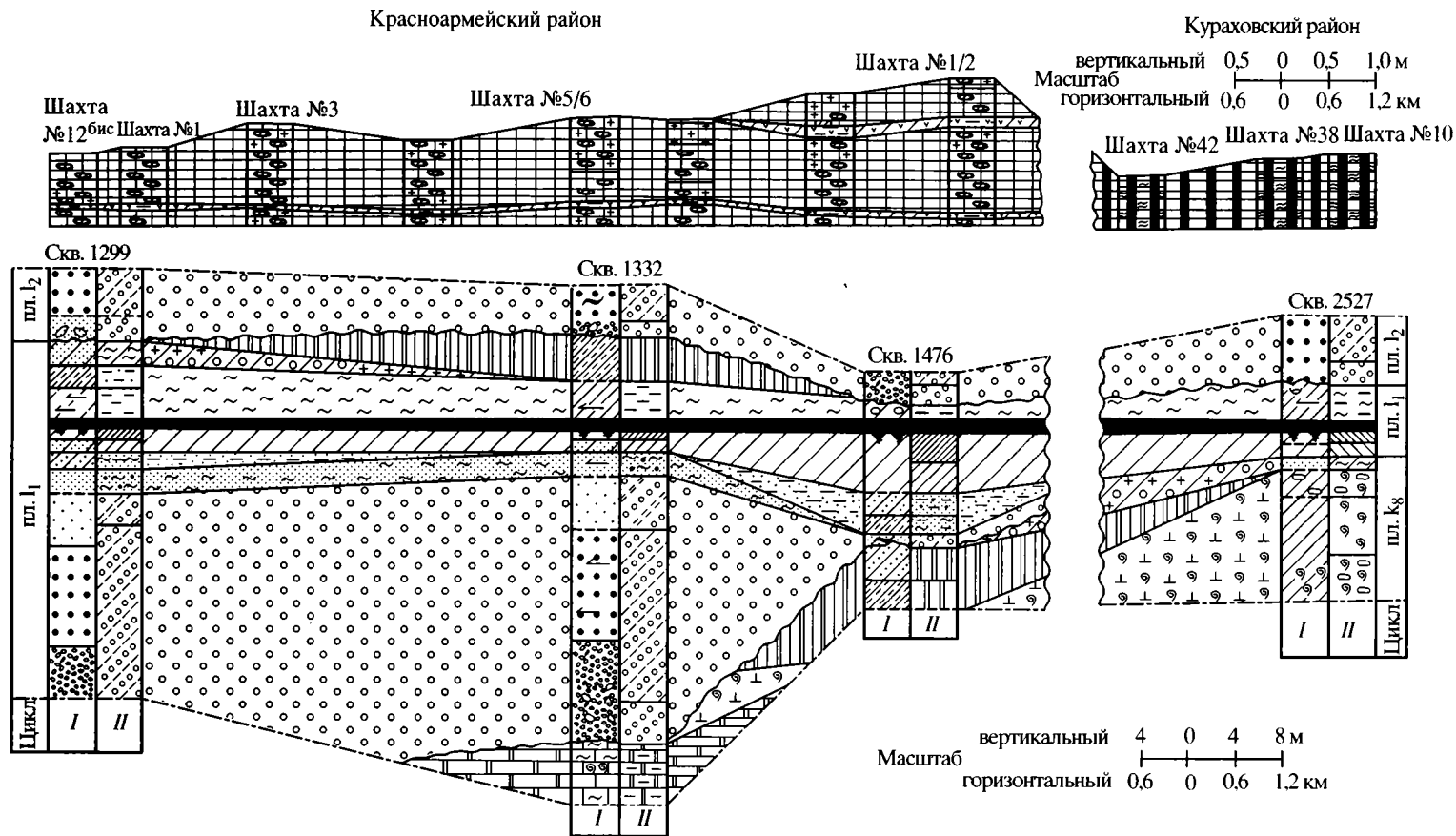


Рис. 43. Схематический профиль пласта I_1 (свита C_2^6 , средний карбон) и обстановка его осадконакопления. Юго-западная окраина Донецкого угольного бассейна
Условные обозначения см. на рис. 41

Степень разложения растительного материала также оказывается индифферентной в определенной мере к величине рН. Как показали многочисленные исследования торфяников Колхиды и Прибалтики, древесные торфы с одной и той же степенью разложения обнаруживаются в болотах с различными значениями рН, меняющимися от 3,3 до 5,5. Различная степень разложения древесины торфов наблюдаются также в болотах с очень близкими значениями рН, например, 5,1 и 5,2. В связи с этим, вызывает возражение точка зрения некоторых геологов-углехимиков (например, В.Н. Нестерова [61]) о том, что гелефицированное вещество торфяной структуры формировалось в менее кислой, т.е. более щелочной, среде, благоприятствующей консервации комплекса тканей, а гелефицированное вещество с коллининовой структурой возникло в более кислой среде, которая не способствовала сохранению целлюлозного материала и обеспечивала сильное его разложение в первый период углеобразовательного процесса.

Предлагаемая генетическая классификация гумусовых углей (см. табл. 13) является единой для всей гаммы углей, начиная с торфа и кончая антрацитами. В ней содержатся то более обобщенные, то более детальные подразделения углей на таксономические единицы, каждая из которых устанавливается по определенному комплексу первичных признаков. Номенклатура различных таксономических единиц в генетической классификации основывается на признаках структуры и текстуры (телининовая, посттелининовая и т.д.), типа вещества (гелифицированное, гелифюзенизированное и т.д.), углеобразующих микрокомпонентов, а также их соотношения с второстепенными микрокомпонентами угля.

Предложенная классификация гумусовых углей (см. табл. 13) обсуждалась на заседании Международной комиссии по углепетрографической номенклатуре, после чего она была принята как система Геологического института АН СССР (ГИМ – Москва), частично опубликована во 2-м издании Международного словаря по петрологии углей [49], а полностью будет опубликована в одном из последующих его изданий.

ХИ.2. РОЛЬ ГЕНЕЗИСА В ПОЗНАНИИ УГЛЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ

Из анализа истории становления углепетрографии как науки, из рассмотрения современного состояния наших знаний об угле видно, что углепетрография в последние годы вступила в новый этап своего развития. Угольный пласт стал рассматриваться не как изолированное геологическое тело, а как закономерная составная часть угленосной формации в целом [82]. Это дало возможность глубже проникнуть в суть вещественного состава углей, разобраться в фациальных особенностях накопления и превращения исходного растительного материала в различных палеогеографических и палеотектонических обстановках, выявить основные факторы образования генетических типов углей, их признаки и построить на основе этих признаков генетическую классификацию гумусовых углей.

Таким образом, в настоящее время в России существуют две взаимосвязанные и взаимодополняющие друг друга научные классификации углей: вещественно-петрографическая номенклатура микрокомпонентов (см. табл. 6) и генетическая (см. рис. 13). Эти классификации отвечают современному уровню развития наших знаний об угле и угленосных формациях. Задача дальнейших исследований в этой области должна состоять в разработке единой терминологии, в совершенствовании обеих классификаций с точки зрения как вещественно-петрографической, так и обоснования данных химического и технологического исследования. Неотъемлемой задачей будущего является создание на базе этих двух классификаций более совершенной промышленной классификации углей. Только «научная классификация», – писал Ю.А. Жемчужников [27, с. 91], – является единственно прочным базисом всякой промышленной классификации каустобиолитов, так как основывается не на случайных признаках, а на природе того геологического тела, из которого добывается товарный уголь – угольного пласта».

Только первично-генетические тела, т.е. геологические формации, должны быть положены в основу глобальных корреляций геологических процессов в целом. Это – познание возникновения палеоструктур, последующего изменения структурных элементов земной коры, типа и характера геотектонического режима во время осадочного процесса (особенно седиментогенеза и литогенеза), его эволюции во времени и пространстве, образования и размещения месторождений полезных ископаемых, в том числе угля, решение других частных и общих проблем развития Земли. Другой альтернативы этому не существует.

Весьма важной проблемой для седиментологии, для дальнейшей разработки генетического учения о геологических осадочных формациях является проблема составления палеоструктурных карт и палеоструктурных разрезов и профилей.

Последние могут быть построены только при условии знания генетической фациальной и формационной природы осадков, накопившихся в бассейне осадконакопления, приуроченного к палеотектонической структуре, или ее части, а также комплекса структур, имеющих общие или сходные параметры.

Последующий анализ седиментационных и породных бассейнов, вплоть до современной эпохи, позволяет проследить эволюцию палеоструктур и этапы формирования бассейнов породообразования, которые вследствие неоднократных тектонических процессов на разных стадиях под влиянием эндо- и экзогенных факторов, как правило, не совпадают с контурами бассейнов осадконакопления.

Существующие так называемые палеоструктурные карты и разрезы не совсем объективно, а порою неправильно отражают параметры древних структур времени накопления в них осадков. Это связано с тем, что на них показываются границы (плоскости раздела) современного расположения уровней, а не времени синхронного накопления осадков. Поэтому подобные и так называемые палеоструктурные карты и разрезы (прошу не путать их с геологическими современными картами и разрезами) не являются таковыми, поскольку они отражают всего лишь современную структуру тех или иных осадочных образований (рис. 44).

Еще необходимо обязательно иметь в виду общий геологический анализ строения и развития того или иного региона, а также Земли в целом. Последняя, как и все процессы, протекающие на ней, претерпевает пульсирующее нелинейное развитие, которое можно подразделить на три геологические эпохи-революции: каледонскую, герцинскую и альпийскую. Эти эпохи характеризовались периодичностью осадконакопления в целом, хотя отдельные участки могут иметь промежуточные эпохи складчатости. С этими эпохами связана значительная разница в средних высотных отметках между пониженными и повышенными (горы–равнины) участками земной коры; вынос из недр планеты на поверхность новых порций свежего ювенильного материала, которого не было раньше; в эти же моменты с возрастающей энергией начинают действовать силы механической и химической осадочных дифференциаций; геологические революции периодически повторяются в истории Земли – все это представляет собой непрерывно развивающийся, усложняющийся и нарастающий природный процесс. Это дало возможность Л.В. Пустовалову установить [68] *закон периодичности осадкообразования*.

Одновременно происходит разукрупнение тектонических структур на великое множество более мелких. Если в конце эпохи, как, например, в Донбассе, Рурском, Ланкширском, Иллинойском и некоторых других бассейнах пласты угля имеют в среднем 0,5–1,0, очень редко 1,0–2,0 м и они распространены на большие расстояния, то во второй половине мезозоя и кайнозоя, а также в современную эпоху мощность угольных пластов увеличивается до 10–20–30 м, а торфяников достигает 100 м и более. Площадь же их имеет ограниченное распространение, определяемое размерами тектонических структур (месторождения Средней Азии, некоторые районы Сибири, Дальнего Востока и мн. др.). Озерный тип торфонакопления имеет два подтипа. К первому подтипу относятся озера, в которых накапливался гумусовый материал. Они располагаются, как правило, среди болот или вблизи от области терригенного материала (Печорский, Кузнецкий и др.), а также в пределах дельты, продвигающейся в сторону водного бассейна, обычно морского. Для второго подтипа озер характерны гумусово-сапропелевый и сапропелевый составы углеобразующих микрокомпонентов.

При сопоставлении осадочных образований, создании местных, региональных и планетарных схем непосредственную связь с седиментологией должны иметь решения проблем стратиграфии. Их разработку необходимо осуществить в комплексе с детальными литолого-фациальными и генетическими формационными исследованиями.

Казалось бы довольно просто сопоставить горизонты осадков-пород с одноименной фауной. Но каждый седиментационный бассейн имеет одновременно-различную фациальную зональность, например, в общем случае, прибрежно-морскую (внутренний и внешний шельфы) и удаленную от побережья, более глубоководную. При трансгрессиях и регрессиях происходит их смещение не только по площади, но и во времени. И часто однофациальные зоны сопоставляются, имея разный возраст. Прошли те времена, когда мы выделяли опорные или стратотипические разрезы, поскольку во многих случаях имеем не случайные разрезы, а разрезы, принадлежащие к определенным частям бассейна осадконакопления.

Велика роль седиментологии и литологии, а также гипертологии в решении многих проблем геохимии, геоминералогии, торфяных, угольных и нефтяных образований, а также многих других аспектов геологической науки, что отражено в работах П.П. Тимофеева [82–103], Л.И. Боголюбовой [9–12], П.П. Тимофеева, Л.И. Боголюбовой [104–115], П.П. Тимофеева, А.В. Щербакова [120–122], П.П. Тимофеева, А.В. Щербакова, В.А. Ильина [123–125], П.П. Тимофеева, Л.И. Боголюбовой, В.С. Яблокова [119], П.П. Тимофеева, Л.И. Боголюбовой, С.А. Сидоренко [118] и др.

Одной из важнейших задач осадочной геологии должно быть создание *всеобъемлющей теории осадочного процесса*, «конечным» итогом которой должно стать на какой-то отрезок времени воссоздание эволюции *гипертологии, седиментологии и литологии* в истории Земли. Эти работы уже начаты. Должны быть вскрыты как внутренние причинно-следственные связи всех сторон и форм проявления этого сложного комплекса процессов, так и закономерности их исторического развития, взаимосвязи с тектогенезом, магматизмом, эволюцией гидросферы и биосферы отдельных этапов Земли и Земли в целом. Нужно понять, что геология обязательно начинается с осадков, с их генезиса, а потом возникают и другие процессы, в том числе и геоминералогические.

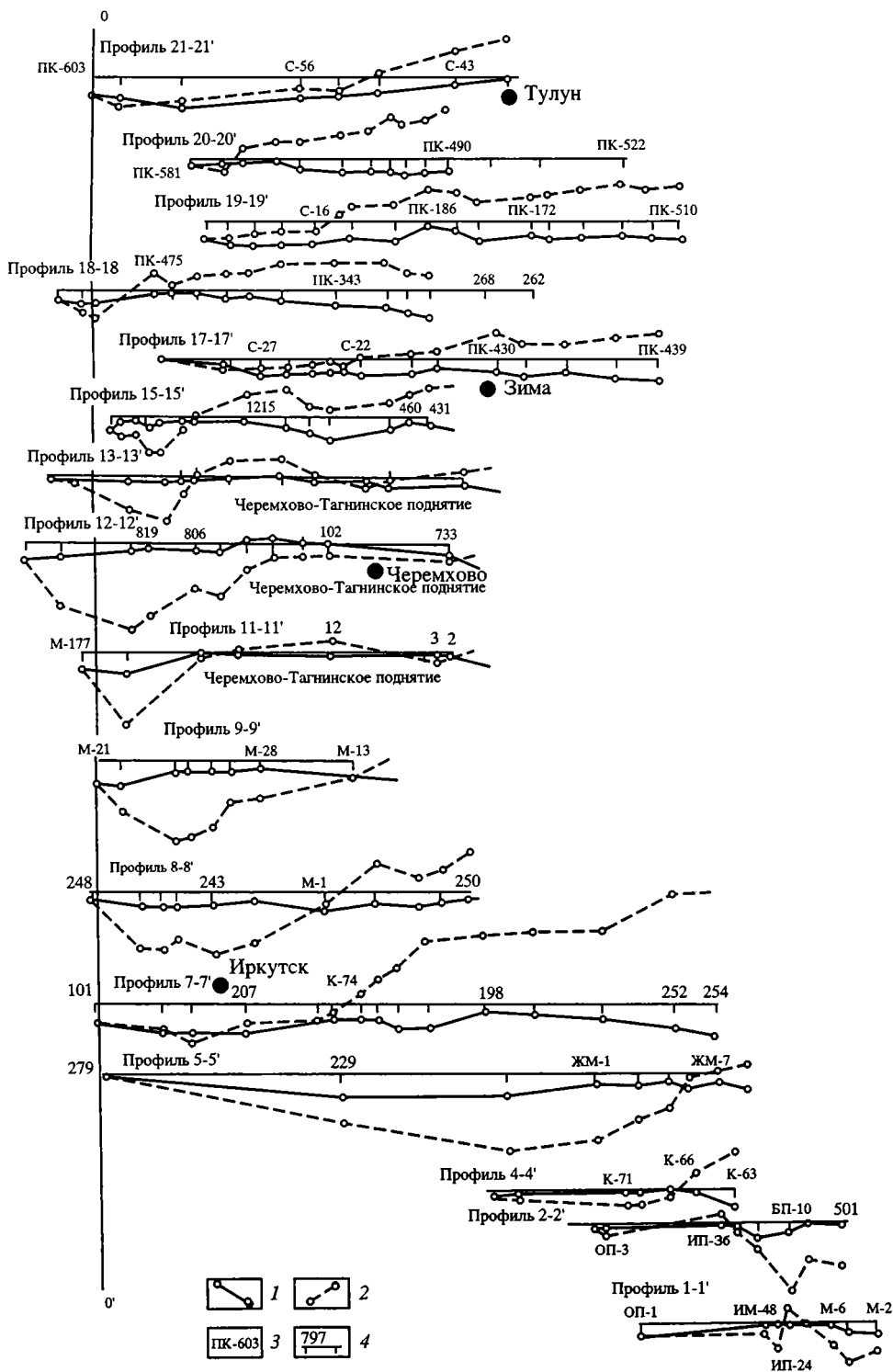
Н.С. Шатский [133–135] при разработке учения о формациях в конечном счете пришел к выводу, что эмпирический подход (I этап, 1933–1960 гг.) к выделению формаций не применим и что разработка учения об осадочных формациях должна пойти прежде по пути выяснения происхождения осадков-пород. Но очевидно, что он по-прежнему полагал, что сперва – парагенезы, а затем их происхождение, а не наоборот. На взгляды Н.С. Шатского в дальнейшем несомненно повлияли исследования, проводимые литологами Ю.А. Жемчужниковым, Н.М. Страховым и другими, которые считали, что в основу разработки методики формационного анализа осадочных образований прежде всего должно быть положено установление их генезиса с последующим выделением парагенезов. Это же заставило Н.С. Шатского отойти от одностороннего подхода выделения формаций, как это делали Н.П. Херасков и многие другие ученые, отдававшие и отдающие в настоящее время приоритет тектонике. И это не случайно. Весь ход развития генетического направления Н.С. Шатского в геологической науке в том, что только через познание генезиса можно подойти к решению многих проблем геологии и, прежде всего, к разработке единого учения об осадочных формациях.

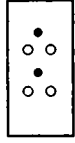
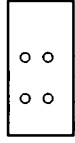
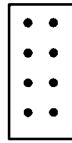
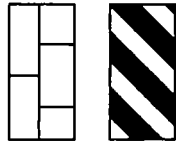
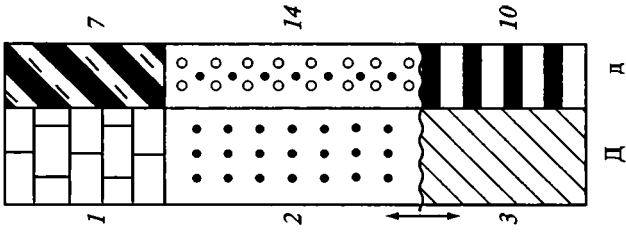
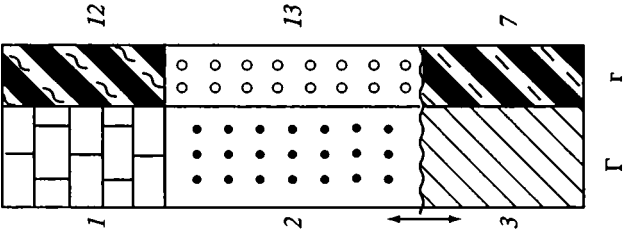
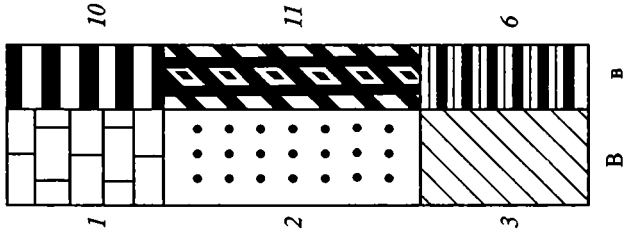
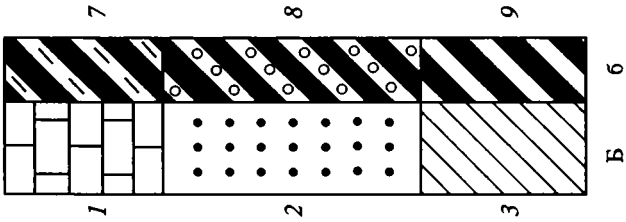
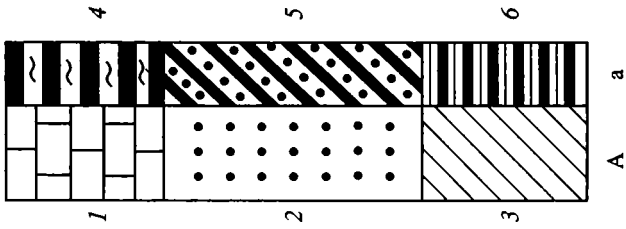
Итак, *формация – это парагенезы*. Но это парагенезы не пород, а осадков, отражающих их генезис; это парагенезы генетических и фациальных типов осадков (рис. 45). Разрезы могут быть представлены одинаковыми литологическими типами осадков-пород, но иметь различный генезис (проис-



Рис. 44. Соотношение древнего доюрского и современного положения рельефа Иркутской впадины (Иркутский угольный бассейн) во время накопления торфяного пласта «Мощный»

1 – положение доюрского рельефа; 2 – его современное положение; 3 – номера пробуренных скважин; 4 – положение уровня торфяного пласта «Мощный» во время его формирования





хождение). Подавляющее число геологов или игнорировали это принципиальное заключение, или просто не обращали на него внимания, поскольку не владели необходимыми для этого методическими приемами [95–98].

А что такое парагенезы? Автор этого термина Брейгаупт, как пишет В.И. Попов [66], при установлении парагенезиса (минералов) предусматривал только выяснение совместного залегания слагающих его тел в земной коре, но ничего не говорил о необходимости выяснения их происхождения. Этим открывался путь для описательного морфологического понимания парагенеза формаций и даже для его противопоставления генетическому представлению о последних.

Однако было другое мнение, отвечающее существу понятия этого термина – под «парагенезами» понимают не только сонахождение, но и происхождение осадков при их равном соотношении, т.е. когда они неразрывно связаны друг с другом и составляют единое целое. Это понимание парагенезов положено мною в основу дальнейшего развития учения об осадочных формациях.

Но как устанавливать парагенезы? С самого начала появления представлений о формациях возникали разногласия между Н.С. Шатским и Н.М. Страховым, между тектоническим и седиментологическим пониманием этой проблемы, которые сказались на многих аспектах и планах дальнейшей разработки учения о геологических осадочных формациях.

В 1959 г. Н.С. Шатский отмечал, что Н.М. Страхов принял основной принцип установления формаций – парагенетическое сочетание, а пошел по пути установления генезиса, условий процесса, продолжительности процесса, по пути восстановления условий осадкообразования, а не по пути выяснения парагенеза [95]. Весь вопрос в том, в какой последовательности это делать – до или после выделения формаций.

Я полагаю, что здесь разногласия заключаются не в том, нужно или не нужно знать генезис, а в том, что Н.С. Шатский по парагенезам выделял формации до определения генезиса отложений, т.е. на начальном этапе изучения их генезиса, а затем ставил вопрос о необходимости изучения их генезиса. Н.М. Страхов утверждал: чтобы *понять парагенезы*, необходимо прежде всего изучить генезис отложений, твердо установить возможные парагенезы и потом выделять формацию. *Поэтому у Н.М. Страхова формации – конечный этап изучения осадочных образований, а не начальный, как у Н.С. Шатского.*

Это, вероятно, дало основание Н.С. Шатскому согласиться со Н.М. Страховым, который утверждал, что эмпирически выделенные

←

Рис. 45. Некоторые типы сочетания парагенезов осадков-пород и их генетическая интерпретация

1–3 – *литологические типы осадков-пород* (левые колонки разрезов – А, Б, В, Г, Д): 1 – карбонатный ил – известняк; 2 – песок крупнозернистый – песчаник крупнозернистый; 3 – глина-алевроит-аргиллит-алевролит. 4–14 – *фациальные типы осадков* (правые колонки разрезов – а, б, в, г, д): 4 – морской залив; 5 – морское прибрежное мелководье; 6 – внешний шельф; 7 – внутренний шельф; 8 – дельта; 9 – приморское болото; 10 – абиссальная платформа; 11 – континентальный склон; 12 – лагуна; 13 – речное русло; 14 – приустьевая часть русла. 15, 16 – *контакты между слоями*: 15 – отчетливый, 16 – эрозионный

Н.С. Шатским формации на самом деле являются не формациями, а свитами, толщами, легко распознаваемыми геологами. Однако нельзя согласиться и с Н.М. Страховым в том, что все члены формации несут на себе отпечаток одного и того же ландшафта. Однако, как тогда быть с угленосными формациями, особенно паралическими, представителями которых являются карбоновые отложения Донбасса, Рура, Уэльского, Пенсильванского и других регионов мира?

Вряд ли можно сомневаться, что это единые обособленные угленосные формации. Каждая из них характеризуется неоднократной сменой во времени и пространстве различных ландшафтов, сочетание которых в определенной палеоструктуре с соответствующим геотектоническим режимом породило полифаціальную (от типично морских до типично континентальных), но генетически единую аллювиально-морскую угленосную формацию.

В свою очередь, нельзя согласиться с В.И. Поповым (см.: [66]), который в среднекарбоновой толще Донбасса выделил до 200 «формаций» по количеству угольных пластов. В действительности же они представляют собой не что иное, как отдельные фаціальные комплексы единой формации.

И в заключение напомним, что основоположником учения о формациях вообще и эмпирического начала был талантливый геолог Н.С. Шатский [133–135], который к концу своей жизни (1960 г.) пришел к выводу, что фактически никакого учения об осадочных формациях еще не создано, что геология находится лишь в начале этого пути. Существующая классификация формаций, основанная на тектонических принципах, не удовлетворяет запросы геологической науки и практики. Н.С. Шатский полагал, что в этом отношении сделано довольно много, но недостаточно хорошо. Я, а за мной и другие товарищи, в частности Л.Б. Рухин [73], – писал Н.С. Шатский, – в качестве основного признака классификации формаций положил тектонический, разделив формации на геосинклинальные, платформенные и переходные.

И тут же [134] добавил, что в настоящее время такая классификация может оказаться не полезной (что и получилось, – *П.Т.*) для дальнейшего развития учения о формациях... и далее: мы здесь заранее предопределяли, что формации, обнаруживающиеся в геосинклиналях, не могут встречаться на платформах,... что нет, наоборот, мы встречаемся с похожими формациями и на платформах, и в геосинклиналях, а когда Л.Б. Рухин перешел к месторождениям, то неправильность этой классификации обнаружилась явно, так как месторождения платформенные попали у него в геосинклинальный тип. Для меня (т.е. Н.С. Шатского, – *П.Т.*) совершенно очевидно, что эта классификация неудовлетворительна.

Комментарии излишни.

Н.С. Шатский ссылается и на свою ошибку относительно разреза, описанного в Египте на границе с Суданом: слои 2–5 разреза, представленные чередованием глин и кремней, он отнес к отдельной кремнистой формации, полагая, что она должна переходить в вулканогенные отложения. Как выяснилось позже, эта так называемая формация на севере сменяется карбонатными отложениями, а на юге – бескарбонатными красноцветными породами. Результат налицо – не был установлен генезис этого комплекса отложений.

Н.С. Шатский полагал, что настало время (это был 1960 г.) отказаться от попыток одностороннего подхода, а необходимо основываться на *седиментологическом и литологическом* (они оба на первом месте), стратиграфическом и тектоническом подходах к осадочным образованиям и пытаться создать единое учение об осадочных формациях. Как известно, они создавались в тектонике, стратиграфии, литологии и других науках [92]. Нельзя, по его мнению, ограничиваться простой констатацией парагенезов и их связей между членами формаций; следует проводить детальное изучение этих связей и выяснение их природы, т.е. познание генезиса осадков. К этому выводу Н.С. Шатский пришел в своей последней статье (1960 г.), в которой писал: ясно себе представляю, что это лишь начало исследования в этой области, но мне кажется, что изучение осадочно-вулканогенных парагенезов пойдет в дальнейшем именно в этом направлении, по пути вскрытия генетических соотношений между породами.

Таким образом, в настоящее время продолжает успешно развиваться на современном уровне генетическое учение о геологических формациях осадочных и вулканогенно-осадочных образованиях. Это второй этап (II), который активно начал совершенствоваться ранее, чем закончился первый этап (I), т.е. где-то в 40–50 годах прошлого столетия. Одновременно проводились подобного рода исследования и в других геологических учреждениях Советского Союза и Российской Федерации, а также и за рубежом. Но они не были столь последовательными и не имели четко сформулированных положений, о которых можно говорить как о каких-то методах исследований. Больше говорилось о генезисе без достаточного и последовательного анализа осадочных образований.

Первые систематические исследования угленосных отложений были начаты Ю.А. Жемчужниковым в Кузбассе в конце 30-х и начале 40-х годов. Им был сформулирован метод фациально-циклического анализа пород. Затем, в конце 40-х годов при проведении экспедиционных работ в Донбассе разработку этого метода продолжил автор данной монографии, который как аспирант участвовал в работе. К концу работы в Донбассе и особенно в Туве я пришел к выводу о возможности подразделения (на примере юга Сибири) метода фациально-циклического анализа на два самостоятельных метода: литолого-фациальное изучение и генетический геологический анализ угленосных формаций, включая органическое вещество – угольные пласты [82–103]. Угли исследовала Л.И. Боголюбова [9–12] при участии автора [104–119].

Эти работы были направлены в первую очередь на познание генетических процессов осадконакопления, поскольку от генезиса осадков зависит, при прочих равных условиях, вся последующая геологическая история формирования осадочного чехла Земли. Изучение осадочного процесса следует начинать с литологических и генетических типов осадочного чехла Земли через фации и элементарные циклы-парагенезы до различных более крупных уровней – циклов-парагенезов и геологически генетически обусловленных формаций (см. рис. 3). Формациеобразующими факторами являются геотектонический режим, тектоническая структура и палеогеография (это первый эталон главнейших основополагающих факторов), а также палеоклимат и вещество, поступающее в конечный водоем стока (это второй эталон

основополагающих факторов). Им сопутствуют геохимия и геоминералогия, которые полностью зависят от фациальных и газоводных растворов стадии литогенеза и не могут самостоятельно определять генезис; их генезис полностью зависит от всего комплекса существовавших условий осадконакопления. Нужно помнить, что осадки запечатлевают все сопутствующие последующие (или синхронные) за осадконакоплением факторы, которые влияют на осадочный процесс, приводящий в конечном итоге к превращению осадков в породы. Не говоря даже о том, что различные минералы или минеральные комплексы по-разному реагируют на процессы литогенеза. Все или почти все зависит от генезиса осадков. И, как считали Ю.А. Жемчужников и Н.М. Страхов, еще раз напомним Вам: «формационный анализ – есть продолжение и углубление фациального анализа».

ФОРМИРОВАНИЕ УГЛЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ

XIII.1. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Изучение строения торфяных и угольных пластов, их бассейнов и месторождений России, районов бывших республик СССР, ряда регионов мира (Америка, Англия, Германия, Польша, Франция, Бельгия, Голландия, Вьетнам и др.), а также литература по этим месторождениям убеждают автора в том, что накопление и формирование генетических типов происходит в торфогенном слое болот при его биохимическом разложении и частичном механическом раздроблении растительного материала. Глубина торфогенного слоя от поверхности Земли не превышает 0,5–0,6 м. Независимо от типа исходной растительности, в нем формировались различные генетические типы торфов-углей от кембрия, девона и карбона до современной эпохи включительно, но в определенных обстановках осадко- и торфонакопления – телинитовые, посттелинитовые, преколлинитовые, коллинитовые и лейптинитовые типы. В дальнейшем, в процессе литогенеза (от диагенеза до метаморфизма включительно), они приобретали четкие структуры и текстурные признаки генетических типов углей. Мощность погруженных пластов угля самая различная, но его генетический тип сохраняет свое первоначальное состояние.

Если обратиться к геологической истории Земли, то последняя за время своего существования в фанерозое (от кембрия по настоящее время) претерпела, как минимум, пять основных фаз (эпох) геотектонического развития – *каледонскую, герцинскую, киммерийскую, альпийскую*, а также *палеоген-неогеновую* (современную). Земля с момента своего возникновения в отдельные периоды времени и в отдельных регионах то неравномерно расширялась, то испытывала сжатие, но суммарно преобладало первое, т.е. Земля с момента своего зарождения испытывала и испытывает в современную эпоху *расширение при пульсирующем разноамплитудном режиме*. Причинами подобного явления послужили, прежде всего, землетрясения и вулканическая деятельность. Расширение Земли происходило и происходит как при увеличении ее массы, так и при разуплотнении ее вещества.

С каждым годом (за последнее время с 1962 г.) все больше и больше увеличивается количество сторонников этой концепции, т.е. концепции расширяющейся Земли. Появляется более осмысленное и более глубокое проник-

новение в сущность как старых, так и появляющихся новых факторов. Это становится достоянием седиментологов, литологов, петрологов, некоторых геохимиков и других специалистов, которые подходят к их анализу в силу своей специальности с более широким кругозором знаний в области геологии и смежных наук. К сожалению, сохранилось все еще представление о том, что только некоторые специалисты по общей геологии, т.е. тектонисты и близкие к ним специалисты, могут решать проблемы развития Земли без учета других областей геологических знаний. Теперь не те времена, когда общие проблемы геологии можно было решать с довольно узким и односторонним описательным подходом, преобладавшим в недавнем прошлом. Геология, как и все науки, развиваются бурно и то, что было вчера, уже не может удовлетворять нас сегодня.

В настоящее время геолог должен быть более широко образованным и эрудированным или, во всяком случае, достаточно осведомленным о смежных разделах геологии – седиментологии, литологии, геохимии и др. Необходим *комплексный анализ* осадочных образований – это тот объект, который запечатлевает все особенности генезиса, строения и развития Земли.

Поэтому нельзя не заметить безапелляционное заявление о том, что «в настоящее время всеобщим признанием пользуется теория *тектоники литосферных плит*, впервые охватившая все особенности развития земной коры и обладающая предсказательной функцией, что принципиально отличает ее от господствовавшей до этого геосинклинальной концепции» [39, с. 89], как утверждают Н.В. Короновский и его соавторы в статье, опубликованной в журнале «Геотектоника», хотя она напечатана в разделе «Дискуссия». Даже дискуссионность вопроса не спасает – подобное печаталось неоднократно. Далее в статье утверждается: «между тем, в геологической литературе время от времени появляются работы (даже целые сборники и монографии, – *П.Т.*), в которых более обстоятельно и глубоко обсуждается возможность толкования наблюдаемых геологических явлений с позиций признания изменения радиуса Земли в геологическом прошлом, главным образом его увеличения, что позволяет, якобы, избежать процесса субдукции, хотя спрединг сейчас признается всеми геологами» (Там же, с. 89).

По поводу всех этих и подобных рассуждений У. Кэри [45] еще в 1991 г. иронизируя, писал: «Революция новой глобальной тектоники» 60-х годов была огромным скачком для консервативных американских геологов. *Но она прошла только полпути*. Полная революция – к признанию расширения Земли – слишком большой прыжок, который оказался не по силам ни альпийскому барсу, ни быстрому скакуну, обитателю прерий, *но вполне по силам австралийскому кенгуру»* (с. 84). И далее он пишет: «Нам предстоит вторая половина тектонической революции, так давайте обратимся к парии наших дней – идее расширения Земли и к концепции нулевого состояния Вселенной» (Там же). Так выдающийся геолог, – пишут К.В. Веселов с соавторами, – с мировым именем, приложивший огромные усилия для становления мобилизма, советует продолжать революцию в тектонике [18, с. 84].

К числу ученых-специалистов, интересовавшихся проблемами эволюции Земли, следует отнести И.О. Яворковского, Б.Л. Личкова, Г.Г. Леймлена, Я.Б. Зельдовича, Ф.Б. Тейлор (F.B. Teylor), А. Вегенера (A. Wegenera) и некоторых других.

В настоящее время многие ученые и целые коллективы с применением новейших методов исследований и нового фактического материала по-новому интерпретируют исходные данные. Это М. Горан, У. Кэри, В. Авиас (J.V. Avias), И. Прейфер (J. Pfeifer), В.А. Магницкий, В.В. Белоусов, И.А. Резанов, Е.Е. Милановский, К.Б. Веселов, Е.В. Карус, В.Б. Нейман, И.В. Кириллов, В.Ф. Блинов, В.Н. Ларин, Г.Б. Удинцев и многие другие ученые. Более подробно данные представления или их части изложены в работах У. Кэри, В.В. Белоусова, В.Ф. Блинова, Е.Е. Милановского, В.Н. Ларина, К.Е. Веселова и других (см. списки литературы в работах: [8, 18] и др.).

Так, У. Кэри полагает, что расширение Земли происходило с момента ее возникновения, но первые 3,7 млрд лет оно шло очень медленно. Еще 100 млн лет тому назад радиус Земли составлял лишь 60% от современного. Этого же мнения, как указывает Кэри, придерживается и NASA. Вполне очевидно, что в этом процессе участвовали более или менее частные и регулярные процессы внутри Земли, выражающиеся в проявлении вулканических извержений, землетрясений и некоторых геодинамических процессов.

В монографии К.Б. Веселова, Е.В. Каруса, К.А. Савинской, Т.В. Долицкой «Физико-геологические основы концепции глобального рифтогенеза» [18] авторы пишут, что «на основе представлений об увеличении массы и размеров Земли созданы основы новой геодинамической концепции «Тектоника глобального рифтогенеза», в которой объединены фиксистские и мобилистские представления о строении и развитии земной коры и показано, что стадии геосинклинального развития являются этапом процесса рифтогенеза. Установлено, что увеличение массы Земли обусловлено ее гравитационным взаимодействием с Солнцем в соответствии между массой и энергией теории относительности, которое подтверждается большим количеством астрономических, астрофизических, геофизических и геологических данных» (с. 2).

В.Ф. Блинов [8] в аннотации к его книге: «Растущая Земля: Из планет в звезды» пишет, что ... «на основании анализа эмпирических исследований в науках о Земле и обобщения новейших данных естествознания доказывается неизбежность принятия концепции растущей Земли, предусматривающей увеличение объема и массы в течение времени (с. 2). Рост земного шара рассматривается как естественный процесс, связанный с сущностью гравитации, осуществляющейся путем поступления в недра Земли вакуумного и пылевого состояния материи. Поскольку гравитация присуща всем небесным телам, то представление о росте Земли является частью более общей концепции перерастания планет в звезды с последующей наблюдаемой их эволюцией» (Там же). В заключение он полагает, что «реальность отдельных проблем, уже во многом решенных и составляющих идею роста Земного шара, позволяет заключить, что признание концепции растущей Земли становится таким же неизбежным актом, каким было признание гелиоцентрических взглядов Н. Коперника. Акту признания концепции растущей Земли, отражающей реальный природный процесс, не существует разумной альтернативы» (с. 242).

В 2003 г. В.Е. Хаин [130] опубликовал монографию «Основные проблемы современной геологии», в которой он придерживается противоположной точки зрения (противоположной теории тектоники литосферных плит). В главе 19 монографии «Расширяется или сжимается наша планета» В.Е. Хаин

все же допускает (в более ранних работах он этого не делал), что «в частности, изменение радиуса Земли за последние 500 млн лет составляет $8-9 \pm 3-4\%$ (это 765–830 км)» и далее заключает, что «таким образом, сколько-нибудь существенное расширение в течение фанерозоя представляется более чем маловероятным». И тут же добавляет: «однако пульсация объема планеты в размере первых процентов ее радиуса остается, на мой взгляд, в пределах возможного» (с. 318).

В последнее время стали появляться сборники, посвященные спорным аспектам тектоники плит и возможным альтернативам [69]. Это указывает на то, что все больше ученых включаются в решение основных теоретических проблем эволюции Земли. Так, в Предисловии к сборнику «Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы» Ю.Н. Авсюк [1] ссылается на крупнейшего геофизика XX в. В.А. Магницкого, который в докладе на 21-й сессии Международного геологического конгресса убедительно заметил, что «так как можно уверенно говорить, что земная кора выделилась из оболочки в процессе развития Земли, то из равенства тепловых потоков на континентах и океанах следует вывод, что не существовало крупных горизонтальных перемещений, порядка тысяч километров, больших блоков земной коры, как то предполагает гипотеза мобилизма, так как при этом тепловые потоки на континентах и океанах отличались бы друг от друга в 1,5–2 раза. Следовательно, *континенты и океаны в общем возникли примерно на тех местах, где они сейчас расположены*» (цит. по: [1, с. 3]). И далее Ю.Н. Авсюк пишет, что, поскольку это мнение академика В.А. Магницкого «не было подвергнуто аргументированному обсуждению и критике геологами-тектонистами, поэтому Научный совет не должен оставлять его без внимания... И хотя эта модель усиленно пропагандируется, особенно в научно-популярной и учебной литературе, материал, привлекаемый к ее обоснованию, содержит и противоречащие ей факты» [1, с. 3].

В статьях И.А. Рязанова [72], Г.Б. Удинцева [127, 128] и других авторов сборника показана несостоятельность доводов, подтверждающих концепцию тектоники плит, хотя ее пока называют первой обобщающей теорией в науках о Земле. Не соглашаясь с доводами ее сторонников, И.А. Рязанов (как и все авторы сборника) считает, что имеется множество критериев, которые не укладываются в концепцию тектоники плит.

Он полагает, что имеется «три круга проблем, связанных с обсуждаемой концепцией: 1) геологическая история океанов; 2) перенесение идей плитной тектоники на континентальную геологию; 3) интерпретация геофизических данных о строении и процессах в коре и мантии Земли» [72, с. 8]. По его мнению, необходим диалог противостоящих сторон, поскольку не все аргументы рассмотрены, да их вообще мало имеется. И самый главный аргумент – выявленные горизонтальные смещения современных движений земной поверхности – еще не расшифрованы и они отражают современный процесс, а экстраполяция этих данных «на прошедшие миллионы лет сомнительна» [72, с. 12].

Поэтому, как полагает Г.Б. Удинцев [128], да и многие другие ученые, в том числе и автор данной монографии, «что в поисках концепции, дающей наиболее удовлетворительное объяснение геологическому строению и истории развития океанов и континентов, целесообразно не только не принимать

концепцию тектоники литосферных плит, а *разрабатывать* параллельно ей и другие, временно утратившие привлекательность для широкого круга ученых концепции, в рамки которых наблюдаемые явления вписываются полнее. И далее эта концепция (т.е. концепция расширяющейся Земли) оставляет использование в тектонике (т.е. в геологии) континентов хорошо развитой в недавнем прошлом геосинклинальной теории развития континентальных систем без навязывания вместо нее представлений о субдукционно аккреционной природе орогенеза и замены платформенного развития осадочным заполнением океанических впадин» [128, с. 23–24].

Таким образом, каждая эпоха теряет одно и приобретает другое состояние, которое отличается от предыдущего по многим параметрам, а в целом, как указывалось выше (см. главу I), Земля в конечном итоге *охлаждается*.

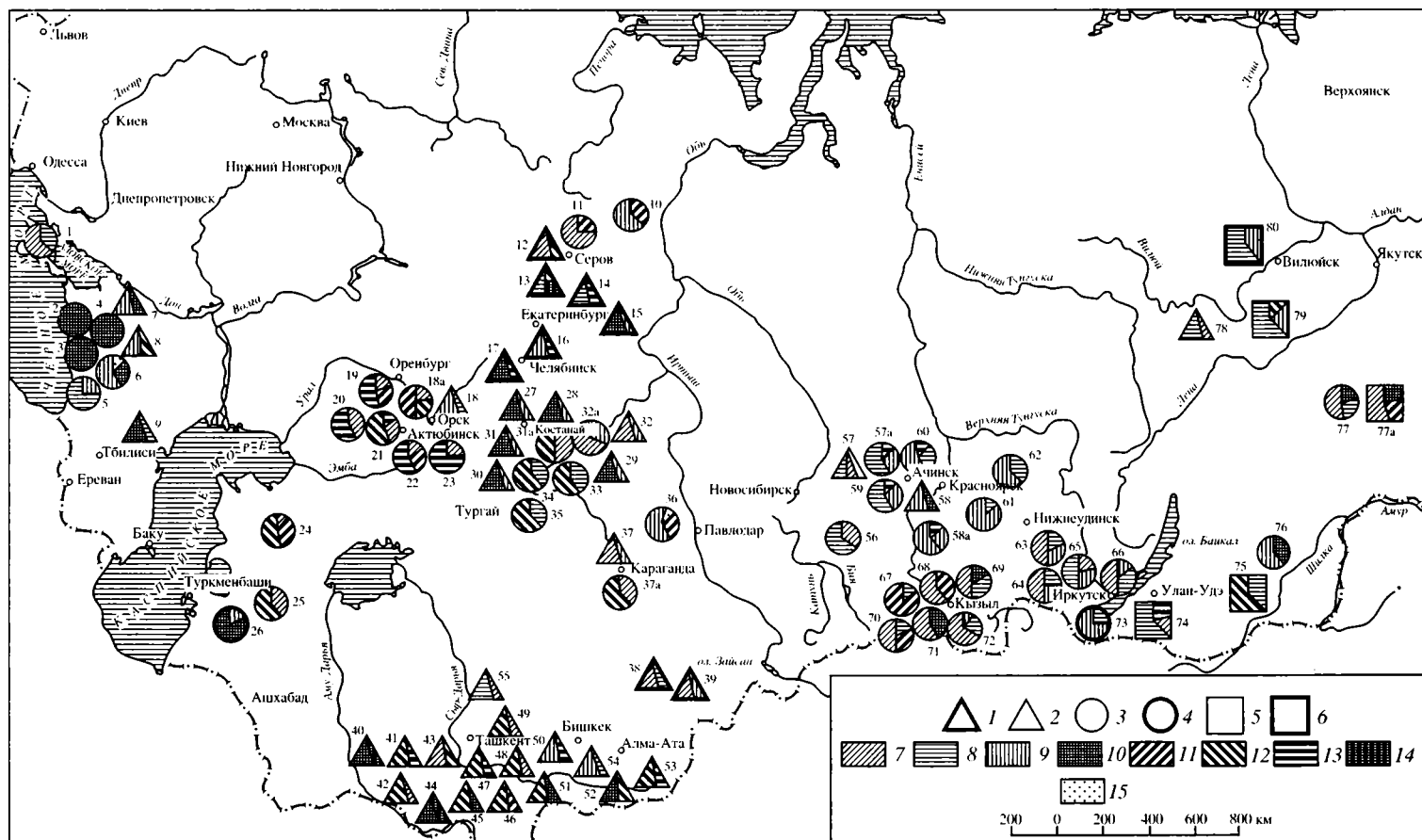
ХIII.2. НАКОПЛЕНИЕ ГУМУСОВОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА И ОБРАЗОВАНИЕ УГЛЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ

Исходя из представлений, изложенных выше, которыми руководствуется автор в геологической теории развития и формирования Земли, рассмотрим ряд факторов, которые могли бы обусловить накопление торфяных (различной мощности) и образование угольных залежей. Успехи в комплексном изучении углей и угленосных формаций, а также современных болот Колхиды (Рионского межгорного прогиба), Прибалтики (Калининградская область и прилегающие районы), Кубы, полуострова Флориды, Вьетнама и некоторых других регионов позволили нам пересмотреть некоторые частные и общие проблемы торфяной и угольной геологии и с иных методических и общегеологических позиций подойти к их решению. Одной из таких проблем является установление особенностей накопления и биохимического разложения вещественного состава торфяников и образования гумусовых углей различных эпох.

Это, прежде всего, геотектонический режим болота и его смежных регионов в общей палеогеографической схеме времени его возникновения, степень биохимического разложения органического вещества (лигнино-целлюлозных тканей), климат – в пределах доступного гумидного климата формирования торфяных болот, количественное соотношение различных типов микрокомпонентов, а также другие возможные факторы, влияющие на формирование генетических и фациальных типов органического вещества.

В угольной геологии условно принято, что угольные пласты по мощности подразделяются: более 15 м – сверхмощные, 15–8 м – мощные, 8–1,0 м – полумощные, менее 1,0 м (даже ~1,5 м) – тонкие.

В середине 30-х годов прошлого века Ю.А. Жемчужников [25] писал: «Только комплексная теория, охватывающая в едином, чуждом противоречия, синтезе все стороны углеобразования, может претендовать на универсальность. Она должна увязать данные болотоведения, микробиологии, химии, геологии, петрографии угля в стройной системе. Такое стройное учение о генезисе каустобиолитов есть дело будущего» (с. 116).



Приводя это высказывание Ю.А. Жемчужникова, А.С. Тарakanов [79, с. 6] пишет, что «с тех пор прошло почти полвека, но комплексная теория углеобразования еще не создана». Но что же мы имеем на данный момент?

Автор полагает, что если она и создана, но не полностью, *но это будущее уже пришло*, когда в 60-х годах прошлого века автором была установлена связь процессов накопления и биохимического разложения органического вещества с обстановками осадко- и торфонакопления, когда торфяной и угольный пласты стали рассматриваться как составная часть осадочного процесса, а угленосные отложения – как угленосные формации и как самостоятельные угленосные тела, отражающие эволюцию процессов развития того или иного участка Земли. Торфоведы и болотоведы, и даже многие геологи этого не приемлют и по сей день и, как правило, не учитывают изменившееся положение в геологии и рассматривают накопление органического вещества в отрыве от общего процесса осадконакопления, а некоторые утверждают даже, что уголь – это не порода.

Обратимся к *геотектоническому режиму*, к одному из главных факторов, который обеспечивает образование рельефа субстрата болота и смежных регионов, а также формирование генетических и фациальных типов торфов-углей, поведение их в литогенезе основных тектонических эпох.

Каждая тектоническая эпоха – каледонская, герцинская, киммерийская, альпийская и миоцен-олигоценная (современная) – в начальный период, как правило, была более активной, чем в своем конце. В свою очередь, после каждой эпохи тектонический режим активизировался, но в своей начальной фазе, как правило, был менее активным и не превышал начальную фазу предшествовавшей эпохи. Одновременно ландшафт Земли в разных своих частях приобретал другой облик, чем-то похожий, или мало похожий, или совсем не похожий на предыдущий, происходили разукрупнение существующих крупных структур и в значительной части разнообразная и различная перестройка рельефа с возникновением значительно большего количества новых, в основном более мелких по размеру и сложности строения структур, в том числе низменных пространств, из которых одни превращались в водоемы (крупные озера, моря и даже иногда заливы океанов), а на других формировались разноразмерные болота. Это хорошо видно, например, на карте размещения генетических типов углей основных бассейнов и месторождений юрской эпохи углеобразования на территории бывшего СССР, изученных нами (рис. 46), а также на прилагаемых таблицах рэт-лейасовых (ныне плинсбахских) (табл. 14) и средне-верхнеюрских (табл. 15) углей, где перечислено

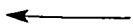


Рис. 46. Схематическая карта распределения генетических типов углей основных бассейнов и месторождений юрской эпохи угленакопления на территории России и республик СНГ

1–6 – *возраст угольных бассейнов и месторождений*: 1 – верхний триас – нижняя юра; 2 – нижняя юра; 3 – средняя юра; 4 – средняя–верхняя юра; 5 – верхняя юра; 6 – верхняя юра – нижний мел. 7–15 – *генетические типы углей*: 7 – гелинито-телинитовые; 8 – гелинито-посттелинитовые; 9 – гелинито-преколлинитовые; 10 – гелинито-коллинитовые; 11 – гелифюзинито-телинитовые; 12 – семигелифюзинито-телинитовые; 13 – гелифюзинито-посттелинитовые, 14 – гелифюзинито-коллинитовые, 15 – лейптинитовые. 1–80 – порядковые номера угольных бассейнов или месторождений

Таблица 14. Вещественный состав рэт-лейасовых (ныне плинсбахских) и нижнеюрских углей основных месторождений и бассейнов бывшего СССР

Группа	Подгруппа	Генетические типы углей										
			7*	8	9		12	13	14	15		
			Кубано-Малкинское	Хумаринское	Чирахчайское	Уллучайское	Рубасчайское	Волчанское	Богословское	Веселовское	Буланаш-Елгинское	
			J ₁									
Телинитовые	Гелинито-телинитовые	Гелинито-телинитовый			+	+	+	+	+	+		
		Гелифюзинито-гелинито-телинитовый						+				
		Семигелифюзинито-гелинито-телинитовый										
		Липоидо-гелинито-телинитовый						▲				
		Миксто-гелинито-телинитовый						●				
	Семигелифюзинито-телинитовые	Гелинито-телинитовый паренхимный							+			
		Гелинито-телинитовый суберинитовый										
		Семигелифюзинито-телинитовый										
		Гелифюзинито-семигелифюзинито-телинитовый						+				
		Гелинито-семигелифюзинито-телинитовый	+	▲				+	+			
	Гелифюзинито-телинитовые	Миксто-семигелифюзинито-телинитовый						+	+			
		Гелифюзинито-телинитовый						+				
		Семигелифюзинито-гелифюзинито-телинитовый										
		Гелинито-гелифюзинито-телинитовый							+	+		
		Миксто-гелифюзинито-телинитовый										
Посттелинитовые	Гелинито-посттелинитовые	Гелинито-посттелинитовый						+				
		Гелифюзинито-гелинито-посттелинитовый							+			
		Семигелифюзинито-гелинито-посттелинитовый						+		▲		
		Липоидо-гелинито-посттелинитовый			+	+	+	+	+			
		Миксто-гелинито-посттелинитовый			+	+	+		●	●	+	
	Гелифюзинито-посттелинитовые	Гелинито-посттелинитовый паренхимный						+				
		Гелинито-посттелинитовый суберинитовый							+			
		Семигелифюзинито-посттелинитовый										
		Гелифюзинито-посттелинитовый										
		Семигелифюзинито-гелифюзинито-посттелинитовый										
	Гелинито-преколлинитовые	Гелинито-преколлинитовый		●								
		Гелифюзинито-гелинито-преколлинитовый							+			
		Семигелифюзинито-преколлинитовый										
		Липоидо-гелинито-преколлинитовый	●	+					+			
		Миксто-гелинито-преколлинитовый										+
Коллинитовые	Гелинито-коллинитовые	Гелинито-коллинитовый			●	●	●		+			
		Гелифюзинито-гелинито-коллинитовый						+	+			
		Семигелифюзинито-гелинито-коллинитовый										
		Липоидо-гелинито-коллинитовый	▲		+	+	+	+				
		Миксто-гелинито-коллинитовый									●	
	Гелифюзинито-коллинитовые	Гелифюзинито-коллинитовый						+	+	+		
		Липоидо-гелифюзинито-коллинитовый							+			
		Гелинито-гелифюзинито-коллинитовый										
		Споринитовый			+	+	+					
		Кутинитовый						+	+	+		
Лейтити-нитовые	Резинитовый	Суберинитовый										
		Резинитовый										

*Номера месторождений и бассейнов, показанных на карте (см. рис. 46).

Примечание. Генетические типы углей: кружки – преобладают (более 50%), треугольники – в подчинен

Камышинское	16	Т ₃ - Т ₁	
Козыревское			
Копейское			
Коркинское			
Еманжелинское	17		
Красносельское		Т ₃ - Т ₁	
Орский бассейн	18		
Черниговское	27		
Приозерное	28		
Быжкулдакское	29		
Харьковское	30		
Кушмурунское	31		
Эгинсайское	32		
Карагандинский бас.	37		
Кендерльское	38		
Алакульское	39		
Сукайтинское	40		
Ташкутанское	41		
Кутитанское	42		
Фан-Ягнобское	43		
Оби-Равноуское	44		
Сулюктинское	45		
Шурабское	46		
Ангренское	47		
Кизыл-Кийское	48		
Ленгерское	49		
Нарынское	50		
Кок-Янгакское	51		
Согутское	52		
Джержаланское	53		
Карагашское	54		
Кок-Кийское			
Чок-Пак	55		
Итатское	57		
Назаровское	58		
Пятачковое	78		
		Т ₁	

ном количестве (50-25%), крестика — в небольшом количестве (меньше 25%).

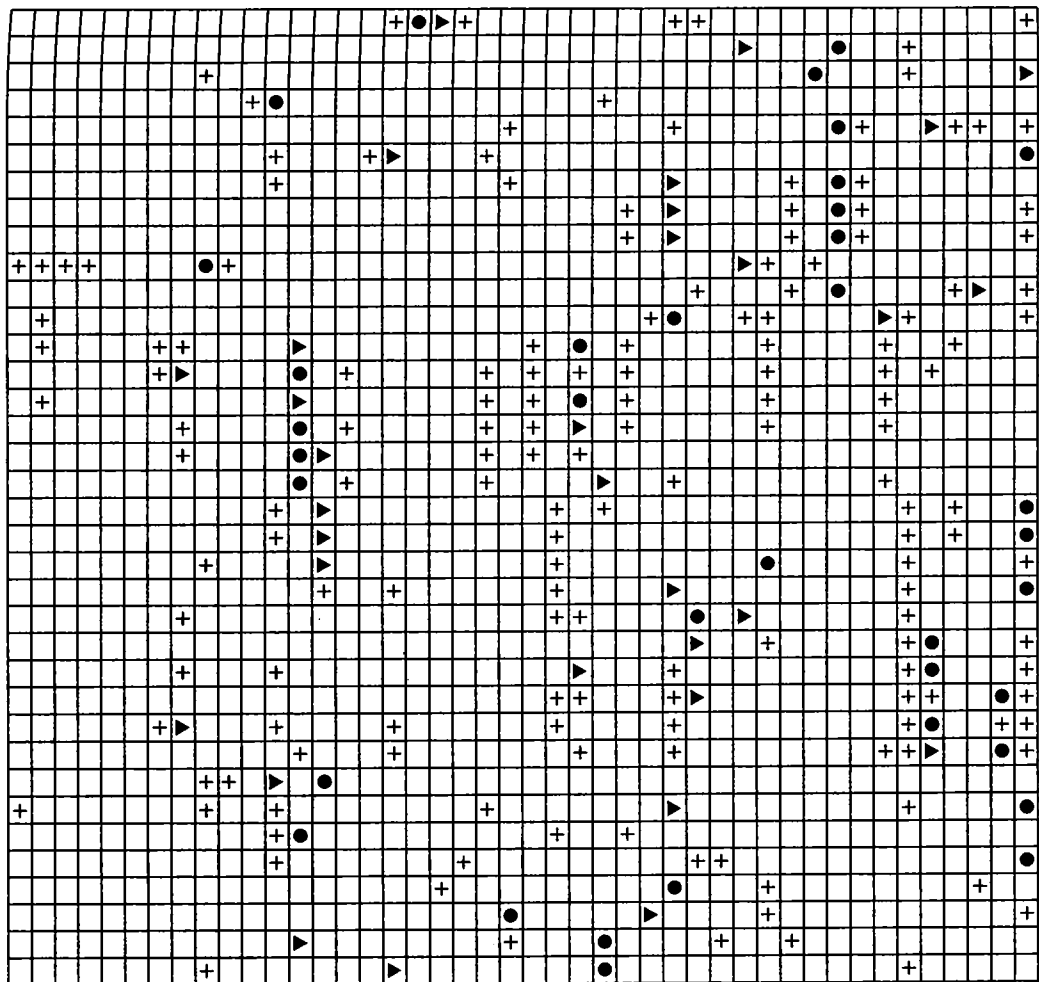
**Таблица 15. Вещественный состав средне- и верхнеюрских углей
основных месторождений и бассейнов бывшего СССР**

Группа	Подгруппа	Генетические типы углей	J ₂												
			1*	2	3	4	5	6	10	11	18a	19	20	21	22
Телинитовые	Гелинито-телинитовые	Гелинито-телинитовый	●							●	+	+	+	▲	+
		Гелифюзинито-гелинито-телинитовый													
		Семигелифюзинито-гелинито-телинитовый													
		Липоидо-гелинито-телинитовый									+		▲		
	Семигелифюзинито-телинитовые	Миксто-гелинито-телинитовый										+			
		Гелинито-телинитовый паренхимный				+		+							
		Гелинито-телинитовый суберинитовый													
		Семигелифюзинито-телинитовый									+				
	Гелифюзинито-телинитовые	Гелифюзинито-семигелифюзинито-телинитовый													
		Гелинито-семигелифюзинито-телинитовый									▲			●	
		Миксто-семигелифюзинито-телинитовый													
		Гелифюзинито-телинитовый			+										
Посттелинитовые	Гелинито-посттелинитовые	Семигелифюзинито-гелифюзинито-телинитовый						▲	▲	+	▲			▲	
		Гелинито-гелифюзинито-телинитовый									●				
		Миксто-гелинито-посттелинитовый													
		Гелинито-посттелинитовый паренхимный													
	Гелифюзинито-посттелинитовые	Гелинито-посттелинитовый суберинитовый													
		Семигелифюзинито-посттелинитовый													
		Гелифюзинито-посттелинитовый		+										+	
		Семигелифюзинито-гелифюзинито-посттелинитовый													
	Гелинито-гелифюзинито-посттелинитовые	Гелинито-гелифюзинито-посттелинитовый							+	+	+			+	
		Миксто-гелифюзинито-посттелинитовый										●	●		●
		Гелинито-преколлинитовый		+	+		▲	●							
		Гелифюзинито-гелинито-преколлинитовый						+							
Коллинитовые	Гелинито-коллинитовые	Семигелифюзинито-преколлинитовый													
		Липоидо-гелинито-преколлинитовый													
		Миксто-гелинито-преколлинитовый													
		Гелинито-коллинитовый		●	●	●			●						
	Гелифюзинито-коллинитовые	Гелифюзинито-гелинито-коллинитовый		+	+	+									
		Семигелифюзинито-гелинито-коллинитовый													
		Липоидо-гелинито-коллинитовый							▲						
		Миксто-гелинито-коллинитовый													
Лейтинитовые	Гелифюзинито-коллинитовый														
	Липоидо-гелифюзинито-коллинитовый										+				
	Гелинито-гелифюзинито-коллинитовый										+				
	Споринитовый														
Лейтинитовые	Кутинитовый										+				
	Суберинитовый										+				
	Резинитовый				+		+	+	+						

*Номера месторождений и бассейнов, показанных на карте (см. рис. 46).

Примечание: Генетические типы углей: кружки – преобладают (более 50%), треугольники – в подчинен

ном количестве (50–25%), крестики – в небольшом количестве (меньше 25%).



I_2

I_1

I_3

I_4

Жиларское	23
Мангышлакское	24
Туаркырское	25
Ягманское	26
Кушмурунское	31a
Эгинсайское	32a
Джаныспайское	33
Кызылтайское	34
Мхатовское	35
Майкюбенский бас.	36
Карагандинский бас.	37a
Кузнецкий бассейн	56
Итатское	57a
Назаровское	58a
Березовское	59
Боготольское	60
Рыбинское	61
Абанское	62
Каранцайское	63
Новометелкинское	64
Черемховское	65
Заангарское	66
Чаданское	67
Инитальское	68
Эрбекское	69
Онкажинское	70
Меджитейское	71
Каахемское	72
Букачачинское	76
Южно-Якутская пл.	77
Баянгольское	73
Южно-Якутская пл.	77a
Гусиноозерское	74
Черновское	75
Кемпендйское	79
Усть-Мархинское	80

Месторождения и бассейны

94 месторождения и бассейнов с указанием того, какие генетические типы углей участвуют в их сложении.

По мере накопления в болотах любого растительного вещества и его постепенного погружения в торфогенный слой, основное биохимическое разложение лигнино-целлюлозных тканей заканчивается. В аллювиальной, аллювиально-озерно-болотной, аллювиально-заливно-лагунной, аллювиально-прибрежно-морской, аллювиально-морской, аллювиально-удаленно-морской, морской и удаленно-морской обстановках осадко-торфонакопления формируются *телинитовые и посттелинитовые* торфы-угли. *Преколлинитовые, коллинитовые и лейптинитовые* торфы-угли образуются в озерных, заливно-лагунных и прибрежно-морских обстановках осадко- и торфонакопления (см. табл. 13).

В тех случаях, когда питающая (область сноса терригенного материала) провинция находится вблизи болота, последняя в избытке обогащает торфуголь минеральной примесью, особенно глинистой (зольные угли) – от 15–20 до 40–45% (ряд месторождений Печорского, Кузнецкого бассейнов, многие месторождения Сибири и Дальнего Востока, Средней Азии и других регионов). В этих месторождениях и бассейнах с озерными и заливно-лагунными, а иногда и прибрежно-морскими обстановками осадко- и торфонакопления иногда связаны *телинитовые и посттелинитовые* торфы-угли. Объясняется это тем, что реки и их притоки из-за коротких путей миграции несут большое количество терригенно-глинистого материала, имеют повышенный угол наклона ложа речного потока и переносимый ими материал не успевает в силу большой скорости речного потока захорониться в русле, не доходя до болота, но в том или ином количестве все же попадает в болота.

Нами установлено, что повышенное содержание терригенного и особенно глинистого материала задерживает процесс биохимического разложения лигнино-целлюлозных тканей растений. Это иногда можно наблюдать в окраинных частях болот. Кроме того, здесь можно наблюдать присутствие повышенного содержания угольного вещества, возникшего в процессе механического раздробления. По данным Н.В. Иванова и А.С. Тараканова [34–36], угли считаются мало- или умеренно зольными при содержании золы менее 15%. При зольности от 15 до 30% – угли средnezольные, а от 30 до 49% – выскозольные.

Следует также заметить, что во всех случаях телинитовые, иногда близкие к ним посттелинитовые торфо-угли имеют повышенную «рыхлость» текстуры, поскольку более крупные по размеру форменные элементы менее плотно упакованы и имеют четкие контуры, а преколлинитовые, коллинитовые и особенно лейптинитовые торфо-угли в результате более длительного разложения превращаются практически в однородную (особенно угли высокой степени углефикации) массу с включением стойких форменных элементов-спор, кутикул, смоляных тел.

Кроме того, каждое болото залегает на неровной холмистой поверхности субстрата приморской (приозерной, приокеанской) низменности, которая имеет уклон как в направлении к водоему (озеро, море, океан), так и в сторону бортов прогиба, дренированного крупной рекой с притоками или серией более мелких рек (рис. 47 и 48). Поэтому мощность торфа-угля может варьировать в широких пределах – от тонкого до супермощного, т.е. они все

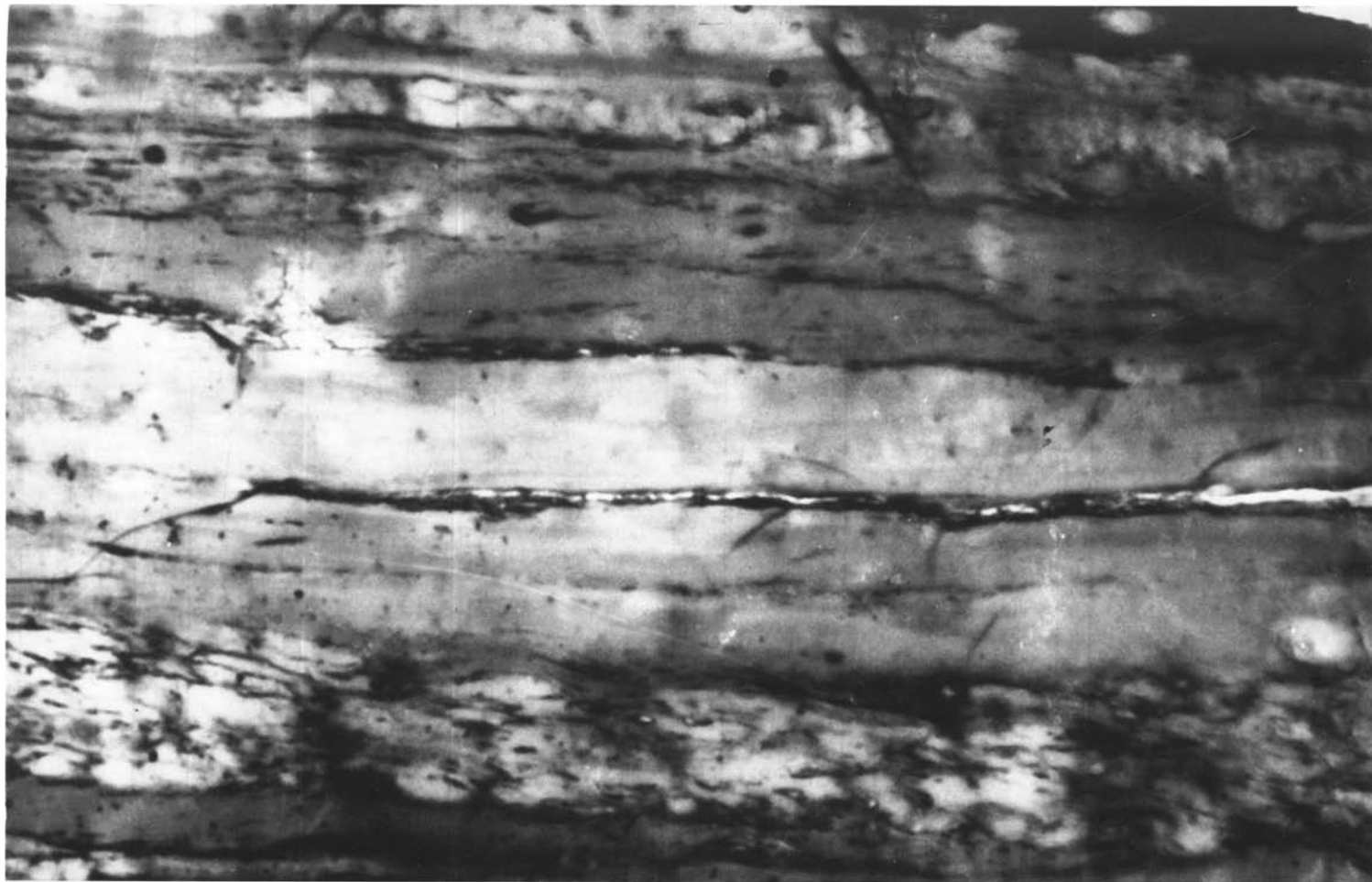


Рис. 29. Гелинито-телинитовый гумусовый уголь (агрегат стеблевых тканей и листьев растений)
Увел. 1500. Ник. II. Свита C_2^5 . Пласт k_8 . Донецкий угольный бассейн

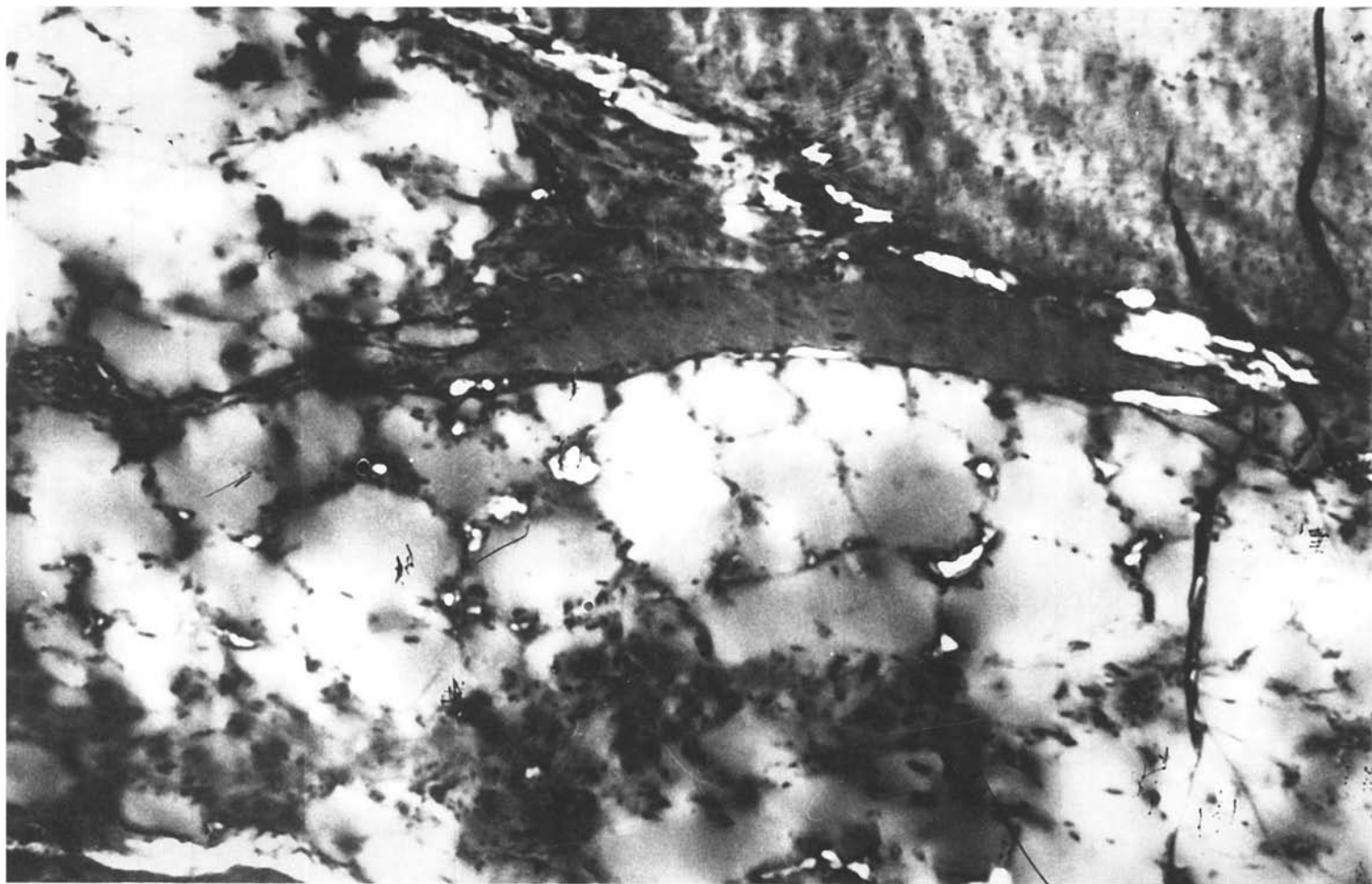


Рис. 30. Гелинито-телинитовый паренхимный (из листьев растений) гумусовый уголь
Увел. 1500. Ник. II. Свита C_2^6 . Пласт I_4 . Донецкий угольный бассейн

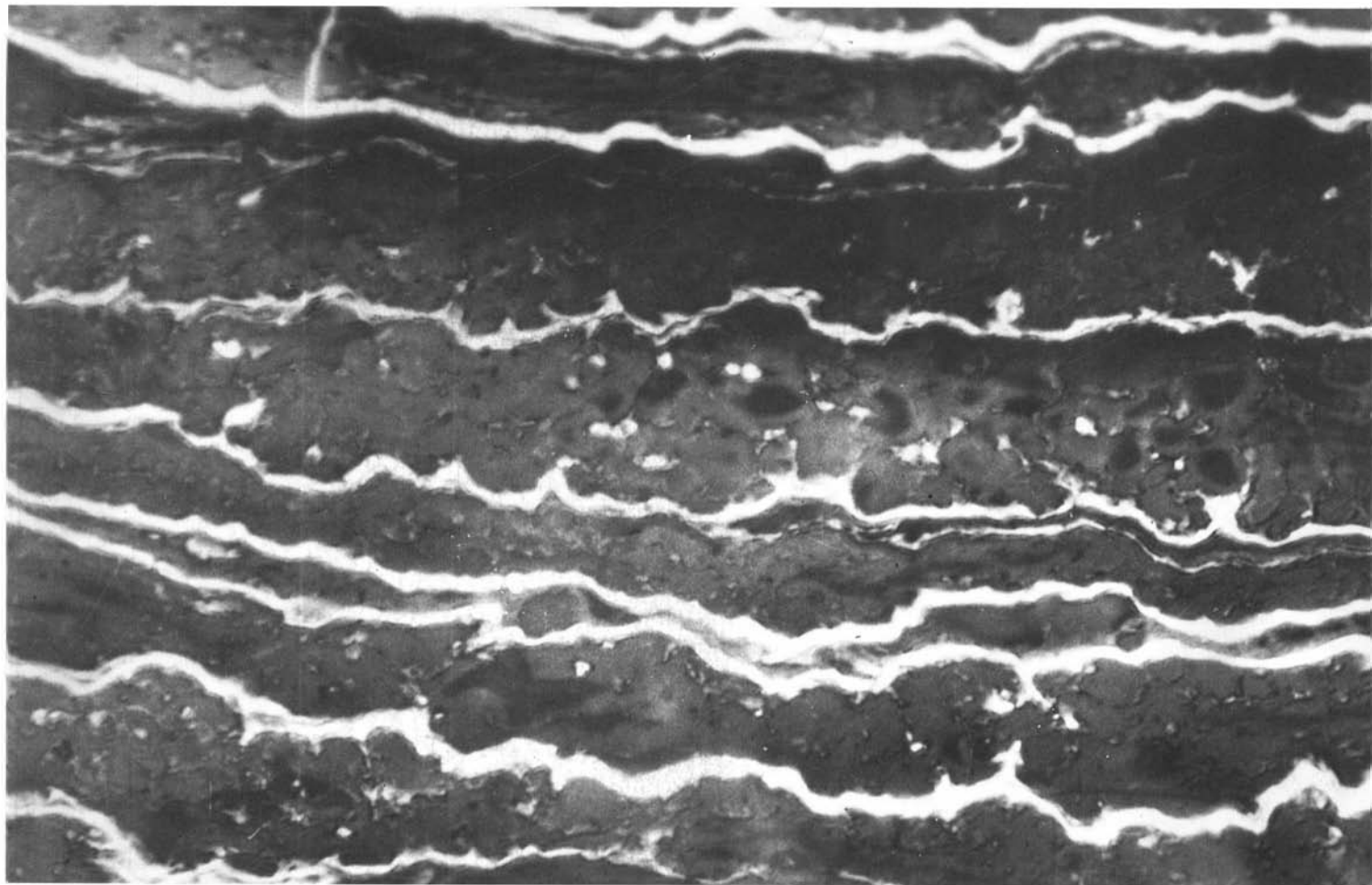


Рис. 31. Гелинито-телинитовый гумусовый уголь (паренхит)
Увел. 1500. Ник. II, J₂. Пласт «Мощный». Иркутский угольный бассейн



Рис. 32. Гелинито-телинитовый гумусовый уголь
Увел. 1500. Ник. II. J₂. Пласт «Мощный». Иркутский угольный бассейн

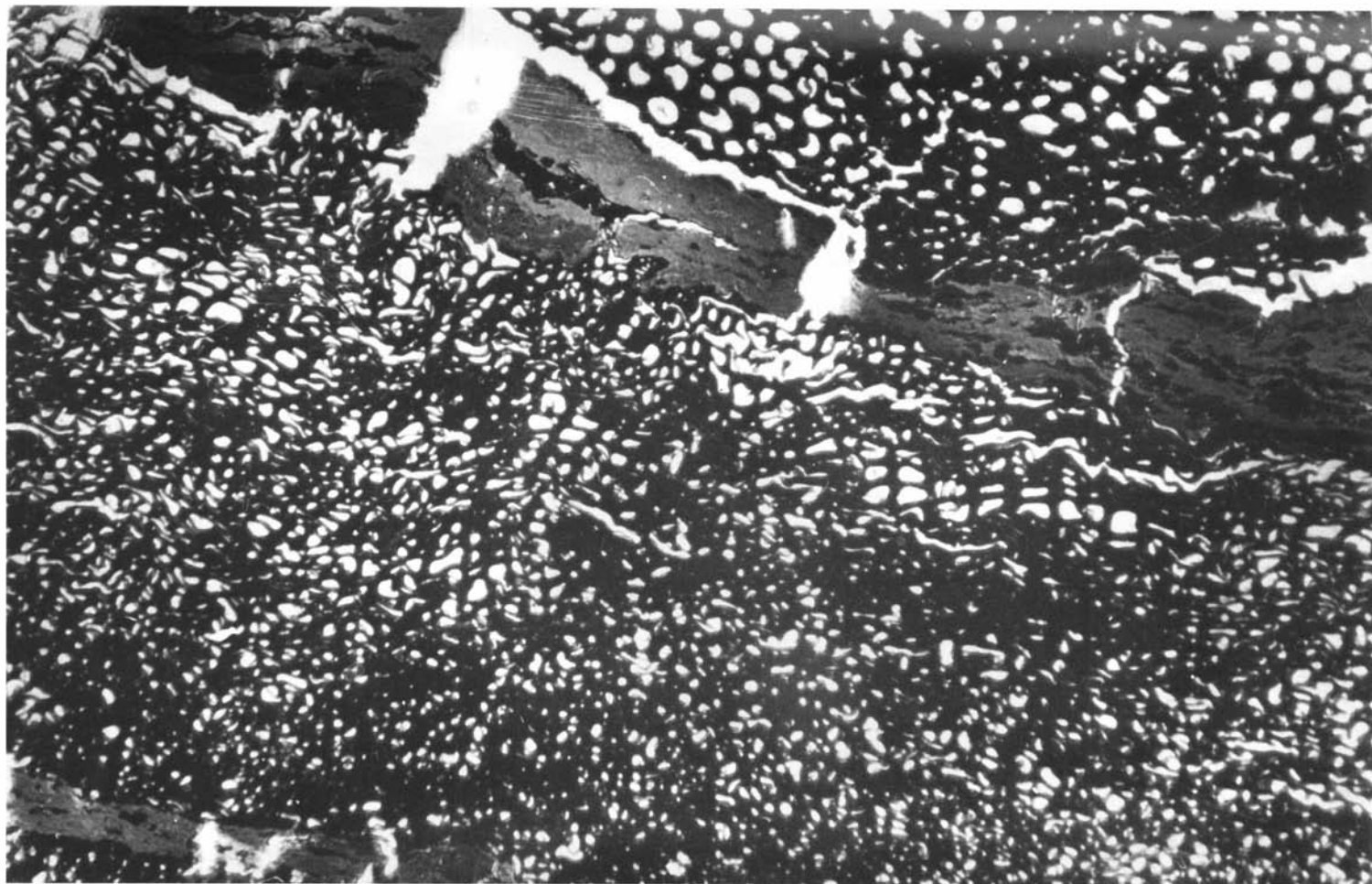


Рис. 33. Гелифюзинито-телинитовый гумусовый уголь
Увел. 1500. Ник. II. J₂. Ангренские месторождения. Средняя Азия

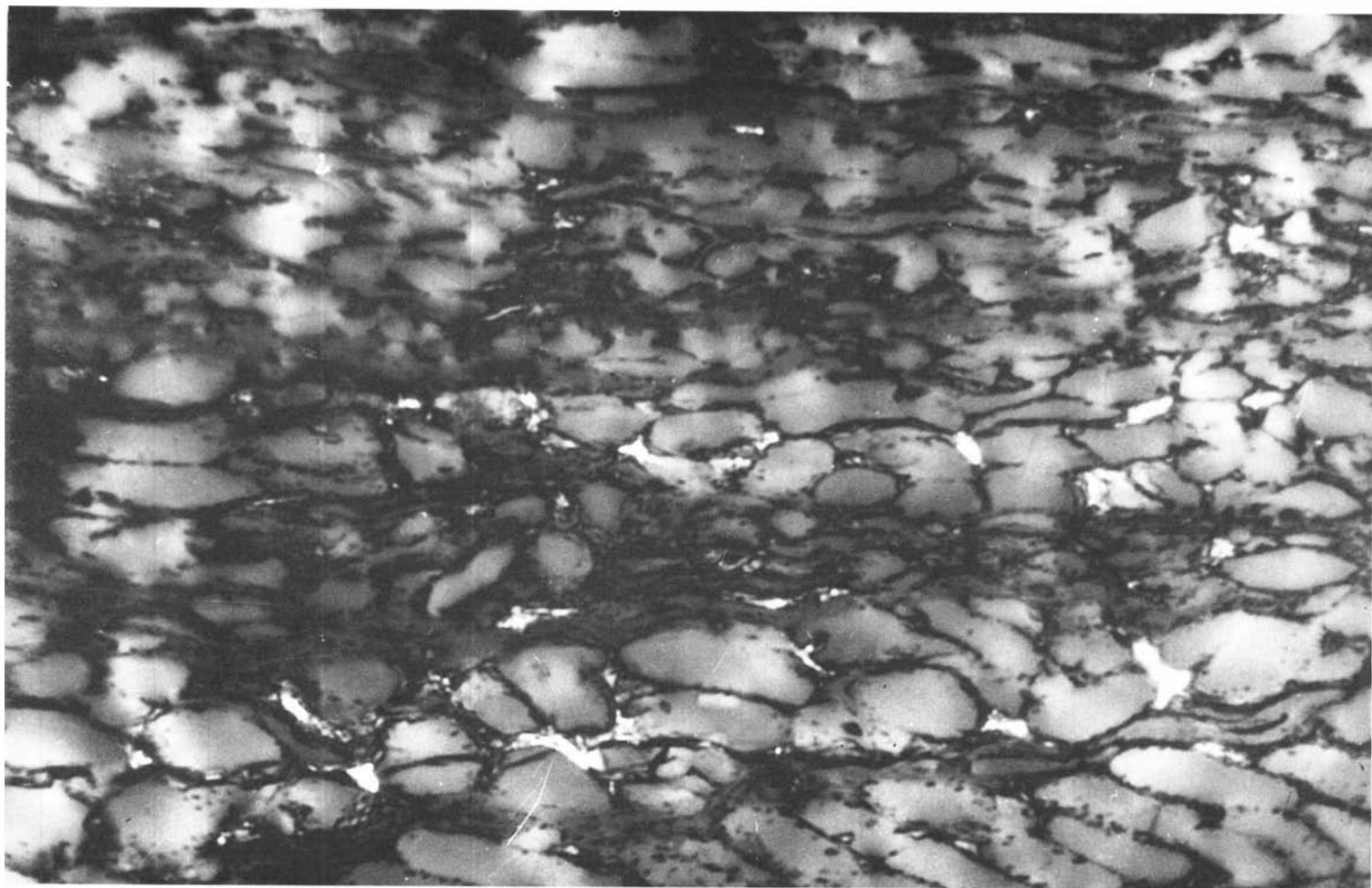


Рис. 34. Гелинито-посттелининовый гумусовый уголь
Увел. 1500. Ник. II. J₂. Пласт «Мощный». Иркутский угольный бассейн

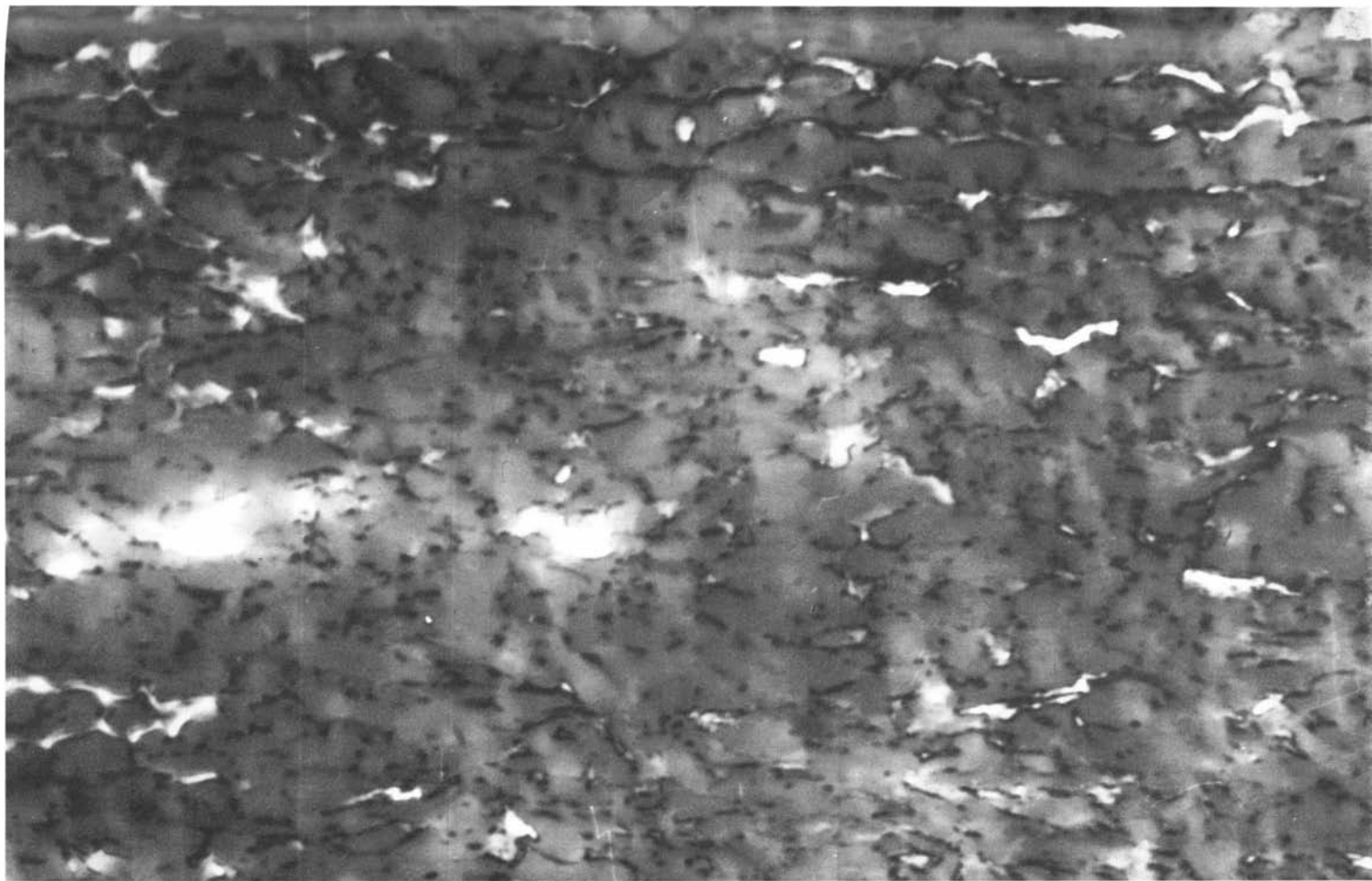


Рис. 35. Гелинито-преколлинитовый гумусовый уголь
Увел. 1500. Ник. II. Т₃-J₁. Коркинское месторождение. Челябинский угольный бассейн. Карьер. Восточный склон Урала



Рис. 36. Гелинито-преколлинитовый гумусовый уголь со спорами
Увел. 1500. Ник. II. J₂-J₃. Иркутский угольный бассейн



Рис. 37. Гелинито-коллинитовый гумусовый уголь со спорами
Увел. 1500. Ник. II. J₂. Улегхемский угольный бассейн. Тува

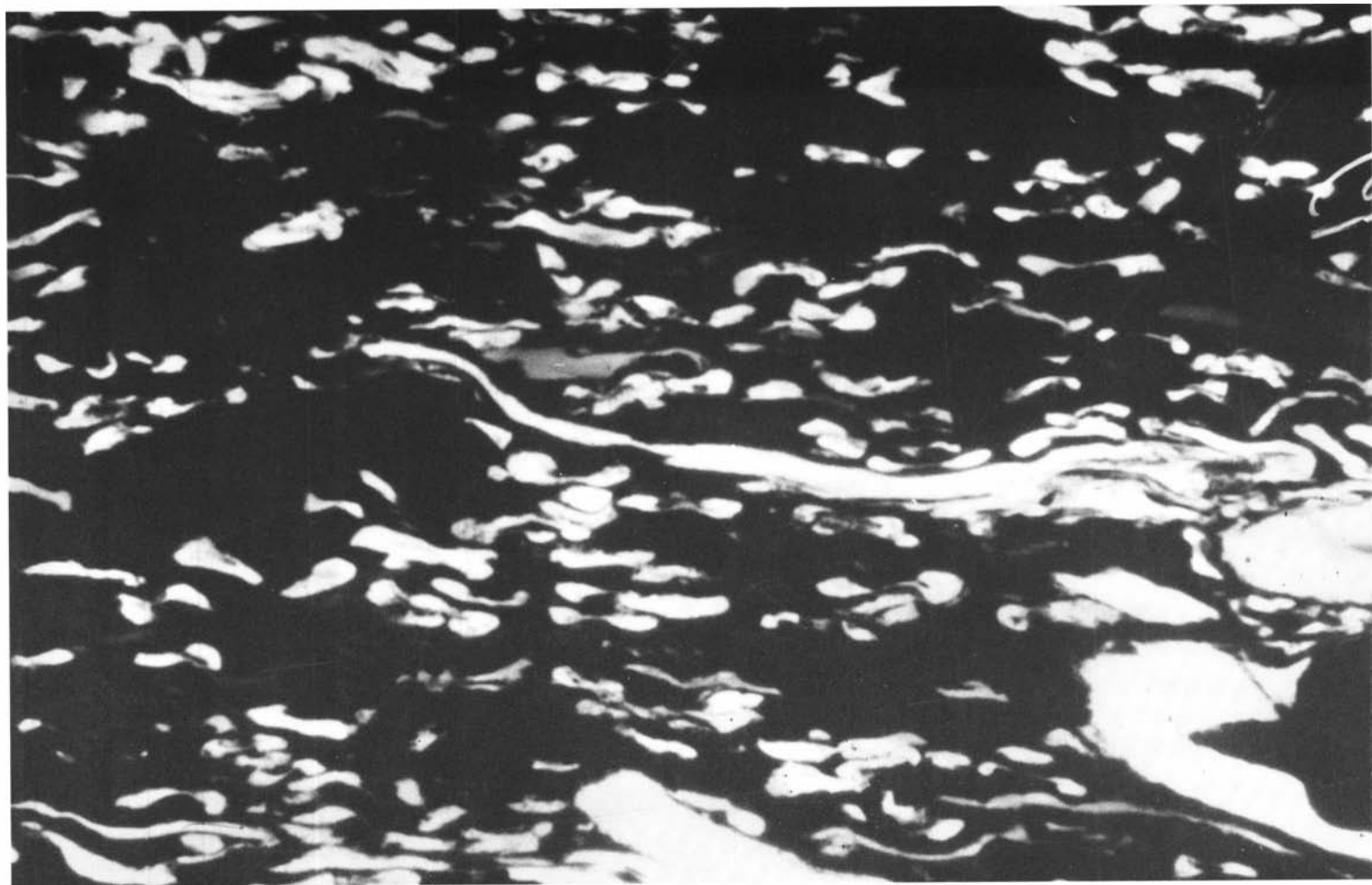


Рис. 38. Кутинитовый гумусовый уголь с гелинито-коллинитом
Увел. 1500. Ник. II. С₁. Подмосковский угольный бассейн

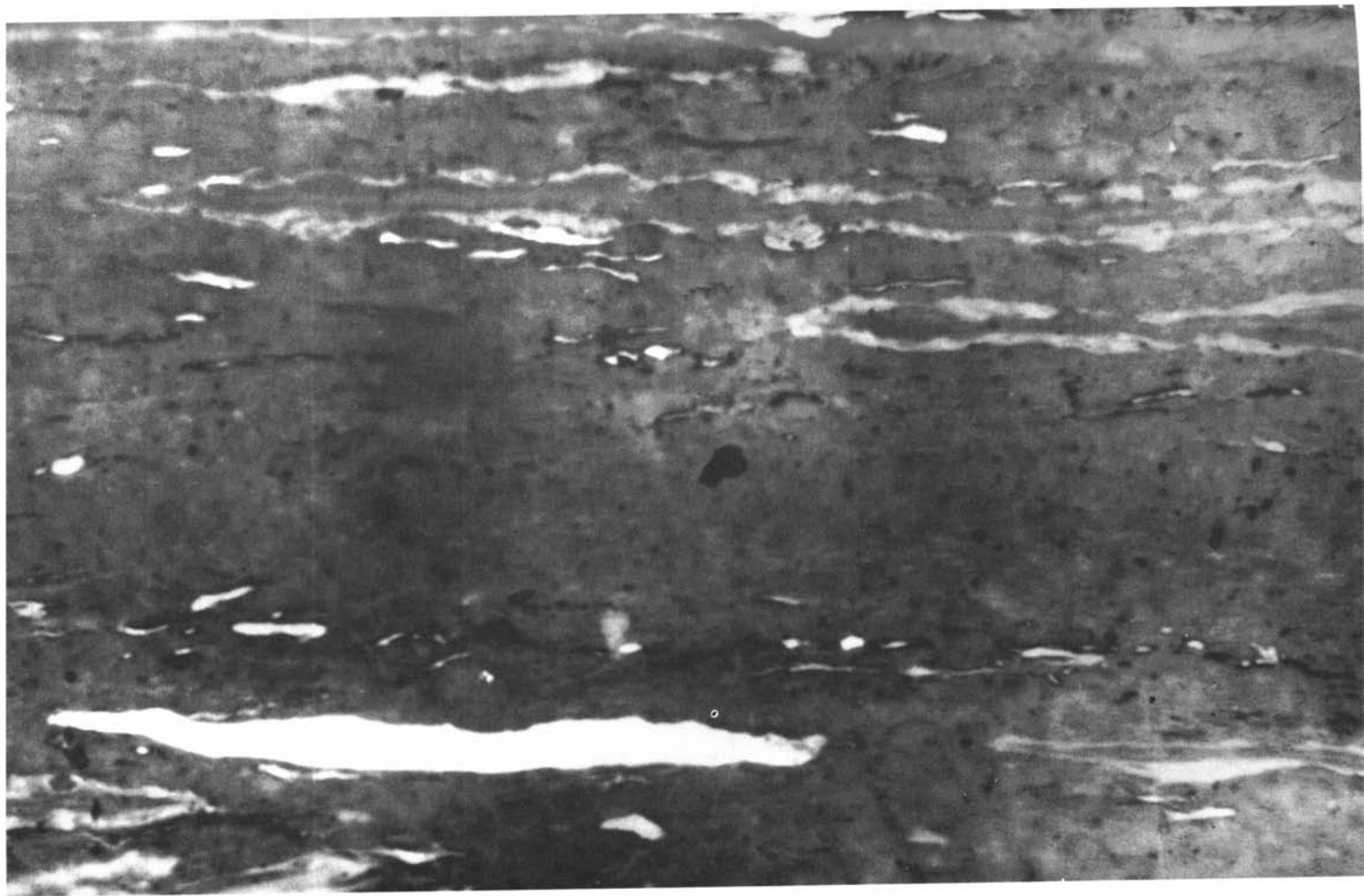


Рис. 39. Споринитовый гумусовый уголь с гелинито-коллинитом
Увел. 1500. Ник. II. С₂. Донецкий угольный бассейн

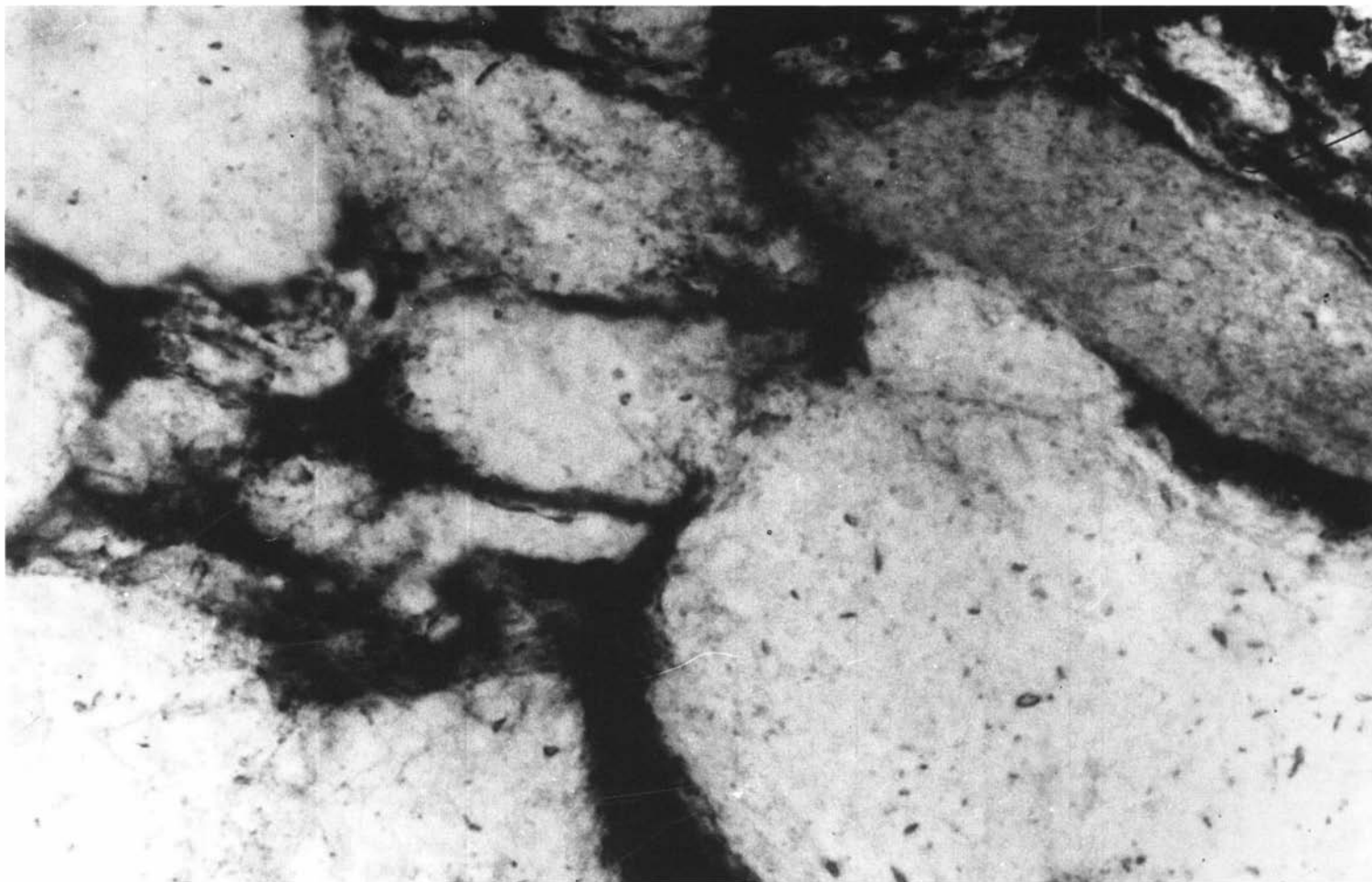


Рис. 40. Резинитовый гумусовый уголь с гелинито-коллинитом
Увел. 1500. Ник. II. J₂. Ткибульское месторождение. Грузия



Рис. 47. Фациальный профиль торфяников Рионского межгорного прогиба (в глубь прогиба). По П.П. Тимофееву [85]

1–9 – типы торфов по исходному материалу: 1 – древесный; 2 – древесно-тростниковый; 3 – древесно-осоковый; 4 – тростниковый; 5 – осоково-тростниковый; 6 – осоковый; 7 – разнотравный; 8 – древесный с минеральной примесью; 9 – тростниковый с минеральной примесью.

10–12 – генетические типы торфов: 10 – гелинито-постгелинитовый; 11 – гелинито-преколлинитовый; 12 – торфяники, нанесенные на профиль по данным разведочных организаций Грузии без подразделения на генетические типы.

13–16 – литологические типы пород: 13 – песок мелкозернистый; 14 – алевроит крупнозернистый; 15 – глина; 16 – углистая глина



Рис. 48. Фациальный профиль торфяников Рионского межгорного прогиба (вдоль побережья Черного моря – поперек прогиба) по П.П. Тимофееву [85]

Условные обозначения см. на рис. 47

имеют линзообразное строение, что также наблюдается на фаціальном профиле миоценовых и олигоценых бурых углей Кельнского месторождения, Германия (рис. 49). Исключение, как правило, представляют относительно небольшие болота, находящиеся преимущественно в замкнутом пространстве, т.е. в горах. В последующее время они, правда редко, но иногда сохраняются.

Процесс формирования болот сопровождался однонаправленным чередованием теплых и холодных эпох в истории Земли (см. главу I, рис. 3), где первые по времени уменьшались, а вторые – увеличивались. Последняя холодная эпоха все еще продолжается; вполне очевидно, что она будет более длительной, чем предыдущие. Если говорят о потеплении климата в настоящее время, то это временное потепление и оно связано с пульсирующим развитием Земли. Это нормальный процесс ее развития.

Как показал А.Н. Криштофович [40], а также многие палеоботаники, климат является зональным и обосновывается экологическими особенностями различных систематических групп растений. Если не обнаруживается зависимости между распределением различных подгрупп углей и ботанико-географической зональностью эпох, то, следовательно, их распределение *не зависит* и от климатической зональности. И действительно, в условиях жаркого климата Средней Азии, соответствующей зоне максимального развития цикадофитов, при торфонакоплении отмечается интенсивное образование гелифюзинитовых подгрупп углей. То же можно констатировать и для зон с теплоумеренным (Узгенский, Каратауский, Орский, Урало-Каспийский бассейны) и умеренным (Убаганский, Иркутский бассейны) климатом.

Следовательно, климат *не оказывал* решающего влияния на направленность процесса превращения исходного растительного материала в период торфонакопления, но он являлся определяющим фактором в возникновении гелифюзинизированных и гелинитовых подгрупп углей и их концентрации в конкретных регионах.

Если сопоставить площади преобладания гелифюзинитовых или гелинитовых подгрупп углей с ботанико-географическими зонами и провинциями [17, 46, 50 и др.], характеризующимися определенным составом систематических групп растений, то оказывается, что *между ними нет никакой связи*. В пределах одной и той же ботанико-географической провинции обнаружены области с преобладанием то гелинитовых, то гелифюзинитовых подгрупп углей. Примерами могут служить гелинитовые угли Ткварчельского, Ткибульского, Ягманского месторождений и гелифюзинитовые подгруппы углей Мангышлакского и Туаркырского месторождений Каспийско-Черноморской провинции в средней юре. В то же время, в различных ботанико-географических провинциях одного и даже разного возраста наблюдаются одинаковые подгруппы углей.

Так, гелифюзинизированные подгруппы углей характерны для среднеазиатских провинций нижнеюрского возраста, где максимально развиты цикадофиты, и для провинции хвойно-гинкговых лесов среднеюрских месторождений Убачанского бассейна. Равным образом, гелинитовые подгруппы углей свойственны как Каспийско-Черноморской (месторождения Закавказья), так и Сибирской (месторождения Иркутского бассейна) провинциям. Дело не в ботанико-географических провинциях и не в различии и сходстве,

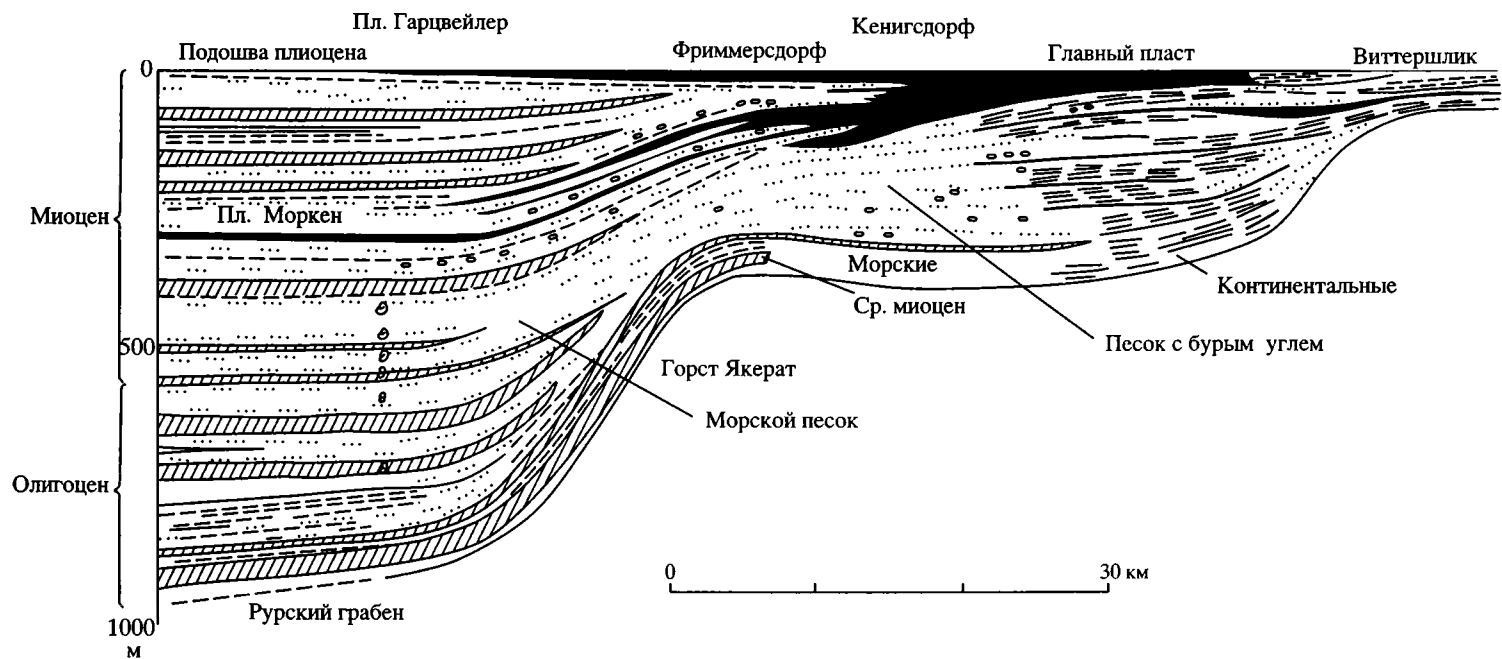


Рис. 49. Фациальный профиль миоценовых и олигоценовых отложений Кельнского месторождения по Р. Тейхмюллеру [153]

а в связи с этими систематическими группами растительных ассоциаций при образовании гелинитовых и гелифюзинитовых подгрупп углей.

Таким образом, анализ распределения вещественного состава углей как на территории бывшего СССР, так и, как я полагаю, на всем земном шаре, позволяет утверждать: ни исходный растительный материал, ни климат в пределах влажного (гумидного) климата, ни тип современной тектонической структуры угленосных формаций в целом не определяют степень биохимического разложения – *структуру углеобразующего вещества исходного растительного материала в торфяном слое болот*. Исключение составляет *текстура* некоторых участков угольных пластов (устья крупных рек, приустьевые участки болот и некоторые другие места), где наблюдаются приливно-отливные движения вод (мелкое механическое раздробление органического вещества).

Структура углеобразующего вещества обусловлена конкретными палеогеографическими условиями, т.е. *обстановками осадко-торфонакопления*, имеющими соответствующий геотектонический режим вне зависимости от типа (или части типа) тектонических структур. Направленность же процесса биохимического превращения исходного растительного материала – типы его биохимического превращения и количественные соотношения микрокомпонентов – обязана своим происхождением сочетанию степени обводненности и проточности болота (фации торфонакопления) в пределах одной и той же палеогеографической обстановки, что приводит в одних случаях к образованию гелинитовых, а в других – гелифюзинитовых углей и т.п. Это так называемые бывшие низменные прибрежные пространства, возникавшие в процессе эволюции Земли в связи с ее геологическим развитием в каледонскую, герцинскую, киммерийскую, альпийскую и современную эпохи становления. В свою очередь, возникновение гелифюзинитовых углей связано с фациями периодического осушения лесных болот.

ПЕРСПЕКТИВЫ ДАЛЬНЕЙШЕГО РАЗВИТИЯ УЧЕНИЯ ОБ УГЛЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЯХ

XIV.1. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Современные гипертология, седиментология и литология – эти три фундаментальных раздела осадочной геологии, занимающихся выяснением состава, строения и, самое главное, происхождения осадочных и вулканогенно-осадочных образований и связанных с ними полезных ископаемых, с установлением закономерностей их распределения в земной коре.

Как видно из определения этих наук, они охватывают почти все стороны осадочного процесса. Ее развитию в целом способствует все нарастающее детальное изучение природных объектов, применение комплекса новейших общегеологических и физико-химических методов изучения осадков и пород, вовлечение в орбиту познания морей и океанов. Наиболее характерной чертой исследования в настоящее время должен быть комплексный и более глубокий генетический подход к изучению природных объектов с целью познания процессов разрушения осадков и пород (гипертология–гипертация–гипертогенез), накопления осадков (седиментология–седиментация–седиментогенез) и их последующего преобразования в породы (литология–литификация–литогенез), формирования связанных с ними полезных ископаемых (рудогенез) и выяснения причин этих процессов.

Следует подчеркнуть, что именно с осадочными отложениями связаны запасы энергетического сырья – нефти, газа, угля, горючих сланцев (100% мировых запасов); урановых руд (90% мировых запасов); химического сырья – калийных каменных солей (100% мировых запасов), фосфатного сырья (80% мировых запасов); сырья цветной металлургии – медных и никелевых руд, бокситов (100% мировых запасов), цирконо-гафниевых руд (100% мировых запасов), тантало-ниобиевых руд (75% мировых запасов), редкоземельных руд (80% мировых запасов), а также скопления золота, алмазов и вольфрама в черных сланцах и россыпях.

XIV.2. ПРОГНОЗИРУЕМОЕ НАПРАВЛЕНИЕ НАУКИ ОБ ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ

Современное состояние гипертологии, седиментологии и литологии и их тесная связь со смежными разделами геологии, такими как тектоника, стратиграфия, осадочная геохимия, геоминералогия, геокристаллохимия и другие, а также применение современных методов изучения вещественного состава осадков и пород позволяют нам сконцентрировать свои исследования на приоритетном направлении, которое охватывает основополагающие проблемы теории осадочного процесса, имеющие большое народнохозяйственное значение.

Таким прогнозируемым приоритетным направлением может быть *«Эволюция типов осадочного процесса, бассейнов осадконакопления и бассейнов породообразования, формирование и размещение полезных ископаемых в земной коре»*. Это прогнозируемое направление должно занять одно из ведущих мест в комплексном изучении недр Земли как на ближайшую, так и дальнюю перспективу. Оно должно включать прежде всего постановку и решение вопросов собственно генезиса осадочных и вулканогенно-осадочных образований, последующего породообразования, особенности которого зависят от *изначальных условий образования осадков* и связанных с ними полезных ископаемых как на континентальных, так и на океанических блоках земной коры. Все это должно явиться основой для последующего анализа осадочных образований с целью выделения и описания формаций как геологических тел определенного генетического облика, связанных с соответствующими палеоструктурами. Дальнейший глобальный сравнительный анализ, основанный на всей сумме знаний, позволит познать эволюцию осадко- и породообразования в истории Земли, что явится первым крупным итогом прогнозируемого направления.

Значение прогнозируемого направления заключается в том, что корреляция геологических явлений прошлого и настоящего в качестве необходимых предпосылок включает реконструкцию, а также сравнительный анализ процессов и обстановок формирования толщ осадочных и вулканогенных пород, являющихся важнейшими геологическими документами. Разработка проблем этого направления потребует разностороннего комплексного решения ряда теоретических вопросов осадочной геологии на основе историко-геологического подхода.

Прогнозируемое направление представляет собой сочетание комплексных проблем, решение которых приведет к разработке в начале основ, а затем *всеобъемлющей теории осадочного процесса*.

Существо современной осадочной геологии и геологии ближайшей обозримой и дальней перспективы составляют проблемы: 1) гипертологии и седиментологии, т.е. источника вещества и осадконакопления; 2) литогенеза, т.е. породообразования; 3) осадочных геологических формаций (методика генетического формационного анализа, изучение, описание и выделение формаций, сравнительный анализ формаций); 4) образования и закономерностей размещения полезных ископаемых; 5) эволюции осадочного процесса и формаций в истории Земли.

Первые три проблемы составляют основу теоретической осадочной геологии – седиментологии. К ним непосредственно примыкает четвертая проблема образования и размещения полезных ископаемых, одни виды которых произошли в результате осадконакопления, другие – породообразования. Проблема осадочных геологических генетических формаций является уже в значительной мере синтезирующей, продолжает и углубляет фациальный анализ с учетом конкретных палеогеотектонических особенностей строения и развития главных структурных элементов земной коры. Пятая проблема представляет собой полный синтез всего предыдущего, и ее конечным результатом должно быть создание первой всеобъемлющей теории осадочного процесса.

XIV.3. ГИПЕРТОЛОГИЯ И СЕДИМЕНТОЛОГИЯ БАССЕЙНОВ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Проблемы *гипертологии и седиментологии* содержат в себе выяснение общих вопросов генезиса, т.е. возникновения и закономерностей накопления осадков, связи осадкообразования с сингенетичным геотектоническим режимом, особенностями климата, геохимией, гидрогеохимией и гидродинамикой среды осадконакопления в различных фациальных и ландшафтно-палеогеографических обстановках.

Среди седиментационных бассейнов следует различать бассейны континентальных (бессточные котловины, речные долины, различного типа озера, внутренние моря) и океанических (окраинные моря и океаны) блоков. Для восстановления процессов осадкообразования и выяснения причин, их обусловивших, необходимо решить ряд задач, среди которых следует отметить следующее: 1) питающие провинции, их типы и влияние на вещественный состав осадков седиментационных бассейнов; 2) общие закономерности распределения и вещественный состав минеральных и органогенных фациальных типов осадков, факторы их определяющие; 3) фации, типы ландшафтов и их связь с седиментационными бассейнами и питающими провинциями; 4) конседиментационный геотектонический режим и его влияние на формирование типов осадков; 5) климат и его влияние на осадочный процесс в различных седиментационных бассейнах; 6) распределение химических элементов в различных фациальных типах осадков; 7) гидродинамика седиментационных бассейнов; 8) газодонные растворы фациальных сред осадкообразования; 9) вулканизм и гидротермальная деятельность как факторы, влияющие и нарушающие нормальный ход осадочного процесса; 10) формирование ряда полезных ископаемых, сингенетичных с образованием осадков.

Накопление нового материала показывает, что вещественное выражение седиментационных процессов, включающих проблемы геоминералогии, осадочной геохимии и кристаллохимии, непостоянно; оно изменялось на протяжении геологической истории. Лишь наиболее ярко проявляющиеся изменения отдельных сторон седиментационных процессов обращали на себя внимание, систематического же изучения эволюции седиментогенеза и причин, ее определяющих, не было. Уже сейчас очевидно, что развитие се-

диментогенеза происходит двумя путями. Во-первых, оно связано с закономерным эволюционно-направленным изменением обстановок седиментации в крупных структурах Земли. Во-вторых, на развитие седиментации влияют более общие, глобальные причины: эволюция гидросферы и биосферы; вулканизм (как один из источников осадочного, в том числе рудного вещества); изменение общих физико-географических (палеогеографических и ландшафтных) условий, таких как эвстатические изменения уровня Мирового океана, перемещение материков, расширение Вселенной и отдельных ее частей, общеклиматические изменения, эволюция бассейнов осадко- и породообразования в истории Земли.

Теория эволюции типов осадочного процесса не могла быть разработана в полном объеме ранее, поскольку мы располагали самыми общими сведениями о строении и составе осадочного чехла океанов, охватывающих более 70% общей поверхности Земли. Изучение океанов за последние два-три десятилетия (особенно и в основном с помощью глубоководного бурения) дало большой материал для познания некоторых общих глобальных процессов осадко- и породообразования. Сравнение главных типов осадочных комплексов существующих океанов и эпиконтинентальных морей прошлого, выделенных в результате детального комплексного литолого-фациального анализа, трактуемых многими ошибочно как «палеоокеаны», показало ряд существенных различий между ними, что не дает оснований для утверждения, что в палеозое и до него существовали так называемые палеоокеаны. Ни в палеозое, ни в докембрии нет разрезов осадочных отложений, имеющих сходство с разрезами современных океанов. Возникает комплексная проблема, результаты исследования которой должны дать окончательный ответ – были ли океаны в прошлом или современный Мировой океан есть высшая стадия эволюционного развития бассейнов осадконакопления в истории Земли. Эта проблема прямо «вписывается» в прогнозируемое направление – в исследование эволюции седиментационных процессов.

XIV.4. ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ БАСЕЙНЫ ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ

Проблемы *литологии* являются более сложными и трудными, чем проблемы *гипертологии* и *седиментологии*, в познании становления осадка как породы. В решении вопросов породообразования также большую роль играет выяснение генезиса осадков и тех конкретных условий, в которых они образовались. Однако «чистый» осадочный процесс здесь может осложняться наложением эндогенных и экзогенных факторов, что приводит к сложной картине распределения литогенетических преобразований в бассейнах породообразования.

В числе первоочередных задач в области литологии необходимо отметить: 1) строение породного бассейна и состав осадочных отложений, его слагающих; 2) определение влияния фациальных обстановок и исходного вещества на процессы литогенеза; 3) гидрогеохимические и гидрогеологические

кие факторы, влияющие на развитие процессов литогенеза; 4) геотермический режим бассейна породообразования и его роль в процессах литогенеза пород и руд, т.е. энергетика осадочного процесса (эта задача практически не находит своего решения); 5) закономерности распределения рассеянного и концентрированного органического вещества в бассейнах породообразования и его значение для процессов литогенеза; 6) перераспределение химических элементов в процессе литогенеза; 7) магматизм и гидротермальная деятельность как факторы преобразований осадков в породы; 8) литогенетическая зональность отложений в бассейнах породообразования разных тектонических областей; 9) формирование полезных ископаемых в процессе литогенеза; 10) типы бассейнов породообразования и их структурно-тектонического и климатического положения.

В связи с тем, что в настоящее время в сферу познания осадочного процесса вовлекаются существующие ныне водные бассейны, и прежде всего океаны, возникает ряд первоочередных задач, связанных с их изучением: 1) оценка причин, механизма, масштаба и интенсивности начального литогенеза (диагенеза) осадков разного генезиса; 2) изучение направленности и интенсивности постседиментационных преобразований в океанских осадках, включая метаморфизм, и выявление его роли в формировании осадочных пород; 3) оценка влияния фациальных условий накопления осадка на их преобразование в процессе литогенеза; 4) оценка интенсивности вулканических процессов, осложняющих общую схему регионального океанского литогенеза; 5) расчет геохимического баланса океанской седиментации и вклада вулканических процессов в литогенез; 6) роль органического вещества в процессах минерало- и породообразования, в формировании полезных ископаемых.

Решение поставленных выше проблем седиментологии и литологии континентов и океанов немыслимо без всестороннего изучения вещественного состава пород, без рассмотрения физико-химии осадочного процесса, без глубокого изучения процессов преобразования минерального и органического вещества в связи с их изначальной природой, что все вместе позволяет определить кларковые и рудные концентрации химических элементов. Все эти процессы нуждаются в трактовке с позиции современной кристаллохимии в тесном взаимодействии с общим ходом осадочного процесса, с учетом ряда факторов, таких как газоводная среда, геоэнергетика осадконакопления и породообразования и ряд других, которые практически еще не изучены и остаются без внимания.

Характерной чертой современной генетической седиментологии и литологии является резкое расширение сферы объектов исследования, в которую оказались вовлеченными не только собственно осадочные низкотемпературные процессы, но и процессы, связанные с глубинным поступлением тепла, участием в осадочном процессе вулканоматмической деятельности и воздействием в активных зонах мантийных флюидов. Особенно это сказалось на интерпретации генезиса ряда полезных ископаемых. Остро дискуссионными оказываются проблемы генезиса ряда рудных стратиформных месторождений, особенно в свете недавно полученных данных по рудным скоплениям окислов Fe, Mn на океанском дне и сульфидов Fe, Ca, Zn, Pb и других металлов в рифтовых зонах.

В результате бурного накопления нового фактического материала в современной генетической литологии появились новые методы изучения физико-химических и оптических свойств органического и минерального веществ; возникли новые направления ряда разделов науки, основывающиеся на широком комплексном генетическом подходе. К их числу следует отнести геоминералогическое направление (геодинамическая минералогия осадочных образований), энергетику осадочных процессов, геодинамику гидросферы и др.

XIV.5. ГЕОМИНЕРАЛОГИЯ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

Методической основой геоминералогии является комплексный подход к исследованию геологических объектов, который включает такие направления.

1. Геолого-формационный, генетический и литолого-фациальный анализ, выявляющий ключевые парагенезы пород, которые характеризуют определенные геотектонические и физико-географические особенности и обстановки, свойственные геотектоническим структурам на разных этапах развития. Эти исследования создают необходимый «геологический фон», без которого изучение вещественного состава пород лишается генетического фундамента и возможности рассматривать процессы минералообразования в определенной динамике сменяющихся событий.

2. Анализ парагенетических минеральных ассоциаций, который позволяет выявить закономерности сочетания главнейших кластогенных компонентов – кварца, полевых шпатов, обломков пород, с сопровождающими их акцессорными минералами, служащими индикаторами питающих провинций; глинистых минералов, являющихся как бы промежуточным звеном между обломочными и аутигенными минералами, кристаллохимическая характеристика которых является четким показателем условий формирования, стадийных и наложенных преобразований пород.

3. Прецизионный структурно-кристаллохимический и геохимический анализы индикаторных или ключевых минералов, в которых наиболее четко запечатлевается формирование и изменение пород. В качестве индикаторов физико-химических и термодинамических условий особенно широко применяются глинистые минералы.

Комплексные геоминералогические исследования широко используются при изучении кластогенных комплексов, особенно при разработке проблем нефтяной геологии – для характеристики коллекторов и непроницаемых экранирующих покрышек. Приоритет в этих исследованиях принадлежит нашей стране. Разработанный методологический подход может быть широко применен к различным геологическим объектам в пределах верхней оболочке Земли для решения как фундаментальных проблем теоретической литологии, так и конкретных практических задач.

В настоящее время становится все более очевидным, что решение ряда фундаментальных проблем современной геологии не только зависит от геологической изученности того или иного объекта, процесса или обстановки,

но в значительной степени определяется эффективным использованием комплекса современных физических методов, в том числе методов физики и химии твердого тела. Их применение позволяет получать распространенную информацию о вещественном составе горных пород и создает благоприятные возможности для ускоренного развития геокристаллохимии породообразующих минералов верхней оболочки Земли.

XIV.6. ПРОБЛЕМЫ ГЕОХИМИИ И КРИСТАЛЛОХИМИИ

Известно, что одна из центральных задач геохимии состоит в выявлении закономерностей распределения в пространстве и времени химических элементов, которое зависит от изначальной природы осадочных образований. Одна из важнейших задач геокристаллохимии – изучение кристаллохимических индикаторных характеристик минералов, т.е. характеристик, отражающих специфику формирования исследуемых пород, способствующих, наряду с данными других методов, реконструкции различных геологических процессов и обстановок. Важное значение в геокристаллохимии имеет изучение на атомном уровне структурных механизмов и преобразования минералов, без чего невозможно понимание тех природных химических реакций, которые происходили в ходе геологических процессов.

Перечисленные обстоятельства явились методологическим обоснованием для постановки проблемы: *«Породообразующие минералы – индикаторы геологических процессов и обстановок формирования осадочных пород континентов и океанов»*. Они являются составной частью общего комплекса проблем, определяющих развитие литологии на ближайшее десятилетие.

Научная актуальность выявления индикаторных кристаллохимических характеристик породообразующих минералов верхней оболочки Земли определяется еще и тем, что они формируются, как правило, в открытых системах в метастабильном неравновесном состоянии. Поэтому равновесная термодинамика оказалась сравнительно слабой в решении проблем генезиса осадочных пород.

Теоретическая и практическая значимость разработки методологических основ геокристаллохимии определяется универсальностью их использования. Геокристаллохимический подход применим к изучению истории породообразования минералов на всех этапах их существования – от выветривания и седиментации до регионального и общего метаморфизма. Кристаллохимические индикаторные характеристики запечатлены в минералах осадочных и вулканогенно-осадочных пород, сформировавшихся в различных фациальных условиях на разных уровнях их катагенетического преобразования. Геокристаллохимический аспект призван сыграть важную роль в изучении истории формирования осадочного чехла Мирового океана. Столь же существенно выявление индикаторных характеристик породообразующих минералов при изучении условий, связанных с формированием разнообразных полезных ископаемых.

XIV.7. ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО

Особое место в познании осадочного процесса занимает рассеянное и концентрированное органическое вещество, поскольку в зависимости от его количества, биологической природы и типа его биогеохимического преобразования в седиментогенезе зависят течение и интенсивность процессов формирования минерального и рудного состава осадков и пород.

Органическое вещество (ОВ), концентрированное (КОВ) и рассеянное (РОВ), в осадочных формациях тесно связано с формированием углей, нефти и углеводородных газов, которые представляют собой не только топливные ресурсы, но и незаменимое сырье для химической переработки, а также коксовой промышленности. Огромное значение этих осадочных горючих полезных ископаемых в хозяйственной жизни нашей страны и за рубежом способствовало широкому развитию фундаментальных исследований их в различных аспектах: геологическом, геохимическом и биологическом на базе использования комплекса современных высокоразрешающих оптических, физико-химических и физических методов.

В результате накопилось много данных по всестороннему изучению ОВ, однако они не всегда полностью реализовывались в решении многих проблем угольной и нефтяной геологии, а также не всегда точно интерпретировались, например, при выяснении генезиса ОВ, выборе принципов его классификации, выработки терминологии. Это объясняется, прежде всего, отсутствием в большинстве работ седиментологического и литологического аспекта в исследованиях ОВ, предполагающего его изучение во взаимной связи с данными литолого-фациального и палеогеографического анализа осадочных формаций различного возраста.

Должное место в исследованиях ОВ должно быть отведено проблеме его роли в процессах минералообразования. Новым решением этой проблемы является расшифровка механизма и сущности процессов глинообразования под влиянием процессов распада отмерших растительных организмов в осадках различных фациальных типов, что хорошо видно в ряде областей современного торфонакопления. Фациальный подход позволил разработать модель глинообразования в районах современного торфонакопления и обосновать причины возникновения различных комплексов минералов глин в углях и породах угленосных формаций. Это свидетельствует об историчности выявленной модели глинообразования в комплексах, сопряженных с ОВ, об общности протекающих в них процессов, независимо от возраста, и об универсальности факторов, определяющих эти процессы. Новый вклад в теорию образования глин приобретет большое значение при расшифровке и объяснении механизма концентрации и рассеяния химических элементов в земной коре, поскольку их геохимия определяется перестройкой минерального и органического вещества, формирующего осадки разных фациальных типов.

Все выделенные закономерности формирования состава ОВ и его изменения в условиях континентов явились методической основой исследования и ключом к познанию состава и свойства ОВ морей и океанов.

XIV.8. ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

В литературе (отечественной и зарубежной) в последнее десятилетие появилось много информационного материала по химии и геохимии ОВ морей и океанов. Имеются сведения о закономерностях его распределения на площади акватории, приводятся оценки нефтематеринского потенциала. Однако почти полностью отсутствуют литературные источники по изучению ОВ в связи с древними палеогеографическими обстановками морской и океанической седиментации, позволяющие раскрыть истинную картину его происхождения и особенности дальнейшего изменения.

В общем комплексе исследований по данной проблеме уникальным объектом явились меловые «черные сланцы». Благодаря комплексному углепетрографическому и геохимическому изучению палеогеографических обстановок накопления ОВ «черных сланцев», а также других осадков, вскрытых при глубоководном бурении, предложена геолого-генетическая классификация микрокомплексов РОВ морских и океанических осадков. Исследования в целом показали, что «черные сланцы» с преобладанием малопревращенного в литогенезе гумусового ОВ, относящиеся к зоне мелководной прибрежно-морской седиментации, можно рассматривать как потенциальные газоматеринские толщи, а «черные сланцы» с существенным сапропелевым ОВ той же стадии литогенеза, но более глубоководной зоны седиментации, определены как потенциально нефтематеринские толщи.

Вывод о мелководности зоны аккумуляции «черных сланцев» вносит принципиально новый аспект в историю мезозойско-кайнозойского осадконакопления и геологического развития океанов. Он подтверждает факт, что в нижнемеловое время зоны с «черными сланцами» в современных Атлантическом и Тихом океанах характеризовались мелководными условиями седиментации, а собственно океаническая стадия накопления осадков наступила гораздо позже.

Проблема *осадочных геологических формаций* представляет исключительно большой интерес для развития не только литологической науки, но и для геологии в целом. Для решения этой проблемы необходимо создание учения об осадочных геологических формациях, основы которого заложены Н.С. Шатским и развиты многими учеными. Следует отметить, что все геологи при выделении формаций учитывали принцип установления парагенетических сочетаний пород с той лишь разницей, что одни считали формации изначальным этапом их выделения и не принимали во внимание их генетическую особенность строения (I стадия), а другие создавали свои схемы без учета строения древних структур, в которых происходило накопление осадков.

XIV.9. ОСАДОЧНЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Весьма важной и актуальной является *проблема образования и закономерностей размещения полезных ископаемых*. Вряд ли можно сомневаться в том, что от правильного решения проблем гипертологии, седиментологии и литологии полностью зависит научно обоснованное познание генезиса и выяснение закономерностей распределения кларковых и рудных концентраций химических элементов как в отдельных фациальных типах осадков, так и в их комплексах – формациях, а также в земной коре в целом. Особое значение здесь приобретает решение вопросов, которые связаны с выяснением причин, обуславливающих локализацию рудных тел в процессе как гипертогенеза и седиментогенеза, так и литогенеза.

Осадочные полезные ископаемые – это большая группа рудных и нерудных минеральных и органических образований, имеющих большое народнохозяйственное значение. Это нефть, уголь, железные и марганцевые руды, фосфориты, эвапориты, редкометалльные руды, россыпи, сера, уран и многие другие, связанные с осадочным процессом в целом. Здесь нет необходимости останавливаться на них, поскольку это будет сделано в специальном сообщении. Но следует упомянуть ряд вопросов, решение которых связано с изучением их генезиса и выявлением закономерностей размещения. Следует обратить внимание на закономерности распределения осадочных месторождений в пределах бассейнов седиментации и породообразования, на роль эндогенных и экзогенных факторов в формировании стратиформных месторождений и вулканизма в рудообразовании. Особое значение приобретает применение фациального и формационного анализов для прогноза месторождений ископаемых в осадочных толщах.

XIV.10. ОСАДОЧНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

В настоящее время очевидно, что изучение осадочных геологических формаций и их применение возможны только на широкой генетической основе, и формационный анализ должен продолжать и углублять фациальный анализ. Как я уже отмечал, к этому выводу Н.С. Шатский пришел в своей последней статье, в которой писал: – Я ясно представляю себе, что все это (то, что было сделано им. – П.Т.) – лишь начало исследования в этой области, но мне кажется, что изучение осадочно-вулканогенных парагенезов пойдет в этом направлении по пути вскрытия генетических соотношений между породами [94].

Поэтому основной задачей в решении этой проблемы должно быть создание учения об осадочных геолого-генетических формациях, где формациеобразующими факторами должны быть: 1) палеоструктура, 2) геотектонический режим времени ее образования, 3) палеогеографические условия, 4) палеоклимат, 5) вещество – терригенное, биогенное, хемогенное, вулканогенное, магматогенное и гидрогенное, – поступающее в область седиментации. Из этого следует, что любая осадочная генетическая формация выступает как геологическое тело с временными и пространственными параметрами. И только имея реальные, генетически индивидуализированные геоло-

гические тела, можно выяснить истинную природу любых литологических, тектонических, стратиграфических, геохимических и других закономерностей строения Земли.

Заключительным разделом прогнозируемого направления является *проблема эволюции осадочного процесса в истории Земли*, основывающаяся на глобальном сравнительном анализе процессов осадко- и породообразования, формаций и формационных комплексов.

Для решения этой проблемы необходим анализ суммы данных, полученных в процессе детального литолого-фациального изучения и геологического генетического формационного анализа осадочных образований. Это позволит решить ряд задач, имеющих глобальное значение. К ним можно отнести следующие.

1. Сравнительное изучение на фациально-генетической основе осадочных и вулканогенно-осадочных формаций отдельно осадочного чехла земной коры континентальных (различные водоемы, исключая океаны) и океанских блоков как показателей этапов геологической истории областей их накопления.

2. Сравнительный анализ процессов осадконакопления и породообразования в различных палеогеографических (ландшафтных) обстановках континентов и океанов с целью выявления минералогических особенностей и геохимических закономерностей, присущих разным стадиям их развития.

3. Построение общей схемы эволюции седиментационных бассейнов в истории Земли.

4. Изучение эволюции питающих провинций в истории Земли как фактора необратимого развития осадочного породообразования.

5. Глобальная корреляция типов литогенеза в породных бассейнах различных тектонических и климатических областей.

6. Разработка учения о геологических осадочных формациях и их глобальная корреляция на континентальных и океанских блоках земной коры во времени и пространстве.

7. Выяснение роли экзогенных и эндогенных факторов в формировании эпох осадочного рудообразования.

Следовательно, прогнозируемое направление должно стать крупным теоретическим обобщением осадочной геологии, наиболее полно вскрывающим взаимосвязь осадко- и породообразования с другими геологическими явлениями. Именно поэтому оно должно способствовать решению общегеологических проблем, таких как история океанов, восстановление палеоструктуры складчатых поясов, перемещение континентов и др.

Конечной целью такой разработки должно быть построение *всеобъемлющей теории гипертологии, седиментологии, литологии и рудогенеза*. Эта теория, которая будет основной в осадочной геологии на длительный период, должна вскрыть как внутренние причинно-следственные связи всех сторон и форм проявления этого сложного комплекса процессов, так и закономерности их исторического развития во взаимосвязи с тектогенезом, магматизмом и эволюцией гидросферы и биосферы на отдельных этапах развития Земли. Только такая всеобъемлющая теория способна обеспечить однозначное решение многих вопросов корреляции геологических процессов в пространстве и во времени.

Таблица 13. Генетическая классификация гумусовых углей бассейнов и месторождений России и республик СНГ

Классы углей по типу вещества углеобразующих микрокомпонентов	Характеристика превращения растительного материала	Тип вещества углеобразующих микрокомпонентов (> 50%)	Химизм среды болота	Степень обводненности болота	Подвижность водной среды	Н И З И Н О Е Б О Л О Т О														
						Д Р Е В Е С Н Ы Й У Г О Л Ь														
						Первая генетическая группа углей (I)			Вторая генетическая группа углей (II)			Третья генетическая группа углей (III)			Четвертая генетическая группа углей (IV)			Пятая генетическая группа углей (V)		
						Угли со слабой степенью разложения лигнино-целлюлозных тканей			Угли с относительно слабой степенью разложения лигнино-целлюлозных тканей			Угли с относительно сильной степенью разложения лигнино-целлюлозных тканей			Угли с сильной степенью разложения лигнино-целлюлозных тканей			Угли с почти полным разложением лигнино-целлюлозных тканей		
						Телинитовые типы углей			Посттелинитовые типы углей			Преколлинитовые типы углей			Коллинитовые типы углей			Лейптинитовые типы углей		
						Генетические подгруппы углей	Генетические типы углей	Фашии	Генетические подгруппы углей	Генетические типы углей	Фашии	Генетические подгруппы углей	Генетические типы углей	Фашии	Генетические подгруппы углей	Генетические типы углей	Фашии	Генетические подгруппы углей	Генетические типы углей	Фашии
1 Гелинитовые	Гелефикация	Гелифицированное (красное)	Анаэробный	Сильно обводнено	Непроточное (застойное)	Гелинито-телинитовые (1-1)	Гелинито-телинитовый	Подвижного сильно обводненного застойного торфяного болота	Гелинито-посттелинитовые (1-2)	Гелинито-посттелинитовый	Относительно подвижного сильно обводненного застойного торфяного болота	Гелинито-преколлинитовые (1-3)	Гелинито-преколлинитовый	Относительно устойчивого сильно обводненного застойного торфяного болота	Гелинито-коллинитовые (1-4)	Гелинито-коллинитовый	Устойчивого сильно обводненного застойного торфяного болота	Лейптинитовые угли с гелинито-коллинитом (1-5)	Кутинитовый	Весьма устойчивого сильно обводненного торфяного болота
																			Споринитовый	
																			Резинитовый	
2 Семигелинитовые		Семигелифицированное (буро-красное)	Анаэробный, слабо аэробный	Обводнено, иногда проточное	Слабо проточное	Семигелинито-телинитовые (1-2)	Семигелинито-телинитовый	Подвижного обводненного застойного торфяного болота	Семигелинито-посттелинитовые (2-2)	Семигелинито-посттелинитовый	Относительно подвижного обводненного застойного торфяного болота	Семигелинито-преколлинитовые (2-3)	Семигелинито-преколлинитовый	Относительно устойчивого обводненного застойного торфяного болота	Семигелинито-коллинитовые (2-4)	Семигелинито-коллинитовый	Устойчивого обводненного застойного торфяного болота	Лейптинитовые угли с семигелинито-коллинитом (2-5)	Кутинитовый	Весьма устойчивого обводненного застойного торфяного болота
																			Споринитовый	
																			Резинитовый	
3 Семигелифюзинитовые	Гелефюзенизация	Семигелифюзинизированное (буро-черное)	Анаэробный, временно аэробный	Периодически осушено временно	Кратковременно проточное	Семифюзинито-телинитовые (1-3)	Семигелифюзинито-телинитовый	Подвижного временно обводненного застойного торфяного болота	Семигелинито-фюзинито-посттелинитовые (3-2)	Семигелинито-фюзинито-посттелинитовый	Относительно подвижного временно обводненного застойного торфяного болота	Семифюзинито-преколлинитовые (3-3)	Семигелифюзинито-преколлинитовый	Относительно устойчивого временно обводненного застойного торфяного болота	Семифюзинито-коллинитовые (3-4)	Семигелифюзинито-коллинитовый	Устойчивого временно обводненного застойного торфяного болота	Лейптинитовые угли с семифюзинито-коллинитом (3-5)	Кутинитовый	Весьма устойчивого временно обводненного застойного торфяного болота
																			Споринитовый	
																			Резинитовый	
4 Гелифюзинитовые		Гелифюзинизированное (черное)	Анаэробно-аэробный	Периодически длительно	Периодически проточное	Гелифюзинито-телинитовые (1-4)	Гелифюзинито-телинитовый	Подвижного периодически обводненного застойного торфяного болота	Гелифюзинито-посттелинитовые (2-4)	Гелифюзинито-посттелинитовый	Относительно подвижного периодически обводненного застойного торфяного болота	Гелифюзинито-преколлинитовые (3-4)	Гелифюзинито-преколлинитовый	Относительно устойчивого периодически обводненного застойного торфяного болота	Гелифюзинито-коллинитовые (4-4)	Гелифюзинито-коллинитовый	Устойчивого периодически обводненного застойного торфяного болота	Лейптинитовые угли гелифюзинито-коллинитовые (4-5)	Кутинитовый	Весьма устойчивого периодически обводненного застойного торфяного болота
																			Споринитовый	
																			Резинитовый	
5 Фюзинитовые	Фюзенизация	Фюзенизированное (черное)	Аэробный	Сухое	Проточное	Фюзинито-телинитовые (1-5)	Фюзинито-телинитовый	Подвижного «сухого» застойного торфяного болота	Фюзинито-посттелинитовые (2-5)	Фюзинито-посттелинитовый	Относительно подвижного «сухого» застойного торфяного болота									
Геотектоническая обстановка (степень подвижности или устойчивости области торфонакопления)						Подвижная область торфонакопления			Относительно подвижная область торфонакопления			Относительно устойчивая область торфонакопления			Устойчивая область торфонакопления			Весьма устойчивая область торфонакопления		
Обстановка осадко-торфонакопления						Аллювиальная, аллювиально-озерная, аллювиально-заливно-лагунная, аллювиально-прибрежно-морская, аллювиально-морская, аллювиально-удаленно-морская, морская, удаленно-морская						Озерная, заливно-лагунная, прибрежно-морская								
Смена условий осадконакопления до и после торфонакопления (почва-кровля)						Резкая						Нерезкая (относительное постоянство условий)								
Скорость погружения области торфонакопления (болота), захоронения торфяного слоя						Большая			Относительно большая			Относительно малая			Малая			Весьма малая		
Продолжительность биохимического разложения растительного материала						Малая (слабое разложение)			Относительно малая (относительно слабое разложение)			Относительно большое (относительно сильное разложение)			Большое (сильное разложение)			Весьма большое (очень сильное) разложение		

XIV.11. ПРОГНОЗ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

В настоящее время осуществлена разработка научно обоснованных критериев прогноза возможного возникновения и распределения областей торфонакопления и последующего углеобразования. Актуальными задачами, стоящими перед современной геологией, являются, во-первых, доразведка уже существующих угольных бассейнов и месторождений, а во-вторых, возможное открытие новых угленосных площадей.

В основе прогноза обнаружения возможных угленосных площадей лежат следующие принципы, следуя которым можно его осуществить, т.е. необходимо иметь решение следующих задач.

1. Установление структуры и времени накопления и захоронения бассейнов осадко- и торфонакопления.

2. Восстановление (воссоздание истории развития этой структуры поэтапно до настоящего времени) и определение, насколько сохранились ранее накопившиеся торфоносные осадки и сами торфяные залежи.

3. Выявление генезиса древних торфов и вмещающих отложений времени их накопления.

4. Установление парагенезов генетических и фациальных древних торфов и вмещающих отложений.

5. Воссоздание общей палеогеографии бассейна осадконакопления и прилегающей площади древнего торфонакопления.

6. Выявление соотношения области сноса терригенно-глинистого, карбонатного и другого материала с окружающих их более древних пород.

7. Выделение следующих структурно-морфологических и ландшафтных типов торфяных залежей, а также установление времени их накопления: дельтово-побережный (палеозой), частичное появление в позднепермскую эпоху озерного, сопутствующего дельтово-побережному; дельтово-устьевой и долинно-речной, сопровождающийся озерным; озерный–сапропелевые торфяники.

8. Выяснение морфологических особенностей – причин возникновения и размеров торфообразующих зон (особенно максимальных) и времени их образования.

9. Определение положения в разрезе и на площади зон максимального торфонакопления.

10. Выявление направления миграции зон максимального торфонакопления во времени и в пространстве в целом и для каждого пласта в отдельности.

11. Изучение современного образа структуры или ее части с целью выбора угленасыщенных участков в разрезе и на площади для постановки поисковых и разведочных работ, а также для определения оптимально возможного способа разработки (шахтным и карьерным способом). При этом более благоприятны те торфяные залежи, которые ближе залегают к земной поверхности.

Перечисленное показывает, от чего могут зависеть угленосность и качество углей на любой площади древнего торфонакопления и что нужно знать,

чтобы их обосновать. Знание этих принципов и личные комплексные детальные литолого-фациальные исследования позволили автору данной монографии осуществить прогноз угленосности, подтвержденный бурением новых площадей в Улугхемском (Тува) и Ткибули-Шаорском (Грузия) бассейнах, а также на Идживанском (Армения) месторождении, принадлежащих древнему типу торфонакопления [63]. В процессе проведения научных исследований осуществлен прогноз распределения качественной характеристики углей на юге Печорского угольного бассейна и в Читинском геолого-промышленном регионе.

Народнохозяйственное значение прогнозируемого направления определяется тем, что на фоне развития общих гипертологических, седиментационных и литогенетических процессов будут выявлены закономерности образования и размещения осадочных и вулканогенно-осадочных (нерудных и рудных) полезных ископаемых на разных этапах развития бассейна осадконакопления и породообразования и в разные геологические периоды, начиная с протерозойских железистых кварцитов и шунгитов до современных океанских металлоносных осадков и гидротермально-осадочных сульфидных руд. Знание законов распределения полезных ископаемых в осадочных толщах, основанное на их генезисе, – основа прогноза их поисков.

Таким образом, исходя из анализа развития геологической науки в целом, как в нашей стране, так и за рубежом, можно с большой долей вероятности полагать, что *главнейшими парадигмами* в геологии вообще уже в первой четверти XXI в. будут разрабатываться [63] следующие.

1. *Концепция расширяющейся Земли* как часть общего развития Вселенной, и в первую очередь Земли. Она представляет собою строгую научную теорию, обладающую определенной междисциплинарной системой многих уровней постановки и организации исследований и отражает действительное природное существование общего глобального геодинамического развития как отдельных субъектов, прежде всего планеты Земля, так и Вселенной в целом.

2. *Генетический подход* должен быть положен в основу решения практически большинства, если не всех, геологических проблем, особенно осадочной геологии. Он должен основываться на комплексном детальном литолого-фациальном изучении и генетическом формационном анализе.

Любое изучение осадочных образований следует начинать с познания их гипертологической и седиментационной природы. На этом должны основываться разработка новых и совершенствование существующих методов, генетических в том числе, и генетического формационного анализа, который является продолжением и углублением фациального изучения осадочных образований.

Комплексный детальный гипертологический, литолого-фациальный и генетический формационный анализы представляют собой, прежде всего,

современные методы осадочной геологии. Они не являются целью исследования, а всего лишь средством решения многих фундаментальных проблем геологии, вообще, и осадочных образований, в частности.

Я полагаю, что наступивший XXI в., базируясь на современной методологии, окажется еще более продуктивным, чем прошлый.

1. Авсюк Ю.Н. Предисловие: Эволюция теоретических моделей и эмпирических закономерностей // Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. М.: ИФЗ РАН, 2002. С. 3–4.
2. Айруни А.Т. Прогнозирование и предотвращение газодинамических явлений в угольных шахтах. М.: Наука, 1987. 311 с.
3. Аммосов И.И., Еремин И.В., Бабинкова Н.И. Петрографические особенности и свойства углей. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 380 с.
4. Аммосов И.И., Тан-Сю-И. Стадии изменения углей и парагенетические отношения горючих ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 119 с.
5. Архангельский А.Д. Об осадках Черного моря // Бюл. МОИП. 1927. Т. 5, вып. 3/4. С. 199–264.
6. Архангельский А.Д. Об осадках Черного моря и их значении в познании осадочных горных пород // Бюл. МОИП. Отд. геол. Н. С. 1936. Т. 5, вып. 3/4. С. 199–280.
7. Афанасьев Б.Л., Ярославцев Г.М., Яцук Г.М. Об условиях образования угленосных отложений в краевых прогибах на примере Печорского бассейна // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока Европейской части СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1961. Вып. 1. С. 5–21.
8. Блинов В.Ф. Растущая Земля: Из планет в звезды. М.: УРСС, 2003. 271 с. (Revero relata).
9. Боголюбова Л.И. Петрографические и химические характеристики некоторых типов углей Волчанского и Богословского месторождений // Генезис твердых горючих ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1959. С. 49–59.
10. Боголюбова Л.И. О петрографических и химических особенностях некоторых типов вещества бурых углей // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1959. № 11. С. 44–51.
11. Боголюбова Л.И. О гумусовых углях и типах строения некоторых мощных угольных пластов мезозойского возраста // Там же. 1960. № 5. С. 49–59.
12. Боголюбова Л.И. Некоторые вопросы генетической классификации и терминологии гумусовых углей // Там же. 1964. № 7. С. 98–109.
13. Боголюбова Л.И., Тимофеев П.П. Вещественный состав торфов и особенности его изменения в процессе углеобразования // 23-я сес. МГК: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1968. С. 93–105.
14. Боголюбова Л.И., Тимофеев П.П. О постседиментационных изменениях глинистых минералов и органического вещества в торфяниках Колхиды // Литология и полез. ископаемые. 1969. № 5. С. 151–154.

15. *Боголюбова Л.И., Яблоков В.С.* Генетические типы углей среднего карбона юго-западной части Донбасса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1951. № 6. С. 110–119.

16. *Вальц И.Э., Волкова И.Б., Гинзбург А.И.* и др. К вопросу о классификации микрокомпонентов и петрографических типов гумусовых углей: Материалы по геологии и петрографии углей // Тр. ВСЕГЕИ. Н.С. 1968. Т. 132.

17. *Вахрамеев В.А.* Юрские и раннемеловые флоры Евразии и палеофлористические провинции этого времени. М.: Наука, 1964. 260 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 102).

18. *Веселов К.Б., Карус Е.В., Савинская К.А., Долицкая Т.В.* Физико-геологические основы концепции глобального рифтогенеза. М.: Изд-во МГУ, 1993. 128 с.

19. *Видавский В.В., Рябоконев Н.Я.* Органическая масса углей в связи с их коксующимися свойствами // Геолого-химическая карта Донецкого бассейна. Харьков; М.: Укростоптехиздат, 1941. Вып. 5. С. 432–514.

20. *Войткевич Г.В.* Радиогеология и ее значение в познании и истории Земли // Проблемы радиогеологии. М.: Госгеолтехиздат, 1956. С. 109–111.

21. *Волков В.Н.* Геология сверхмощных угольных залежей // Угольные бассейны и условия их формирования. Львов, 1980. С. 29–30.

22. *Волкова Р.А., Журавлев М.С., Иванов Н.В.* и др. Мощные угольные пласты Северо-Востока СССР // Научные основы прогнозирования мощных угольных пластов. М.: Наука, 1985. С. 58–96.

23. *Докучаев В.В.* О зональности в минеральном царстве // Зап. СПб. геогр. о-ва. 1899. Ч. 37. С. 145–158.

24. *Дорохин И.В.* Мощные пласты угля: Закономерности распространения. М.: Недра, 1968. 128 с.

25. *Жемчужников Ю.А.* Общая геология каустобиолитов. М.: ЛОНТИ НКТП СССР, 1935. 546 с.

26. *Жемчужников Ю.А.* Петрографическая типизация гумитовых углей СССР // 7-я сес. МГК. М.: Гостоптехиздат, 1939. Т. 1. С. 335–341.

27. *Жемчужников Ю.А.* Общая геология ископаемых углей. М.: Углетехиздат, 1948. 491 с.

28. *Жемчужников Ю.А.* Угленосные толщи как формации // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1955. № 5. С. 14–33.

29. *Жемчужников Ю.А., Гинзбург А.И.* Основы петрологии углей. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 400 с.

30. *Залесский М.Д.* О донецких известковых почках в угольных пластах // Изв. О-ва для исслед. природы Орлов. губернии. 1920. Вып. 2.

31. *Залесский М.Д.* Угли и основания их классификации по их строению и генезису // Изв. Сапропел. комис. 1928. Вып. 4.

32. *Зхус И.Д.* Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. М.: Наука, 1966. 235 с.

33. *Иванов Г.А.* Угленосные формации. Л.: Наука, 1967. 407 с.

34. *Иванов Н.В., Тарakanов А.С.* Предисловие // Научные основы прогнозирования мощных угольных пластов. Л.: Недра, 1985. С. 3–5.

35. *Иванов Н.В., Тарakanов А.С., Лапо А.В., Медведева Л.К.* Особенности регионального и локального прогнозирования мощных угольных пластов // Там же. С. 193–199.

36. *Иванов Н.В., Тарakanов А.С.* Заключение // Там же. С. 200–201.

37. *Касаточкин В.И.* Рентгенографическое и электронно-микроскопическое исследование каменных углей разных стадий метаморфизма // Тр. ЛАГУ АН СССР, 1956. Вып. 6. С. 150–155.

38. *Кленова М.В.* Геология моря. М.: Изд-во АН СССР, 1948. 495 с.

39. *Короновский Н.В., Копаев А.В., Герасимов И.А., Киквадзе Г.М.* О возможных пределах изменения среднего радиуса Земли в геологическом прошлом // *Геотектоника*, 2003. № 5. С. 89–94.
40. *Криштофович А.Н.* Палеоботаника. Л.: Гостоптехиздат, 1957. 690 с.
41. *Коссовская А.Г.* Граувакки Печорской угленосной формации // *Граувакки*. М.: Наука, 1972. С. 105–153.
42. *Крашенинников Г.Ф.* Мощные пласты угля и дифференциальные тектонические движения // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1945. № 3. С. 69–83.
43. *Крашенинников Г.Ф.* Условия накопления угленосных формаций СССР. М.: Изд-во МГУ, 1957. 294 с.
44. *Крылова Н.М., Вальц И.Э., Любер А.А., Гинзбург А.И.* Принципы классификации и терминологии гумусовых углей // *Тр. ЛАГУ АН СССР*. 1956. Вып. 6. С. 42–53.
45. *Кэри У.* В поисках закономерностей развития Земли и Вселенной: История догм в науках о Земле. М.: Мир, 1991. 448 с.
46. *Литологический сборник: Доклады, прочитанные на заседаниях Литологического кружка НПО при ВНИГРИ с ноября 1945 по май 1946 г.* Вып. 1. Л., 1948. 139 с.
47. *Ломоносов М.В.* О слоях земных. М.: Госгеолтехиздат, 1949. 210 с.
48. *Мальшиев Ю.Н., Трубецкой В.Н., Айруни.* Фундаментально прикладные методы решения проблемы метана угольных пластов. М.: Наука, 2000. 520 с.
49. *Международный толковый словарь по петрологии углей.* 2-е изд. М.: Наука, 1965. 267 с.
50. *Маркович Е.М., Просвирякова З.П., Фадеева И.З.* Палеоботаническая зональность и климат среднего мезозоя // *Атлас карт угленакопления на территории СССР: Объяснительная записка*. М.; Л.: ЛАГУ АН СССР, 1962. 17 карт.
51. *Матвеев А.К.* Угольные месторождения зарубежных стран: Угольные бассейны и месторождения Азии. М.: Недра, 1966. 460 с.
52. *Матвеев А.К.* Угольные месторождения зарубежных стран: Австралия. Океания. М.: Недра, 1968. 168 с.
53. *Матвеев А.К.* Угольные месторождения зарубежных стран: Африка. М.: Недра, 1969. 128 с.
54. *Матвеев А.К.* Угольные месторождения зарубежных стран: Америка и Антарктида. М.: Недра, 1970. 236 с.
55. *Мизенс Г.А.* Верхнепалеозойские флиши западного склона Урала. Екатеринбург, 1997. 230 с.
56. *Моцерелия А.В.* Преобразование Колхиды. М.: Изд-во АН СССР, 1954. 88 с.
57. *Наливкин Д.В.* Учение о фациях. Л.: ОНТИ, 1934. 208 с.
58. *Наливкин Д.В.* Учение о фациях. Т. 1. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1951. 535 с.
59. *Наливкин Д.В.* Учение о фациях. Т. 2. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1956. 395 с.
60. *Научные основы прогнозирования мощных угольных пластов (на примере Северо-Востока СССР).* Л.: Недра, 1985. 208 с. (Тр. ВСЕГЕИ. Н.С.; Т. 325).
61. *Нестеров В.Н.* Состав золы клареновых углей как показатель геохимических условий угленакопления // *Литология и полез. ископаемые*. 1964. № 5. С. 79–87.
62. *Обстановки осадконакопления и фации: В 2 т. / Под ред. Х. Рединга; Пер. под ред. П.П. Тимофеева.* М.: Мир, 1990. Т. 1. 352 с.
63. *Обстановки осадконакопления и фации: В 2 т. / Под ред. Х. Рединга; Пер. под ред. П.П. Тимофеева.* М.: Мир, 1990. Т. 2. 304 с.
64. *Очерки. Переписка. Воспоминания: Академик Александр Александрович Баев.* М.: Наука, 1997. 524 с. (Ученые России).
65. *Пигулевская Л.В., Раковский В.Е.* Химический состав торфообразователей и влияние его на состав торфа // *Тр. Ин-та торфа*. 1957. Вып. 6. С. 3–11.

66. Попов В.И. Опыт классификации и описания геологических формаций. Т. 1. Л.: Недра, 1966. 208 с.
67. Погребнов Н.И. Размещение угленосных формаций в современных структурах земной коры на территории СССР // Сов. геология. 1972. № 7. С. 3–18.
68. Пустовалов Л.В. Петрография осадочных пород. Ч. 1: Основы литологии (петрографии) осадочных пород. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1940. 475 с.
69. Райман В.М. Важнейшие направления адаптивной радиации организмов и палеогеография. М.: Недра, 1967. С. 15–24. (Тр. 9-й сес. ВПО).
70. Русанова О.Д. К вопросу о классификации ископаемых углей // Тр. ЛАГУ АН СССР. 1956. Вып. 6. С. 54–65.
71. Раузер-Черноусова Д.М., Кулик Е.Л. Об отношении фузулинид к фациям и о периодичности в их развитии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1949. № 6. С. 18–26.
72. Резанов И.А. Введение // Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. М.: ИФЗ РАН, 2002. С. 5–13.
73. Рухин Л.Б. Основы литологии: Учение об осадочных породах. М.: Гостехиздат, 1961. 779 с.
74. Сауков А.А. Геохимия. М.: Наука, 1966. 487 с.
75. Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. М.: ИФЗ РАН, 2002. 236 с.
76. Софиев П.С., Горленко И.А., Семашова И.Н. Некоторые факты о влиянии среды на свойства органических компонентов // Докл. АН СССР. 1963. Т. 152, № 2. С. 438–440.
77. Степанов П.И. Геологическая история развития Донбасса. М.: Госгеолтехиздат, 1944. 898 с.
78. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. 2: Закономерности состава и размещения гумидных отложений. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 574 с.
79. Тараканов А.С. Современное торфонакопление и вопросы генезиса мощных угольных пластов // Научные основы прогнозирования мощных угольных пластов. Л.: Недра, 1985. С. 6–25.
80. Тараканов А.С., Волкова Р.А., Журавлев М.С. и др. Якутско-Вилуйский район. Зырянно-Селянский район // Научные основы прогнозирования мощных угольных пластов. Л.: Недра, 1985. С. 97–192.
81. Тараканов А.С., Митович И.М. Размещение угленосных формаций в геоструктурах Северо-Востока СССР // Там же. С. 26–57.
82. Тимофеев П.П. К вопросу о связи генетических типов углей с обстановками осадконакопления // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 5. С. 60–73.
83. Тимофеев П.П. О связи генетических типов углей с циклом-обстановками осадконакопления в Донбассе: Тез. докл. 2-го угол. совещ. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 15–17.
84. Тимофеев П.П. Генетическая классификация гумусовых углей среднего карбона Донбасса // Докл. АН СССР. 1956. Т. 111, № 5. С. 1083–1086.
85. Тимофеев П.П. Фации генетических типов углей среднего карбона Донбасса и их генетическая классификация // Тр. ЛАГУ АН СССР. 1960. Вып. 10. С. 220–242.
86. Тимофеев П.П. Юрская угленосная формация Тувинского месторождения межгорного прогиба. М.: Изд-во АН СССР, 1964. 262 с.
87. Тимофеев П.П. Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири. М.: Наука, 1969. 458 с.
88. Тимофеев П.П. Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования. М.: Наука, 1970. 208 с.
89. Тимофеев П.П. Основные проблемы современной литологии и задачи Межведомственного литологического комитета // Литология и полез. ископаемые. 1978. № 6. С. 3–15.

90. Тимофеев П.П. Формация – генетически обусловленное тело // Там же. 1981. № 3. С. 3–9.
91. Тимофеев П.П. Роль литологии в развитии геологической науки // Будущее геологической науки. М.: Наука, 1985. С. 17–25.
92. Тимофеев П.П. Проблемы изучения осадочных формаций // Формации осадочных бассейнов. М.: Наука, 1986. С. 3–9.
93. Тимофеев П.П. Проблемы литологии // Литология и полез. ископаемые. 1987. № 3. С. 3–19.
94. Тимофеев П.П. Проблемы угольной геологии // Там же. № 4. С. 3–11.
95. Тимофеев П.П. Литология – фундаментальный раздел геологической науки // Геонауки в СССР. М.: Недра, 1992. С. 125–135.
96. Тимофеев П.П. Аспекты развития учения об осадочных формациях: (К теории формационного анализа) // Литология и полез. ископаемые. 1994. № 6. С. 3–22.
97. Тимофеев П.П. Эволюция осадконакопления в Атлантическом океане // Докл. РАН. 1995. Т. 343, № 2. С. 233–236.
98. Тимофеев П.П. Седиментогенез Атлантики // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т. 71, вып. 2. С. 39–52.
99. Тимофеев П.П. Учение о формациях – новое фундаментальное генетическое направление в геологии // Седиментогенез и литогенез осадочных образований: Тез. докл. 2-го Урал. литол. совещ. Екатеринбург: Урал. ГГГА, 1996. С. 4–8.
100. Тимофеев П.П. Роль седиментологии в решении некоторых проблем // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1998. № 6. С. 15–22.
101. Тимофеев П.П. Генетические осадочные формации и эволюция Земли // Осадочные бассейны: Закономерности строения и эволюция минералогии. Екатеринбург: ИГиГ УРО РАН, 2000. С. 131–134.
102. Тимофеев П.П. Генетическое учение об осадочных геологических формациях: (К теории формационного анализа) // Екатеринбург: ИГиГ УРО РАН, 2000. С. 15–27.
103. Тимофеев П.П. Органическое вещество интинской свиты юга Печорского угольного бассейна: К теории генетического формационного анализа // Терригенные осадочные последовательности Урала и сопредельных территорий: Седиментогенез, литогенез, минерагения. Материалы 5-го Урал. регион. литол. совещ. Екатеринбург: ИГиГ УРО РАН, 2002. С. 215–218.
104. Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И. Степень разложения растительного материала как показатель тектонического режима области торфонакопления // Докл. АН СССР. 1962. Т. 144, № 4. С. 896–900.
105. Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И. Особенности углефикации витрена в породах и углях Ангреноского бурогоугольного месторождения // Там же. 1963. Т. 151, № 1. С. 936–941.
106. Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И. Закономерности образования гумусовых углей юрской эпохи угленакопления и их распределения на территории СССР // Литология и полез. ископаемые. 1965. № 5. С. 31–42.
107. Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И. Генезис гумусовых углей и особенности их распределения в различных тектонических типах угленосных формаций // Геология угленосных формаций и стратиграфия карбона СССР. М.: Недра, 1965. С. 21–45.
108. Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И. Вторичные преобразования органического вещества в различных фациальных условиях // Литология и полез. ископаемые. 1966. № 5. С. 27–36.
109. Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И. О постседиментационных изменениях глинистых минералов органического вещества в торфяниках Колхиды // Там же. 1969. № 5. С. 51–54.

110. Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И. Постседиментационные изменения органического вещества в зависимости от литологических типов и фациальных условий их накопления // Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1970. С. 169–189.
111. Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И. Органическое вещество и его изменение в процессе углеобразования // Осадконакопление и генезис углей карбона СССР. М.: Наука, 1971. С. 185–211.
112. Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И. Фации и изменения глинистых минералов в торфяниках Рионского межгорного прогиба // Литология и полез. ископаемые. 1972. № 3. С. 48–75.
113. Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И. Атлас микроструктур фациальных типов осадков областей голоценового приморского торфонакопления (Колхида, Южная Прибалтика, Западная Куба, Флорида). М.: Наука, 1996. 76 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 493).
114. Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И. Седиментогенез и ранний литогенез голоценовых отложений в областях приморского торфонакопления (Колхида, Южная Прибалтика, Западная Куба, Флорида). М.: Наука, 1998. 430 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 492).
115. Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И. Геохимия органического вещества голоценовых отложений в областях приморского торфонакопления (Колхида, Южная Прибалтика, Западная Куба, Флорида). М.: Наука, 2000. 221 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 520).
116. Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И., Копорулин В.И. Седиментогенез и литогенез отложений интинской свиты юга Печорского угольного бассейна. М.: Наука, 2002. 218 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 528).
117. Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И., Копорулин В.И. и др. Особенности преобразования вещества осадков различных фаций в процессе формирования пород // Состояние и задачи советской литологии. М.: Наука, 1970. С. 145–154. (Тр. 3-го Всесоюз. литол. совещ.; Т. 3).
118. Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И., Сидоренко Св.А. Литологический аспект в исследованиях органического вещества // Литология на новом этапе геологических знаний. М.: Наука, 1981. С. 114–125.
119. Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И., Яблоков В.С. Принципы построения генетической классификации гумусовых углей // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 2. С. 49–62.
120. Тимофеев П.П., Щербаков А.В. Проблемы гидрохимии литогенеза // Литология и полез. ископаемые. 1972. № 2. С. 32–43.
121. Тимофеев П.П., Щербаков А.В. Энергетические аспекты осадочного процесса // Докл. АН СССР. 1978. Т. 242, № 5. С. 1166–1199.
122. Тимофеев П.П., Щербаков А.В. Проблемы энергетики гипергенных процессов // Там же. 1983. Т. 269, № 3. С. 184–188.
123. Тимофеев П.П., Щербаков А.В., Ильин В.А. Энергетика гипергенеза // Литология и полез. ископаемые. 1981. № 4. С. 3–25.
124. Тимофеев П.П., Щербаков А.В., Ильин В.А. Энергетический анализ процессов регионального метаморфизма // Докл. АН СССР. 1985. Т. 284, № 3. С. 694–698.
125. Тимофеев П.П., Щербаков А.В., Ильин В.А. Энергетика осадочного процесса. М.: Наука, 1989. 205 с.
126. Тюремнов С.Н. Торфяные месторождения. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1940. 371 с.
127. Удинцев Г.Б. Неравномерность океанского рифтогенеза и гетерогенность дна океана // Докл. РАН. 2000. Т. 372, № 5. С. 687–690.

128. Удинцев Г.Б. Неравномерность океанского рифтогенеза и гетерогенность дна океана // Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. М.: ИФЗ РАН, 2002. С. 14–25.
129. Ферсман А.Е. Геохимия. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 413 с. (Избр. тр.; Т. 1).
130. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. 2-е изд., доп. М.: Научный мир, 2003. 347 с.
131. Хворова И.В. Флишевая и нижнемалассовая формация Южного Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 351 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 37).
132. Шанцер Е.В. Генетические типы четвертичных отложений // Краткое поле-вое руководство по комплексной геологической съемке четвертичных отложений. М.: Изд-во АН СССР, 1957.
133. Шатский Н.С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфорито-вых залежей // Собрание по осадочным породам. М.: Изд-во АН СССР, 1955. Вып. 2. С. 101–113.
134. Шатский Н.С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и форма-ций // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1960. № 5. С. 3–23.
135. Шатский Н.С. О геологических формациях // Избр. тр. М.: Наука, 1965. Т. 3. С. 7–12.
136. Щербаков А.В. Генетический тип фациально-гидрогеохимических сред и их роль в процессах минералообразования // Изв. вузов. Геология и разведка. 1977. № 10. С. 74–79.
137. Яковлев Н.Н. О некоторых особенностях брахиопод пермских рифов и об изменении глубинного месторождения брахиопод в течение геологических перио-дов // Докл. АН СССР. 1952. Т. 87, № 2. С. 346–349.
138. Ярковский И.О. Всемирное тяготение как следствие образования весомой материи внутри небесных тел. М., 1889. 388 с.; То же. СПб., 1912. 269 с.
139. Fisk H.N. Recent Mississippi River sedimentation and peat accumulation // Quatrimie congres pour l'avancement des etudes de stratigraphie. 1960. Т. 1.
140. Freikes L.A., Francis J.E., Syktus J.I. Clinkate modes of the Phanerozoic. Cambridge: Cambridge Univ. press, 1994. 274 p.
141. Fuller M.L. Relation of oil carbon-ratios on Pennsylvanian coals in North Texas // Econ. Geol. 1919. Vol. 14.
142. Fuller M.L. Carbon ratios of carboniferous of Oklahoma and their relation to petro-леum // Ibid. 1920. Vol. 15.
143. Kaiser F. Der Grandsatz des Aktialismus in der Geologie // Ztschr. D. geol. Ges. 1930. Bd. 38.
144. Krevelen W. De chemie van de steenkolen en het inkolingsproces // Naturk. voor- drachten. N.R. 1951/1952. № 30.
145. Lucretis T. De rezum Natura. М.: Изд-во АН СССР, 1945. Кн. 5. С. 331, стих 835.
146. Parks B.C., O'Donnel H.J. Determination of petrographic components of coal by examination of thin sections // Amer. Inst. Mining and Met. Eng. Techn. Publ. 1948. № 2492.
147. Potonie H. Eine rezente organogene Slamm-bildung von Kennelkohlen Typus // J. Preuss. Geol. Landesanst. 1903.
148. Potonie H. Die Entstehung der Steinkohle und Kaustobiolite uberhaupt. Berlin, 1920.
149. Sedimentary environments and facies / Ed. by H.G. Reading Dep. of Geol. and Miner. Univ. of Oxford. Oxford, 1978–1980. 557 p.
150. Spacman W. The maceral concept of the study of modern environments as a mean of understanding the nature of coal // Trans. N.Y. Acad. Sci. Ser. II. 1958. Vol. 20, № 5.
151. Stopes M.C. On the four visible ingredients in banded bituminous coal // Proc. Roy. Soc. London, 1919. Vol. 90. P. 470–487.

152. *Stopes M.C.* On the petrology of bandet bituminous coal // *Fuel*. 1935. № 11.

153. *Teichmüller M.* Rekonstruktionen verschiedener Moortypen des Hauptflözes der niederheinischen Braunkohle // *Niederrheinische Braunkohlenformation*. Aachen, 1968. S. 599–612, Krefeld 1–2, Taf. 3, Abb 5.

154. *Techmüller R.* Die Niederrheinische Braunkohlenformation. Der derzeitige Stand der Untersuchungen und offene Fragen // *Ibid*. 1958. S. 721–750, Krefeld 2, Taf. 1, Abb 11.

155. *Thissen R.* Terminology in coal research // *Fuel*. 1929. № 8.

156. *Thissen R.* Splint coal // *Bull. Amer. Inst. Mining and Met. Eng. Coal. Din.* 1930. Vol. 87. P. 79–106.

157. *Van Heerden J.L.L., Roberts H.H.* The Atchafalaya delta: Rapid progradation along a traditionally retreating coast (South-Central Louisiana) // *Geomorphology*. 1980. Vol. 34. P. 188–201.

158. *Van Heerden J.L.L., Wels J.T., Roberts H.H.* Evolution and morphology of sedimentary environments, Atchafalaya delta, Louisiana // *Trans. Guif-cst. Assoc. Geol. Soc.* 1981. Vol. 31. P. 399–408.

Фототаблица I

Элювиальные и делювиальные отложения

1. Конгломерато-брекчия, состоящая из остроугольных обломков алевролитов и аргиллитов, с первоначальной горизонтальной и линзовидной текстурой. В нижней части – аргиллит с тонкой горизонтально-волнистой слоистостью. J₂. Прииркутская мульда. Черемховская свита. Иркутский угольный бассейн.

2. Конгломерато-брекчия, состоящая из остроугольных обломков алеврито-глинистых пород, сцементированных карбонатным материалом. J₂. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита. Иркутский угольный бассейн.

3. Конгломерато-брекчия, состоящая из неокатанных обломков осадочных и изверженных пород. Обломки образуют едва различимую крупную косую пологую слоистость. J₂. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита. Иркутский угольный бассейн.

4. Конгломерато-брекчия, состоящее из остроугольных обломков алеврито-глинистых пород, сцементированных карбонатным материалом. J₂. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита. Иркутский угольный бассейн.

5. Алевролит крупнозернистый, зеленовато-серый, сильноизвестковистый, с включением обломков известняков, черного кремния размером не более мелкой гальки. Присутствуют также мелкие конкреции пирита. J₂. Черемховско-Тагнинское поднятие. Черемховская свита. Иркутский угольный бассейн.

6. Гравелит мелкозернистый, разнозернистый, песчано-алеврито-глинистый, нарушенный крупной косой слоистостью. J₂. Прииркутская мульда. Черемховская свита. Иркутский угольный бассейн.

7. Алевролит крупнозернистый, сильноглинистый и известковистый, с включением обломков известняков гравийной и мелкогалечной размерности. J₂. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита. Иркутский угольный бассейн.

8. Конгломерато-брекчия, состоящая из неокатанных, полуокатанных и окатанных обломков изверженных и осадочных пород, сцементированных песчано-гравийным кварцевым материалом. В верхней части образца – песчаник среднезернистый, разнозернистый, плохо отсортированный, с едва различимой крупной косой пологой слоистостью. J₂. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита. Иркутский угольный бассейн.

9. Конгломерато-брекчия, состоящая из неокатанных и слабоокатанных обломков осадочных пород. J₂. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита. Иркутский угольный бассейн.

10. Конгломерато-брекчия, состоящая из неокатанных и слабоокатанных, различных по размерам обломков известняков и алеврито-глинистых пород, сцементи-

рованных глинистым материалом, участками аргиллит с включениями разнообразных обломков. J₂. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита. Иркутский угольный бассейн.

11. Аргиллит, песчано-алеврито-глинистый, сильноизвестковистый, с включениями угловатых и слабоокатанных обломков, доломитов, размерами не более мелкой гальки. Участками – прослои мелкощебенчатой конгломерато-брекчии. J₂. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита. Иркутский угольный бассейн.

12. Алевролит крупнозернистый, песчано-глинистый, сильноизвестковистый, с включениями многочисленных угловатых обломков темно-серых кремней, известняков, доломитов и других пород. Участками обломки переполняют породу, образуя мелкощебенчатую конгломерато-брекчию. J₂. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита. Иркутский угольный бассейн.

13. Алеврит мелкозернистый, с включениями беспорядочно ориентированных, слабоокатанных обломков белесового аргиллита, а также песчаных и гравийных зерен. J₂. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита. Иркутский угольный бассейн.

Фототаблица II

Проловиальные отложения

1. Песчаник среднезернистый, алеврито-глинистый, с крупной косою однонаправленной слоистостью, осложненной текстурами оползания. Имеются отдельные включения обломков плохой степени окатанности обломков пород, а также мелких обугленных обрывков растений и аттрита, которые в большинстве случаев подчеркивают слоистость. J₂. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита. Иркутский угольный бассейн.

2. Гравелит мелкозернистый, резко разнозернистый (А), со слабоокатанными зернами, обладает крупной косою слоистостью и неровными плоскостями наслоения. Участками встречаются прослои темно-серых алевритов и песчаников разнозернистых, обогащенных кварцево-полевошпатовыми зернами гравийной размерности (Б). Для них также характерна крупная косая беспорядочная слоистость. J₂. Прииркутская мульда. Черемховская свита. Иркутский угольный бассейн.

3. Аргиллит алеврито-песчаный, сильноизвестковистый, с включениями крупных и мелких обломков известняков, черных кремней и зеленовато-серых сланцев, гравийной, мелко- и среднегалечной размерности. Участками встречаются конгломерато- и гравелито-брекчии. J₂. Бельско-Окинская мульда. Черемховская свита. Иркутский угольный бассейн.

4. Гравелит мелкозернистый, участками – песчаник крупнозернистый со слабо-выраженной крупной косою однонаправленной слоистостью, подчеркнутой едва заметной ритмической сортировкой материала. J₂. Прииркутская впадина. Черемховская свита. Иркутский угольный бассейн.

5. Гравелит мелкозернистый, слабо алеврито-глинистый с крупной косою однонаправленной слоистостью. Участками встречаются включения обугленных растительных остатков. J₂. Прииркутская мульда. Черемховская свита. Иркутский угольный бассейн.

6. Песчаник мелкозернистый, резко разнозернистый, с беспорядочным включением более крупных песчаных и гравийных слабоокатанных зерен. Порода обладает крупной косою однонаправленной слоистостью, которая подчеркивается тонкими прослойками аргиллита. J₂. Прииркутская мульда. Черемховская свита. Иркутский угольный бассейн.

7. Аргиллит темно-серый, с горизонтальной слоистостью, подчеркнутой обугленным растительным аттритом и линзами витрена. Имеются линзы и прослои пес-

чаников, резко разнозернистых, гравийных, с беспорядочной слоистостью. J₂. Иркутская мульда. Черемховская свита. Иркутский угольный бассейн.

8. Алеврит крупнозернистый, с горизонтальной, возможно, крупной косой слоистостью, подчеркнутой мелким обугленным аттитом. J₂. Бельско-Окинская мульда. Черемховская свита. Иркутский угольный бассейн.

9. Аргиллит зеленовато-серый, с включением зерен песчаной и гравийной размерности с различной степенью окатанности, а также мелких кристаллов пирита. Последние приурочены к незначительным скоплениям обугленного аттрита. J₂. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита. Иркутский угольный бассейн.

10. Аргиллит со слабовыраженной горизонтальной слоистостью и включением песчаных и мелкогравийных зерен кварца, полевых шпатов и изверженных пород, а также мелких кристаллов пирита. J₂. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита. Иркутский угольный бассейн.

11. Песчаник мелкозернистый, алеврито-глинистый, участками с включением более крупных песчаных и гравийных зерен, обладает крупной косой, выполаживающейся слоистостью. J₂. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита. Иркутский угольный бассейн.

12. Алевролит крупнозернистый, глинистый, известковистый, с едва заметной горизонтальной слоистостью, участками с включением слабоокатанных обломков крупного зеленовато-серого алевролита и кремнистых пород гравийной размерности. J₂. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита. Иркутский угольный бассейн.

13. Алевролит крупнозернистый, со слабовыраженной горизонтальной и горизонтально-волнистой слоистостью. Имеются включения мелких и крупных конкреций пирита. J₂. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита. Иркутский угольный бассейн.

14. Алеврит мелкозернистый, глинистый, слабоизвестковистый, со слабовыраженной горизонтальной и горизонтально-волнистой, участками линзовидной слоистостью. Имеются отдельные включения мелких обломков светло-серых известняков и доломитов. J₂. Зима-Удинская мульда. Черемховская свита. Иркутский угольный бассейн.

15. То же, что на фото 9, кроме того, здесь мелкие кристаллы пирита и сидерита приурочены к местам включения обрывков растений. J₂. Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита. Иркутский угольный бассейн.

Фототаблица III

Аллювиальные отложения

1. Конгломерато-гравийная толща горно-равнинного или равнинно-горного аллювия (генотип АРГ-1 переходит в генотип АРГ-2 вверх по разрезу) со слабовыраженной крупной косой однонаправленной слоистостью. В пределах разреза наблюдаются прослои песчаников крупно- и среднезернистых, гравийных, и гравелистов мелкозернистых, очень разнозернистых, с аналогичной, но более ясной слоистостью, подчеркнутой слабовыраженной ритмической сортировкой материала. Можно видеть, как горизонты пород с различной размерностью зерен срезают друг друга. Часто конгломераты с эрозионным внутриформационным размывом перекрывают песчано-гравийные слои. J₁. Правый берег р. Тэтэрэ. Среднеангарско-Катангская впадина. Накорская свита (фото Н.Н. Тазихина).

2. Речная долина. Песчаный клин на боковой окраине гравийного бара рассечен водой на мелкие промоины, дренировавшие бар во время падения уровня воды. В настоящее время вода в соседнем русле стоячая и песчаная рябь покрыта оторочкой глины. Р. Донджек. Юкон. Канада.

Фототаблица IV

Аллювиальные отложения

1. Крупная косая прямолинейная однонаправленная (с разными углами наклона косых слоев) слоистость в средней части песчаной толщи аллювиального генезиса (генотип АРР-2). J₂. Элегестское месторождение. Улугхемская свита. Тува.

2. Крупная косая однонаправленная выполаживающаяся слоистость. Верхняя часть песчаной толщи руслового аллювия. На плоскостях слоев – обугленный атрит, глинистый материал (генотип АРР-3). J₂. Элегестское месторождение. Улугхемская свита. Тува.

3. Обнажение аллювиальной толщи верхней части руслового аллювия. Уменьшается мощность косых серий (генотип АРР-3). J₂. Эрбекское месторождение. Улугхемская свита. Тува.

Фототаблица V

Аллювиальные отложения

1. Гравелит мелкозернистый, разнозернистый. Косая однонаправленная выполаживающаяся слоистость самой верхней части руслового аллювия. Слоистость подчеркивается большим количеством обугленного атрита (генотип АРР-3). J₂. Элегестское месторождение. Улугхемская свита. Тува.

2. Косая крупная однонаправленная прямолинейная слоистость в песчанике крупнозернистом, разнозернистом (генотип АРР-2). J₂. Элегестское месторождение (южная часть). Улугхемская свита. Тува.

3. Косая крупная однонаправленная прямолинейная слоистость в крупнозернистом разнозернистом гравийном песчанике (генотип АРР-2). J₂. Элегестское месторождение. Улугхемская свита. Тува.

Фототаблица VI

Аллювиальные отложения

1. Песчаник крупнозернистый, разнозернистый, с крупной косой однонаправленной прямолинейной слоистостью (генотип АРР-2). Залегают по отчетливой границе на отложениях генотипа АРР-1, представленных мелкогалечниковым конгломератом с большим количеством песчано-гравийного материала. J₂. Элегестское месторождение (южная часть). Улугхемская свита. Тува.

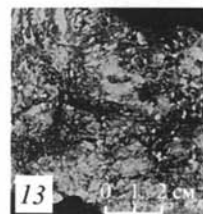
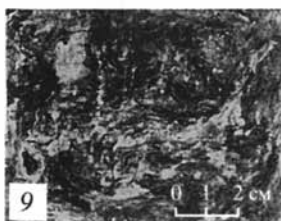
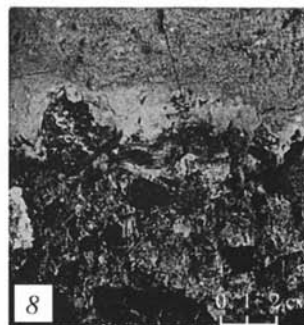
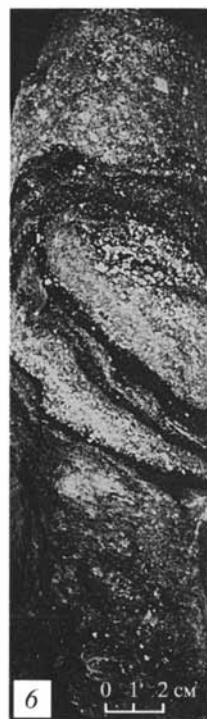
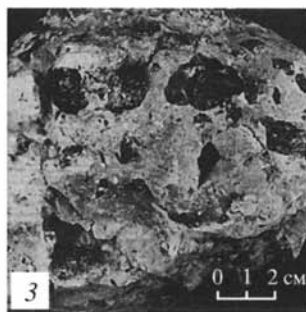
2. Конгломерат, в основном мелкогалечниковый, разногалечниковый, с прослоями и линзами песчано-гравийного материала, а также включения галек среднего и крупного размера (генотип АРГ). J₂. Эрбекское месторождение. Улугхемская свита. Тува.

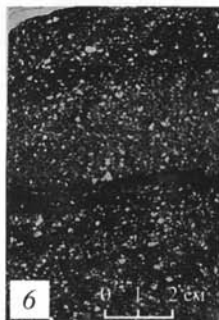
3. Песчаник крупнозернистый, разнозернистый с мелкой косой однонаправленной сходящейся слоистостью. Пойменные отложения (генотип АРУ-1). С₂⁷. Донецкий угольный бассейн.

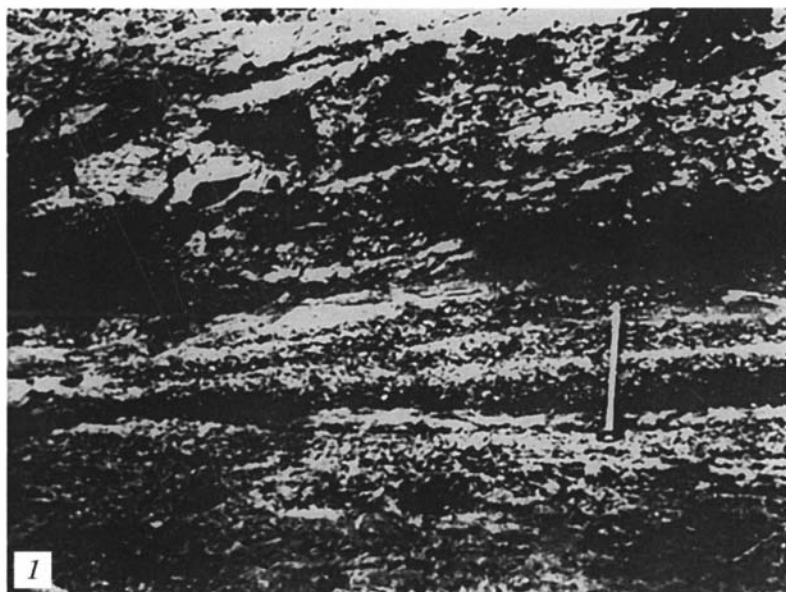
Фототаблица VII

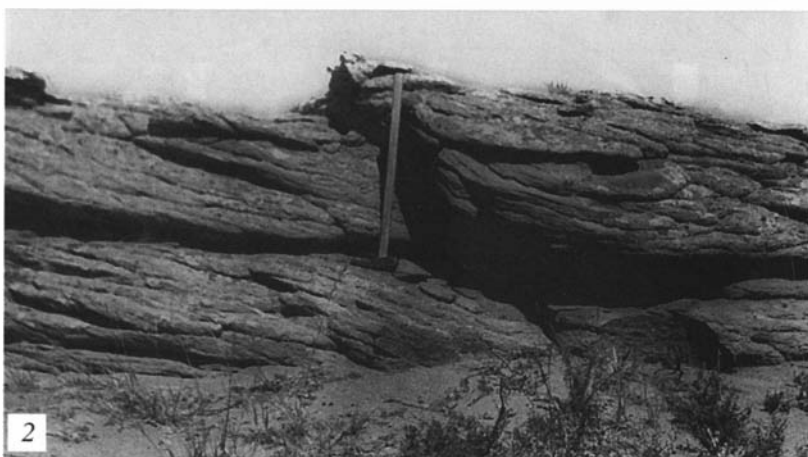
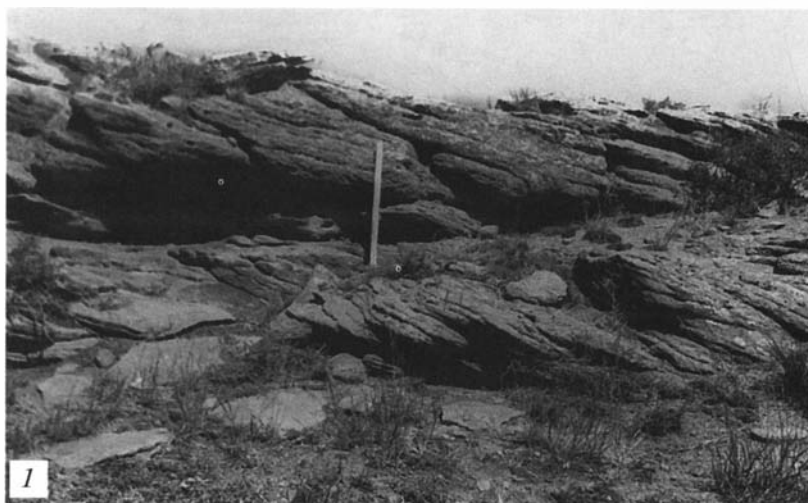
Аллювиальные отложения

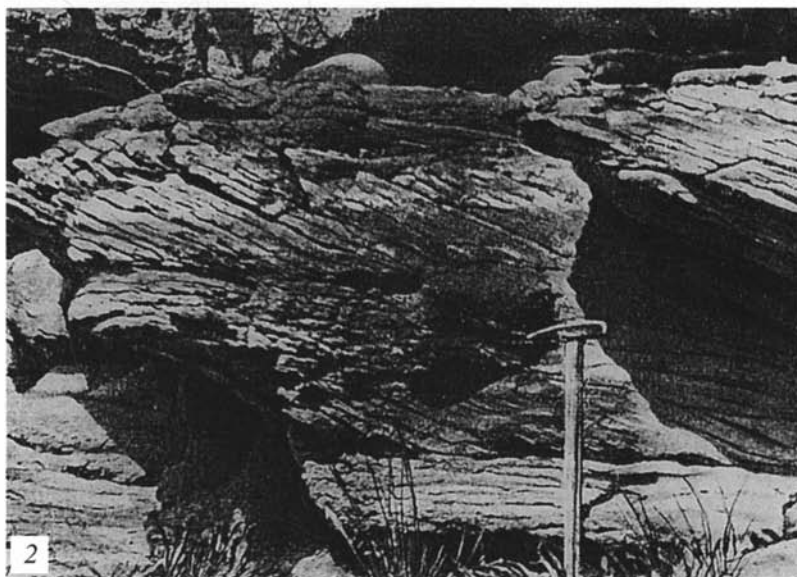
1. Отчетливый контакт между двумя косыми сериями пород. Нижняя серия (А – отложения типа АРР-2) сложена песчаником крупнозернистым, гравийным, с крупной косой однонаправленной прямолинейной слоистостью, а верхняя (Б – отложения типа АРР-3) – песчаником мелко-среднезернистым, с крупной косой однона-

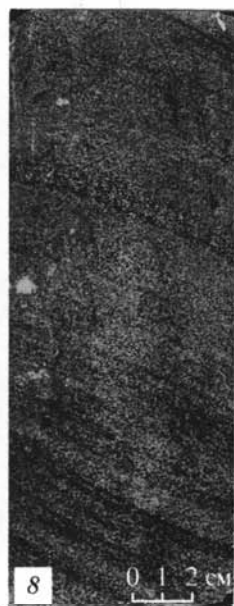
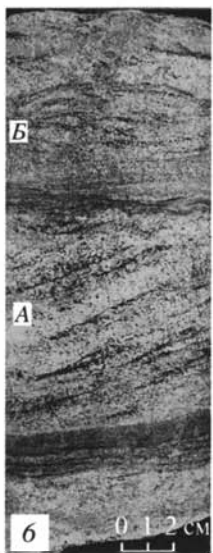
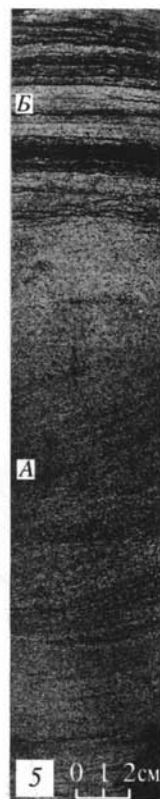
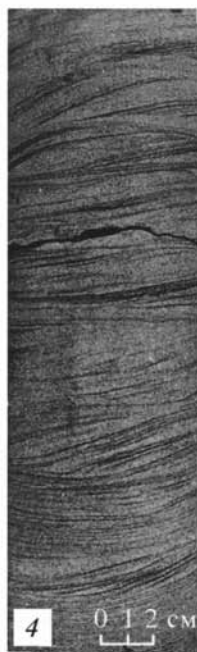
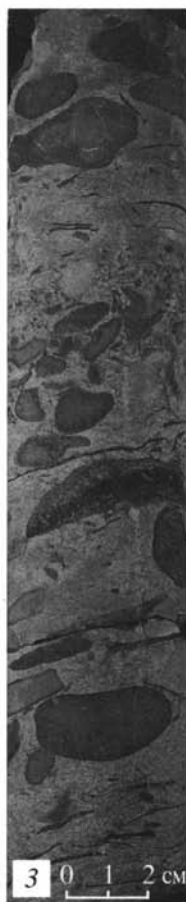


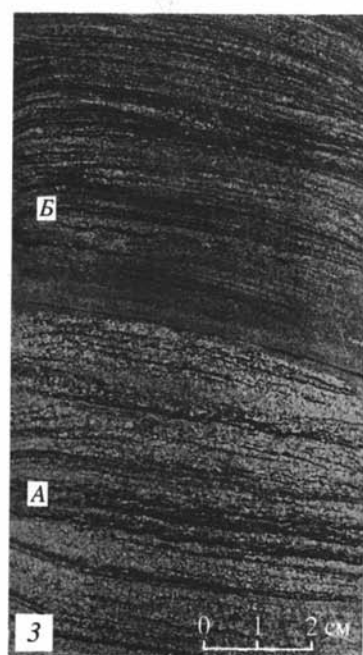
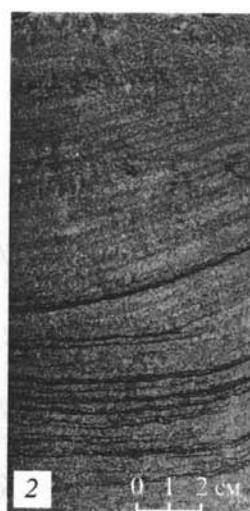


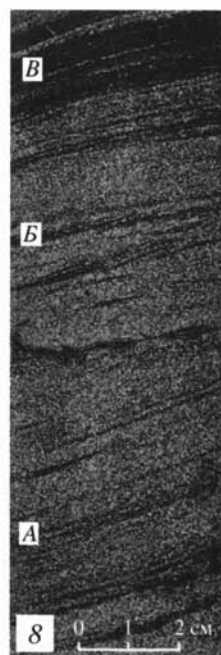
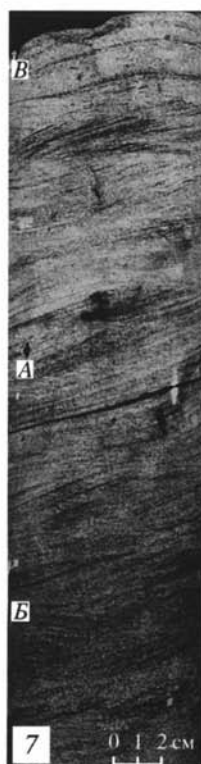
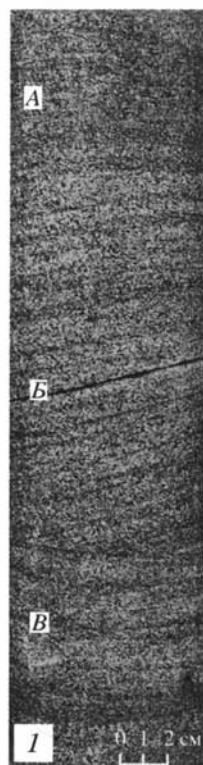


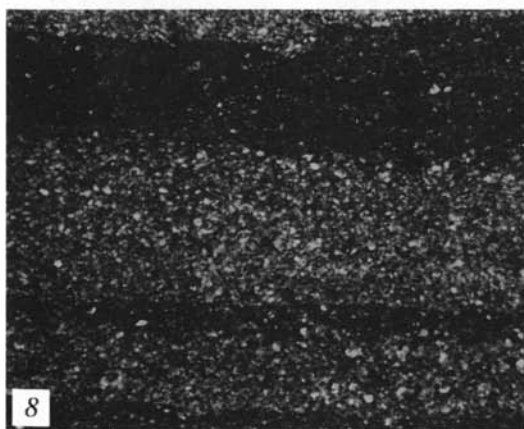
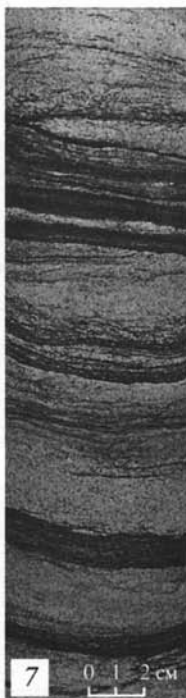
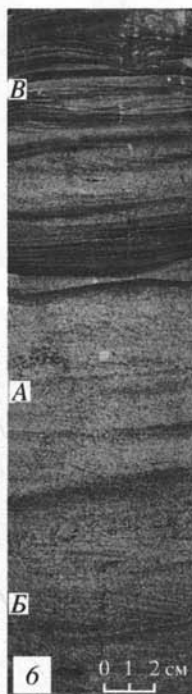
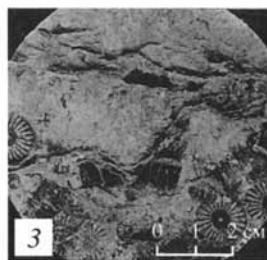
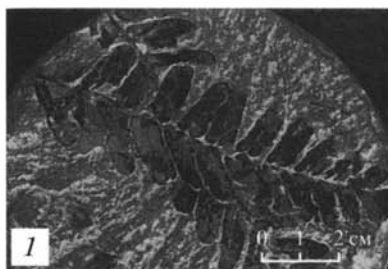


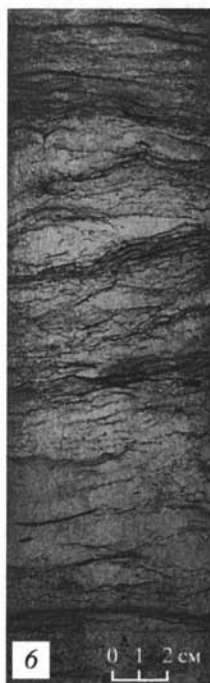
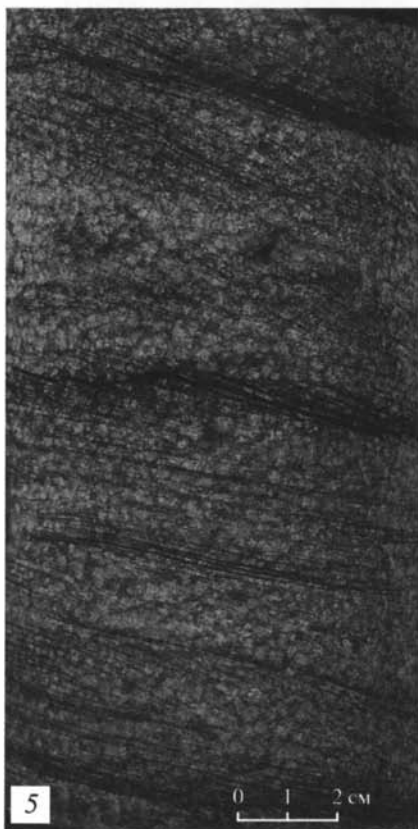
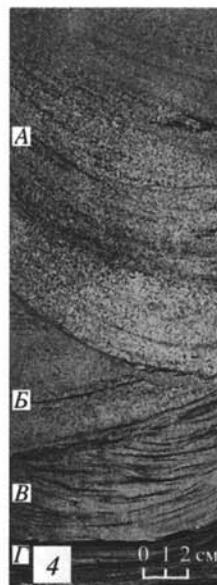
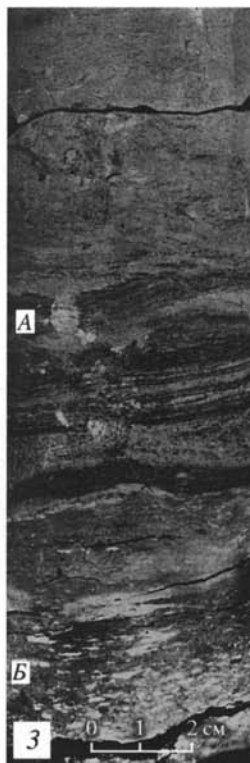


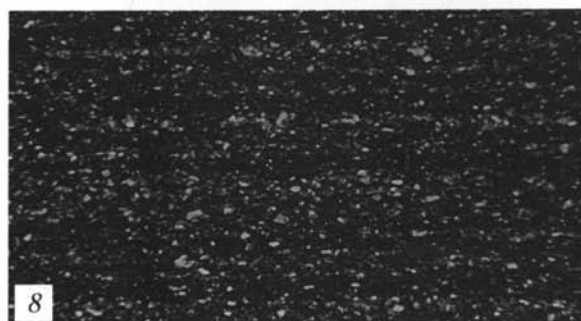
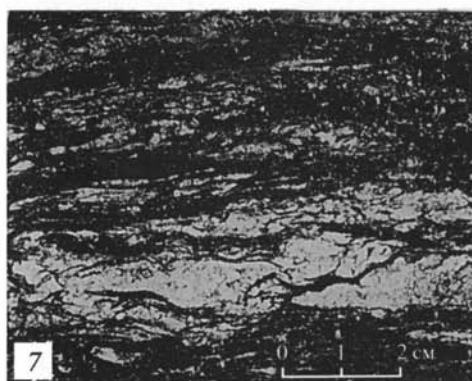
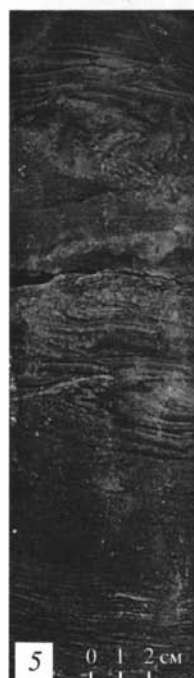


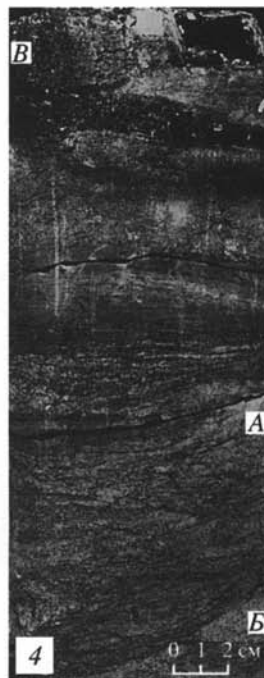


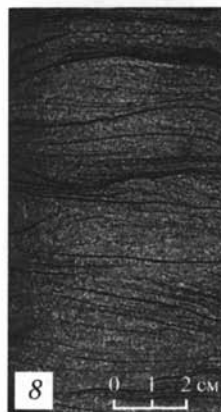
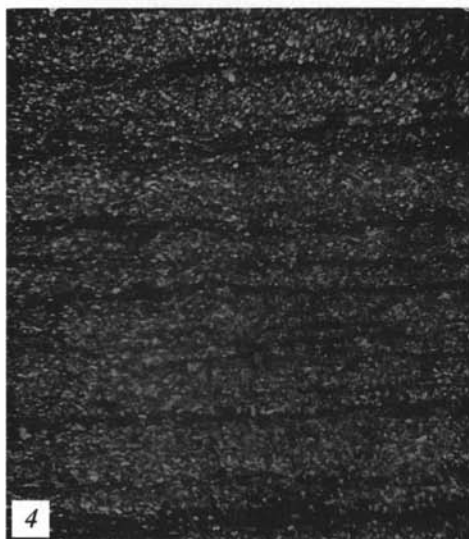
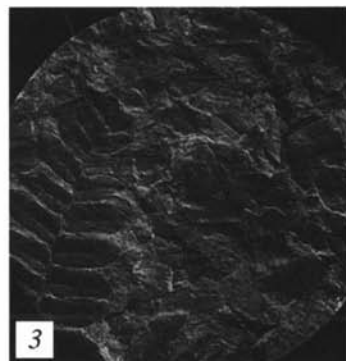


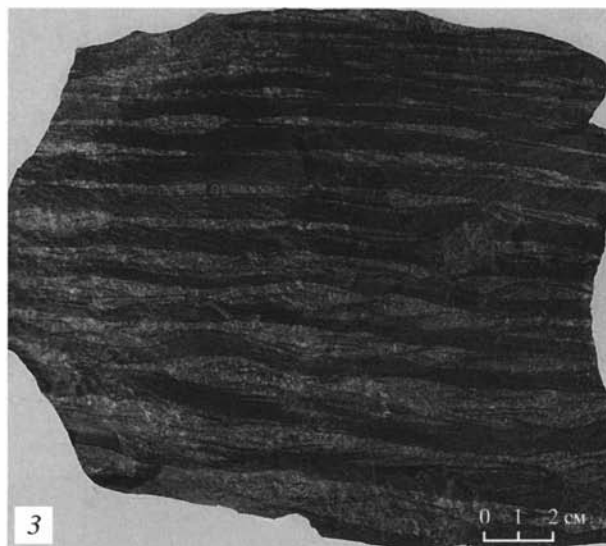


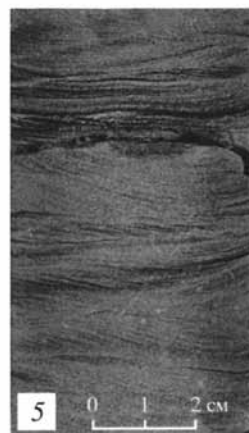
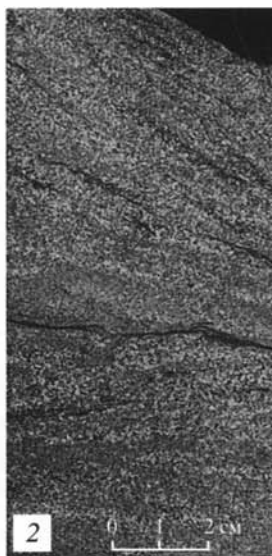


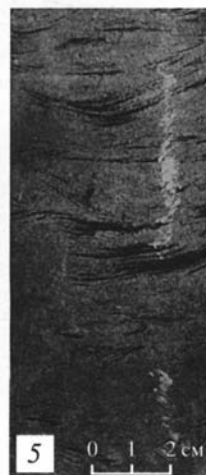
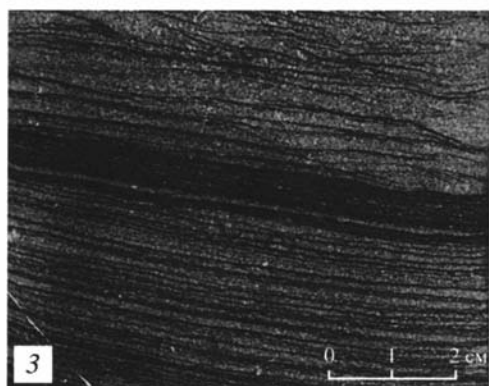
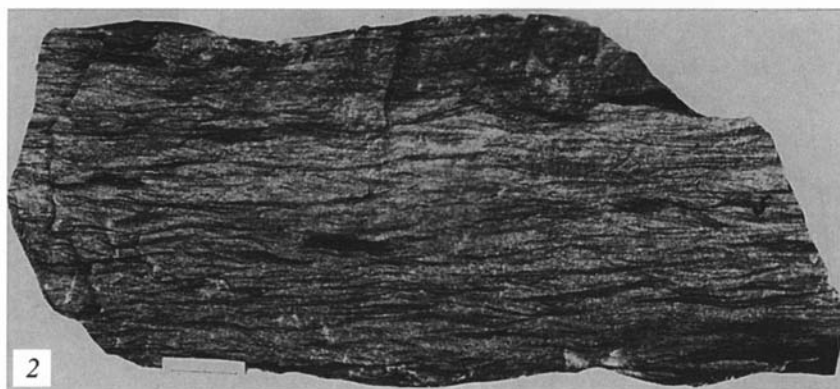


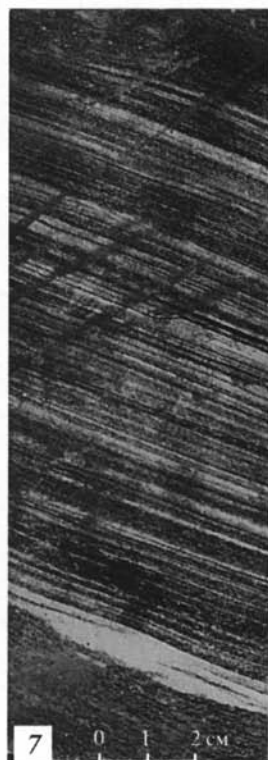
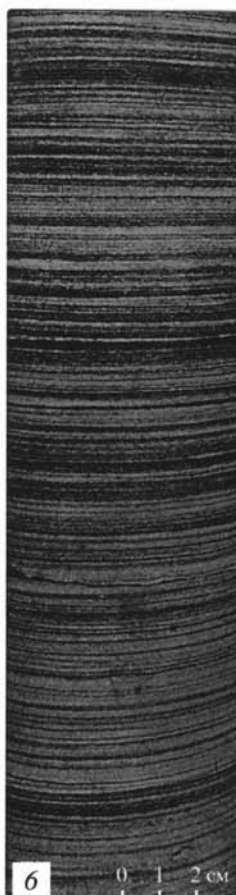
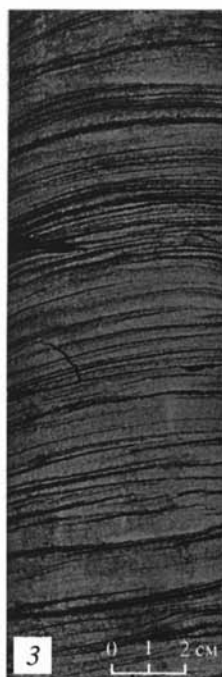


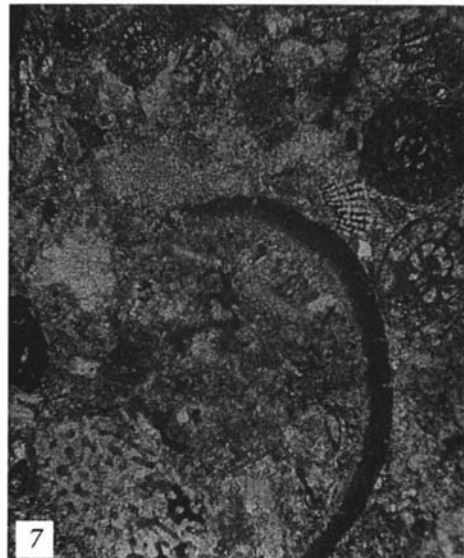
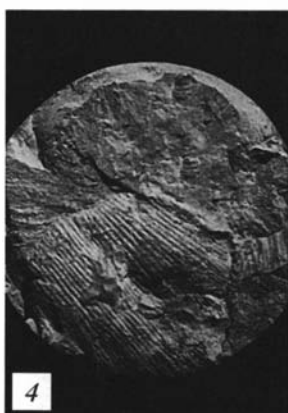
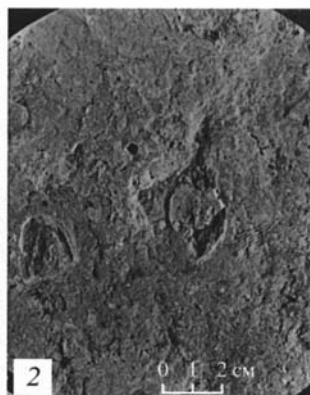


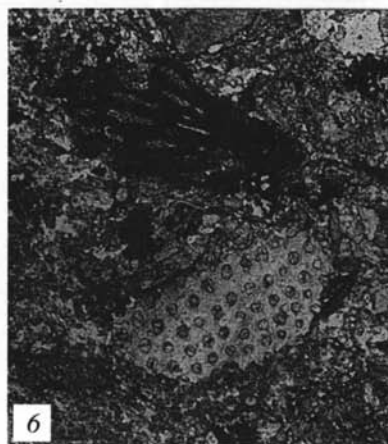
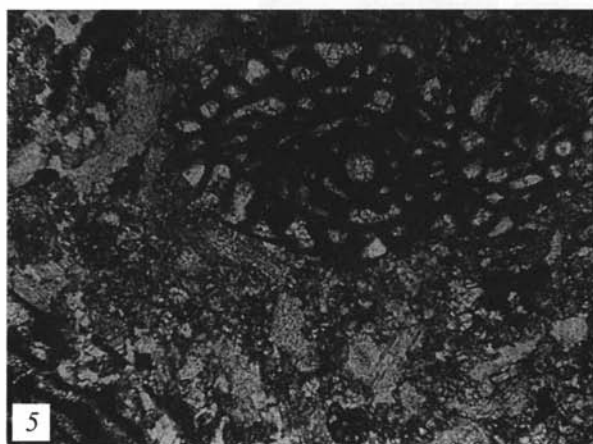
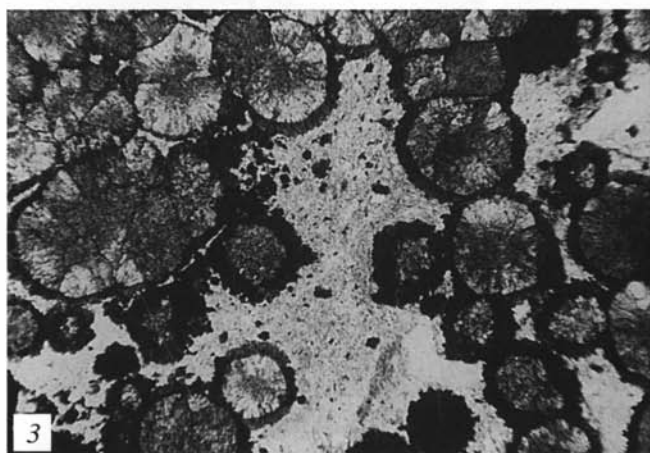
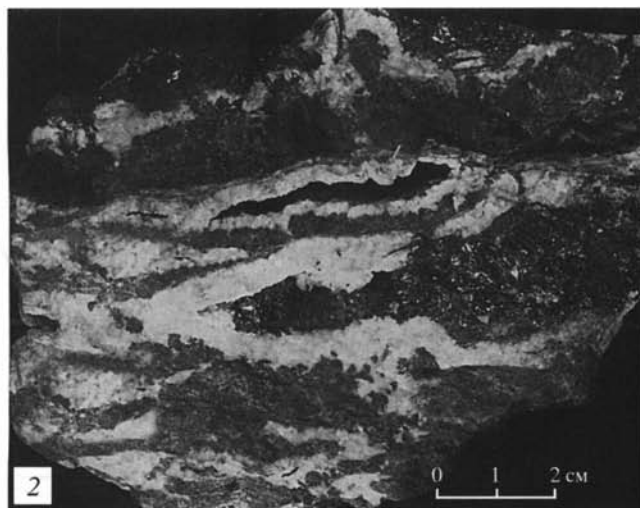


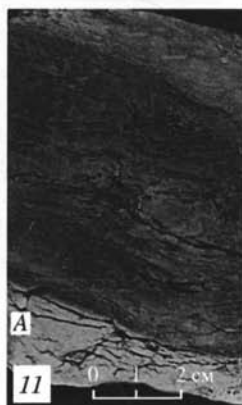
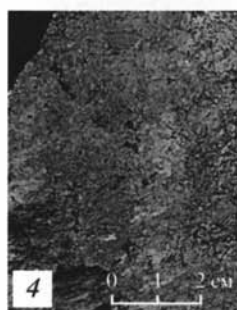
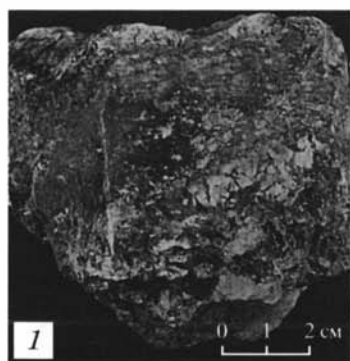












правленной сходящейся слоистостью. Каждая слоистость подчеркивается ритмической сортировкой материала. Возможно, здесь было слияние двух рек – основной и протоки или была образована меандра. J_2 . Черемховско-Тагинское поднятие. Прииркутская свита. Иркутский угольный бассейн.

2. Резкий контакт (возможно, со следами размыва) между двумя косыми сериями пород (очевидно – внутриформационный размыв). Нижняя серия (А – отложения типа АРР-3) представлена песчаником крупнозернистым, с крупной косой однонаправленной сходящейся слоистостью, подчеркнутой в большей степени обугленным растительным атритом, чем ритмической сортировкой материала. Основание верхней серии (Б – отложения типа АРР-2) сложено гравелитом мелкозернистым с едва различимой крупной косой слоистостью. J_2 . Бельско-Окинская мульда. Черемховская свита. Иркутский угольный бассейн.

3. Резкий контакт (возможно, со следами размыва) между двумя косыми сериями пород (очевидно, внутриформационный размыв). Нижняя толща А представляет собой самую верхнюю часть отложений типа АРР-3. Это песчаник мелкозернистый, горизонтально-волнистый, сплошной и прерывистый, участками с мелкой косой прерывистой слоистостью. Основание верхней серии (Б – отложения типа АРР-2) сложено песчаником крупнозернистым с включением алевроито-глинистых обломков (В). J_2 . Прииркутская мульда. Черемховская свита. Иркутский угольный бассейн.

4. Резкий контакт с эрозионным (внутриформационным) размывом между отложениями типа АРР-2 и пойменным аллювием типа АПП-2 (А – гравелиг мелкозернистый), Б – песчаник мелкозернистый). J_2 . Прииркутская мульда. Иркутский угольный бассейн.

Фототаблица VIII

Аллювиальные отложения

1. Гравелит мелкозернистый (тип АРР-1) с включением различных по размеру галек-конкреций сидерита (?), располагающихся беспорядочно. J_2 .

2. Гравелит разнозернистый с включением вымытых из подстилающих отложений конкреций сидерита различного размера (тип АРГ-1), основание горного аллювия. J_2 . Прииркутская мульда. Иркутский угольный бассейн.

3. Песчаник крупнозернистый, гравийный с включением многочисленных сидеритовых конкреций-галек, крупных и мелких витренизированных растительных остатков. C_2^7 . Курахово-Марьинский район. Донбасс.

4. Песчаник мелкозернистый, близкий к среднезернистому, с мелкой, участками более крупной, косой штриховатой и горизонтальной слоистостью, подчеркнутой глинистым материалом и атритом. J_2^2 . Зима-Удинская мульда. Черемховская свита. Иркутский угольный бассейн.

5. Песчаник среднезернистый, близкий к крупнозернистому, с крупной косой, однонаправленной сходящейся слоистостью и ритмической сортировкой материала (А). На фото видно, как косая слоистость вниз по разрезу выполаживается. В верхней части (Б) залегают слои с горизонтальной ритмической (пачечной) слоистостью, подчеркнутой ритмической сортировкой зерен и большим количеством растительных остатков и атрита. J_2^1 . Прииркутская мульда. Черемховская свита. Иркутский угольный бассейн.

6. Песчаник среднезернистый, близкий к мелкозернистому, участками алевроито-глинистый, с мелкой косой однонаправленной сходящейся (А) и горизонтальной волнистой и волнисто-прерывистой (Б) слоистостью. J_2^2 . Прииркутская мульда. Прииркутская свита. Иркутский угольный бассейн.

7. Песчаник среднезернистый, слабо разномзернистый, с крупной косою однонаправленной слоистостью, подчеркнутой едва заметной ритмической сортировкой зерен и обугленным аттритом. На фото видны две косые серии (А, Б), а в верхней части – серия с горизонтально-волнистой слоистостью (В) J_2^2 . Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита. Иркутский угольный бассейн.

8. Песчаник среднезернистый, разномзернистый, с ритмической сортировкой материала и аттритом. J_2^2 . Прииркутская мульда. Прииркутская свита. Иркутский угольный бассейн.

Фототаблица IX

Аллювиальные отложения

1. Песчаник среднезернистый, с крупной косою однонаправленной сходящейся слоистостью. На фото видно, как верхняя косая серия (А) срезает нижнюю (Б) под некоторым углом. J_2^2 . Прииркутская мульда. Прииркутская свита. Иркутский угольный бассейн.

2. Песчаник среднезернистый, слабо разномзернистый, с крупной однонаправленной сходящейся слоистостью, подчеркнутой как ритмической сортировкой зерен, так и аттритом. J_2^2 . Прииркутская мульда. Прииркутская свита. Иркутский угольный бассейн.

3. Песчаник крупнозернистый в нижней части (А) и среднезернистый в верхней части (Б). Для них характерна крупная косая однонаправленная сходящаяся слоистость, подчеркнутая как ритмической сортировкой материала, так и аттритом. J_2^2 . Зима-Удинская мульда. Прииркутская свита. Иркутский угольный бассейн.

4. Песчаник среднезернистый, близкий к крупнозернистому, с мелкой косою штриховатой слоистостью. J_2^2 . Прииркутская мульда. Прииркутская свита. Иркутский угольный бассейн.

5. Песчаник, мелкозернистый, с мелкой, косою, участками горизонтально-волнистой слоистостью, подчеркнутой мелким аттритом, слюдой и алевроито-глинистым материалом. J_2 . Элегестское месторождение. Нижнекызыльская свита. Тува.

Фототаблица X

Аллювиальные отложения

1. Песчаник крупнозернистый, слабо разномзернистый, с крупной косою однонаправленной разноазимутальной сходящейся слоистостью, подчеркнутой ритмической сортировкой материала. На фото видны три косые серии пород (А, Б, В) с разными углами наклона косых серий. J_2^2 . Бельско-Окинская мульда. Черемховская свита. Иркутский угольный бассейн.

2. Песчаник мелкозернистый, близкий к среднезернистому, алевроито-глинистый, в нижней части (А) со слабовыраженной мелкой косою, однонаправленной сходящейся, а в верхней (Б) – с мелкой косою штриховатой слоистостью, подчеркнутой аттритом. J_2^1 . Канско-Тасеевская впадина (северо-западная часть). Рыбинская свита. Канский угольный бассейн.

3. Песчаник крупнозернистый, гравийный, с крупной косою однонаправленной слоистостью. На плоскостях – обугленный аттрит, подчеркивающий слоистость. J_2^2 . Бельско-Окинская мульда. Черемховская свита. Иркутский угольный бассейн.

4. Песчаник мелкозернистый, с мелкой косою штриховатой, несколько нарушенной, в основном сходящейся, участками косоволнистой слоистостью, подчеркнутой обугленным аттитом и незначительной примесью алевроито-глинистого материала.

J₂. Канско-Тасеевская впадина. Верхний горизонт. Канский угольный бассейн.

5. Резкий контакт с эрозионным (внутриформационным) размывом между отложениями АРР-2 (А) и АРР-3 (Б). Первые представлены гравелитом мелкозернистым и содержат включения слабоокатанных и окатанных обломков алевроито-глинистых пород. Отложения типа АРР-3 сложены песчаником среднезернистым и обладают крупной косою однонаправленной слоистостью, подчеркнутый ритмической сортировкой материала. J₂. Прииркутская впадина. Прииркутская свита. Иркутский угольный бассейн.

6. Песчаник мелкозернистый, с мелкой косою штриховатой и косоволнистой слоистостью (А), которая вверх по разрезу сменяется горизонтальной (Б), характерной уже для алевролита крупнозернистого, обогащенного глинистым материалом.

J₂. Бельско-Окинская мульда. Прииркутская свита. Иркутский угольный бассейн.

7. Песчаник мелкозернистый, алевроито-глинистый, с мелкой косою выполаживающейся слоистостью, подчеркнутой большим количеством аттрита. В нижней части – песчаник с мелкой косоволнистой слоистостью, с повышенным содержанием аттрита. Вверх по разрезу примесь постепенно уменьшается (от А к Б) и появляется слабовыраженная крупная косая слабонаклонная слоистость. Вниз по разрезу наблюдается примесь алевроитового материала (Б). J₂. Канско-Тасеевская впадина. Верхний горизонт. Канский угольный бассейн.

8. Песчаник среднезернистый, с крупной косою однонаправленной сходящейся слоистостью (А), которая вверх по разрезу сменяется сперва (отдельные слои) мелкой косою штриховатой и горизонтальной сходящейся (Б), а затем горизонтальной (В). Слоистость подчеркивается аттитом. J₂. Прииркутская впадина. Прииркутская свита. Иркутский угольный бассейн.

9. Песчаник среднезернистый, участками мелкозернистый, с нарушенной мелкой косою штриховатой косоволнистой и горизонтальной слоистостью, образовавшейся за счет наложенных эрозионных размывов на пойме. J₂. Прииркутская впадина. Прииркутская свита. Иркутский угольный бассейн.

Фототаблица XI

Озерные отложения

1 Алевролит мелкозернистый с *Cladophlebis Thaiburnensis* (L. et H) Brongn. J₂. Прииркутская мульда. Черемховская свита. Иркутский угольный бассейн.

2. Песчаник мелкозернистый, с *Raphaelia diamensis* Seward. J₂. Окинская мульда. Прииркутская свита. Иркутский угольный бассейн.

3. Аргиллит с *Equisetites* sp и обугленным растительным аттитом. J₂. Зиминская мульда. Черемховская свита. Иркутский угольный бассейн.

4. Аргиллит почти черного цвета, тонкогоризонтальнослоистый. J₂. Канско-Тасеевская впадина. Рыбинская свита. Канский угольный бассейн.

5. Алевролит мелкозернистый, с тонкогоризонтальной, часто волнистой линзовидной слоистостью, на плоскостях – редкий обугленный детрит. J₂. Алтай-Назаровская мульда. Итатская свита. Ачинский угольный бассейн.

6. Песчаник мелкозернистый с мелкой косою штриховатой (А) слоистостью, переходящей вниз по разрезу, в мелкую косую штриховатую (Б) слоистость. В верхней части появляются прослои алевролитов (В) с горизонтальной и горизонтально-вол-

нистой слоистостью, подчеркнутой обугленным аттритом. J_2 . Прииркутская мульда. Черемховская свита. Иркутский угольный бассейн.

7. Тонкое и мелкое пологоволнистое переслаивание алевролитов с песчаниками от мелко- до крупнозернистого; песчаные прослои иногда имеют мелкую косую штриховатую слоистость. Обугленные обрывки растений и аттрит подчеркивают горизонтальную слоистость алевролитов. J_2 . Зима-Удинская мульда. Черемховская свита. Иркутский угольный бассейн.

8. Тонкое переслаивание алевролитов и аргиллитов. Глинистые прослои обогащены аттритом. Увел. 220. Ник. II. J_2 . Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита. Тува.

9. Мелкое переслаивание алевролитов и песчаника мелкозернистого, с хорошо выраженными текстурами взмучивания и следами жизнедеятельности илоедных животных. J_2 . Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита. Тува.

Фототаблица XII

Озерные отложения

1. Песчаник мелкозернистый, с мелкой косой выполаживающейся разнонаправленной и взаимосрезающейся, участками, возможно, горизонтальной волнистой слоистостью. J_2 . Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита. Иркутский угольный бассейн.

2. Песчаник мелкозернистый, с горизонтальной и горизонтально-волнистой слоистостью. В средней части – прослой песчаника среднезернистого, с мелкой косой сходящейся слоистостью, подчеркнутой обугленным аттритом. В нижней части – прослой алевролита крупнозернистого, с горизонтальной слоистостью. J_2 . Бельско-Окинская мульда. Прииркутская свита. Иркутский угольный бассейн.

3. Алевролит мелкозернистый (А) с горизонтально-волнистой слоистостью, подчеркнутой скоплением большого количества обугленного аттрита. Вниз по разрезу алевролит постепенно переходит в аргиллит углистый (Б). J_2 . Итатская мульда. Итатская свита. Ачинский угольный бассейн.

4. Песчаник крупнозернистый (А, Б) участками среднезернистый, разнозернистый, с крупной косой разнонаправленной и взаимосрезающейся слоистостью. Вниз по разрезу он сменяется песчаником мелкозернистым, с мелкой косой штриховатой слоистостью (В), а последний по отчетливой границе – алевролитом мелкозернистым с горизонтальной слоистостью (Г). J_2^2 . Прииркутская мульда. Прииркутская свита. Иркутский угольный бассейн.

5. Песчаник мелкозернистый, с косой крупной сходящейся слоистостью, подчеркнутой крупными и мелкими обугленными обрывками растений и аттритом. J_2 . Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита. Тува.

6. Песчаник среднезернистый, разнозернистый, с горизонтальной волнистой и прерывистой, участками нарушенной слоистостью за счет текстур взмучивания. Слоистость подчеркивается растительными остатками и аттритом. J_2 . Черемхово-Тагнинское поднятие. Черемховская свита. Иркутский угольный бассейн.

7. Песчаник мелкозернистый, с мелкой косой перекрестно-волнистой, участками сочетающийся с мелкой косой, штриховатой, косоволнистой слоистостью, подчеркнутой мелким обугленным аттритом и глинистым материалом. J_2 . Алтай-Назаровская мульда. Итатская свита. Ачинский угольный бассейн.

Фототаблица XIII

Озерные отложения

1. Песчаник мелкозернистый, с горизонтальной мелкой косою штриховатой слоистостью, подчеркнутой обугленным аттритом. J₂. Зима-Удинская мульда. Черемховская свита. Иркутский угольный бассейн.

2. Мелкое переслаивание алевролитов с песчаником мелкозернистым, осложненное текстурами взмучивания. Кроме того, алевролитовые прослои обладают горизонтальной и горизонтально-волнистой, а песчаник – мелкой косою штриховатой слоистостью. J₂. Зима-Удинская мульда. Черемховская свита. Иркутский угольный бассейн.

3. То же. J₂. Зима-Удинская мульда. Черемховская свита. Иркутский угольный бассейн.

4. Песчаник мелкозернистый с флюидоподобными структурами, образованными сочетанием песчаного и алевроитового материала. Имеются включения обугленного аттрита. J₂. Бельско-Окинская мульда. Прииркутская свита. Иркутский угольный бассейн.

5. Алевролит крупнозернистый, глинистый, с флюидоподобными текстурами взмучивания, участками с тонкой горизонтальной волнистой и линзовидной слоистостью. По всей толще – обугленные обрывки растений и аттрит. J₂. Зима-Удинская мульда. Черемховская свита. Иркутский угольный бассейн.

6. Песчаник мелкозернистый с горизонтальной и горизонтально-волнистой слоистостью, осложненной текстурами взмучивания и флюидоподобными текстурами. Слоистость и нарушенные текстуры подчеркиваются обугленным растительным аттритом и глинистым материалом. J₂. Прииркутская мульда. Прииркутская свита. Иркутский угольный бассейн.

7. Песчаник мелкозернистый, с горизонтально-волнистой слоистостью и послойным скоплением крупных и мелких линз витрена. J₂. Прииркутская мульда. Прииркутская свита. Иркутский угольный бассейн.

8. Алевролит мелкозернистый, сильноглинистый, с отчетливой тонкой горизонтальной слоистостью, подчеркнутой мелким обугленным аттритом. Увел. 220. Ник. II. J₂. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

Фототаблица XIV

Озерно-болотные отложения

1. Алевролит крупнозернистый, глинистый, с горизонтальной волнистой слоистостью, нарушенной включением корешков растений (текстуры протыкания). Почва угольного пласта. J₂. Алтай-Назаровская мульда. Итатская свита. Ачинский угольный бассейн.

2. Песчаник среднезернистый с перепутанной слоистостью, обилием крупных корней древесной растительности. Почва угольного пласта. J₂. Алтай-Назаровская мульда. Итатская свита. Ачинский угольный бассейн.

3. Аргиллит алевроитовый (А) с остроугольно-раковистым изломом, комковатой текстурой и многочисленными обугленными корешками растений. На отложениях почвы непосредственно залегает угольный пласт (Б). J₂. Алтай-Назаровская мульда. Итатская свита. Ачинский угольный бассейн.

4. Песчаник среднезернистый, алевроито-глинистый, серый, в верхней части – темно-бурый с многочисленными крупными и мелкими корешками растений и аттритом. Почва угольного пласта. J₂. Прииркутская мульда. Прииркутская свита. Иркутский угольный бассейн.

5. То же. Почва угольного пласта. J_2^2 . Прииркутская мульда. Прииркутская свита. Иркутский угольный бассейн.

6. То же. Почва угольного пласта. J_2 . Итатская мульда. Итатская свита. Ачинский угольный бассейн.

7. Алевролит крупнозернистый, глинистый с остроугольно-раковистым изломом, зеркалами скольжения, крупными и мелкими корешками растений. Почва угольного пласта. J_2 . Алтай-Назаровская мульда. Итатская свита. Ачинский угольный бассейн.

8. Алевролит крупнозернистый, глинистый, с горизонтальной и горизонтально-волнистой прерывистой слоистостью, нарушенной включениями корешков растений (текстуры протыкания). J_2 . Алтай-Назаровская мульда. Итатская свита. Ачинский бассейн.

9. Алевролит песчано-глинистый с беспорядочной косоволнистой и мелкой штриховатой слоистостью с многочисленными мелкими корешками растений (А–Б). J_2 . Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита. Тува.

Фототаблица XV

Озерно-болотные отложения

1. Алевролит крупнозернистый, глинистый, с включением крупных стигмарий и многочисленных аппендиксов (генотип ОГРУ-1). Свита C_2^6 . Шахта 19-20. Центральный район. Донецкий угольный бассейн.

2. Песчаник среднезернистый, глинистый, с корневыми остатками (генотип ОБРД). Свита C_2^2 . Красноармейский район. Донецкий угольный бассейн.

3. Алевролит крупнозернистый, глинистый, с крупными корневыми остатками (генотип ОБЗВ-1). J_2 . Иркутская мульда. Итатская свита. Иркутский угольный бассейн.

4. Алевролит мелкозернистый, глинистый с конкрециями, образованными по корневым остаткам (генотип ОБЗВ). Свита C_2^7 . Ханженковский район. Донецкий угольный бассейн.

5. Алевролит крупнозернистый, глинистый, в верхней части – алевролит мелкозернистый, также глинистый) с включением большого количества аппендиксов (генотип ОБРУ). Свита C_2^5 . Кураховско-Марьинский район. Донецкий угольный бассейн.

6. Аргиллит с горизонтально-залегающей в верхней части стигмарией и отходящими от нее аппендиксами (генотип ОБЗВ). Свита C_2^6 . Шахта «Юнком». Центральный район. Донецкий угольный бассейн.

Фототаблица XVI

Озерно-болотные отложения

1. Самая нижняя часть торфяного пласта и подстилающие его почвенные образования, подвергающиеся абразии вод Черного моря. Современная эпоха. Очамчирское торфяное болото.

2. Ризоформы (воздушные корни) красного манго. Современное болото. Эверглейдс. Полуостров Флорида, США.

3. Алевролит крупнозернистый, глинистый с включением корешков. Почва угольного пласта. J_2 . Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита. Тува.

4. Песчаник мелкозернистый, алеврито-глинистый (А), с прослоями алевролитов и аргиллитов, с неправильной горизонтальной прерывисто-волнистой слоистостью,

осложненной мелкими корешками растений. Вверх по разрезу отложения почвы по отчетливой границе сменяются угольным пластом (В), а вниз по разрезу – озерными фациями ОСМ (Б). Почва угольного пласта. J₂². Прииркутская мульда. Прииркутская свита. Иркутский угольный бассейн.

5. Скопление стволов мангров на поверхности болота после урагана. Вид с вертолета. Современное болото Эверглейдс. Полуостров Флорида. США.

6. Песчаник мелкозернистый, участками алевроито-глинистый, с крупными и мелкими флюидоподобными текстурами и включениями обугленных корешков растений. Почва угольного пласта. Вниз по разрезу появляется слоистость, нарушенная текстурами протыкания. J₂. Прииркутская мульда. Кудинская свита. Иркутский угольный бассейн.

Фототаблица XVII

Морские отложения

Гумидный тип седиментации

1. Остатки раковин солоноватоводной фауны *Lingula*. Кровля пласта угля m₄. Нат. вел. Свита C₂⁵. Ханженковский район. Донецкий угольный бассейн.

2. Фауна *Antracosidae Lingulae*. Кровля угольного пласта. l₈. Нат. вел. Свита C₂⁷. Курахово. Марьинский район. Донецкий угольный бассейн.

3. Отпечатки *Nutropteris flexuosa* Starstarno. Кровля угольного пласта h₁₁. Нат. вел. Свита C₂³. Макеевский район. Донецкий угольный бассейн.

4. Алевролит крупнозернистый, глинистый, с горизонтальной, иногда слабovolнистой слоистостью, на плоскостях – аттрит. Кровля угольного пласта. Свита C₂⁶. Увел. 220. Ник. II. Кураковский район. Донецкий угольный бассейн.

5. Аргиллит алевролитовый, с мелкой линзовидной слоистостью, на плоскостях наслоения – редкий мелкий обугленный аттрит. Кровля угольного пласта. J₂. Алтай-Назаровская мульда. Итатская свита. Ачинский угольный бассейн.

6. Тонкий переслой, образован алевролитом, мелким алевролитом и песчаником мелкозернистым, с включением конкреций сидерита. Переслаивание нарушено текстурами взмучивания и ходами илоедов. На плоскостях – мелкий аттрит. М-б 1:2. Свита C₂⁶. Шахта «Юнком». Центральный район. Донецкий угольный бассейн.

7. Песчаник мелкозернистый, со слабовыраженной горизонтальной слоистостью, участками переслаивающийся с алевролитами. Песчаные прослои имеют косую штриховатую слоистость. В нижней части – следы размыва. J₂. Бородинская мульда. Рыбинская свита. Канский угольный бассейн.

8. Песчаник среднезернистый, с горизонтально-волнистой и мелкой косой штриховатой слоистостью, подчеркнутой обугленным аттритом. J₂. Меджигейское месторождение. Нижнекызылская свита. Тува.

Фототаблица XVIII

Морские отложения

Гумидный тип седиментации

1. Песчаник мелкозернистый, с горизонтальной волнистой слоистостью и послойными включениями крупных и мелких линз витрена, трещины которых заполнены кальцитом. J₂². Бельско-Окинская мульда. Прииркутская свита. Иркутский угольный бассейн.

2. Мелкое переслаивание алевролитов и песчаника мелкозернистого с хорошо выраженными текстурами взмучивания и следами жизнедеятельности илоедов. J_2 . Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита. Тува.

3. Мелкое линзовидное переслаивание алевролитов и песчаника мелкозернистого. Последний имеет мелкую косую и косую штриховатую слоистость. Встречается редкий и обугленный аттрит, подчеркивающий слоистость. Свита C_2^6 . Шахта «Юнком». Центральный район. Донецкий угольный бассейн.

4. Мелкое переслаивание алевроито-глинистых осадков с песчаником мелкозернистым. Последний обладает мелкой косой штриховатой слоистостью. Мелкие редкие ходы илоедов. Свита C_2^6 . Штата «Юнком». Центральный район. Донецкий угольный бассейн.

5. Тонкая горизонтальная слоистость в верхней части переходит в переслаивание алевролитов в средней части керна с мелкой косой и косоволнистой слоистостью и далее вниз – в песчаник мелкозернистый с мелкой косой выполаживающейся слоистостью. J_2 . Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита. Тува.

6. Песчаник мелкозернистый с мелкой косой выполаживающейся и горизонтальной прерывисто-волнистой слоистостью, с мелким обугленным аттритом, подчеркивающим слоистость. J_2 . Месторождение Красная горка. Нижнекызыльская свита. Тува.

Фототаблица XIX

Морские отложения

Гумидный тип седиментации

1. Песчаник крупнозернистый, участками гравийный, с крупной косой разнонаправленной слоистостью. В верхней и нижней частях – с горизонтальной слоистостью, подчеркнутой аттритом. J_2 . Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита. Тува.

2. Песчаник среднезернистый, близкий к крупнозернистому, разнозернистый, с крупной косой разнонаправленной взаимосрезающейся выполаживающейся слоистостью. Слоистость подчеркивается разной крупностью зерна и обугленным аттритом. J_2 . Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита. Тува.

3. Песчаник мелкозернистый с мелкой косой штриховатой слоистостью, сочетающейся с мелкой перекрестно-волнистой. J_2 . Итатская мульда. Итатская свита. Ачинский угольный бассейн.

4. Песчаник мелкозернистый, с мелкой косой штриховатой выполаживающейся слоистостью, подчеркнутой обугленным аттритом. J_2 . Березовская мульда. Соболевская свита. Ачинский угольный бассейн.

5. Песчаник мелкозернистый, с мелкой косой штриховатой и косоволнистой, участками горизонтальной волнистой слоистостью, подчеркнутой обугленным аттритом. J_2 . Итатская мульда. Итатская свита. Ачинский угольный бассейн.

6. Переслаивание алевроито-глинистых осадков с песчаником мелкозернистым, участками слабоволнистое. Песчаные прослои обладают горизонтальной, иногда мелкой косой, пологой слоистостью. Свита C_2^6 . Шахта «Юнком». Центральный район. Донецкий угольный бассейн.

Фототаблица XX

Морские отложения

Гумидный тип седиментации

1. Песчаник крупнозернистый, с косою крупной разнонаправленной взаимосрезающейся сходящейся слоистостью. Нат. вел. J₂. Элегестское месторождение. Верхнекызыльская свита. Тува.
2. Песчаник мелкозернистый с горизонтальной волнистой и мелкой косою штриховатой слоистостью, обугленным мелким аттритом, подчеркивающим слоистость. Нат. вел. Свита C₂⁶. Шахта «Юнком». Центральный район. Донецкий угольный бассейн.
3. Песчаник среднезернистый, с горизонтальной и горизонтально-волнистой слоистостью. J₂. Меджигейское месторождение. Верхнекызыльская свита. Тува.
4. Песчаник мелкозернистый, с мелкой косою штриховатой сочетающейся перекрестно-волнистой слоистостью. J₂. Итатская мульда, Итатская свита. Ачинский угольный бассейн.
5. Песчаник мелкозернистый, с мелкой косою штриховатой и косоволнистой слоистостью, подчеркнутой мелким обугленным аттритом. J₂. Итатская свита. Ачинский угольный бассейн.

Фототаблица XXI

Морские отложения

Гумидный тип седиментации

1. Алевролит крупнозернистый, с горизонтальной волнистой слоистостью, с обугленным мелким аттритом, подчеркивающим слоистость. J₂. Алтай-Назаровская мульда. Итатская свита. Ачинский угольный бассейн.
2. Песчаник мелкозернистый, со слабовыраженной косою мелкой, возможно, разнонаправленной слоистостью. J₂. Березовская мульда. Итатская свита. Ачинский угольный бассейн.
3. Песчаник мелкозернистый, с горизонтальной волнистой слоистостью, подчеркнутой обугленным аттритом. J₂. Бородинская мульда. Рыбинская свита. Канский угольный бассейн.
4. Песчаник мелкозернистый, с горизонтальной, участками горизонтальной волнисто-прерывистой слоистостью, подчеркнутой обугленным аттритом. Последний участками образует тонкие прослои. J₂¹. Бородинская мульда. Рыбинская свита. Канский угольный бассейн.
5. Тонкое, участками мелкое переслаивание алевролитов с песчаником мелкозернистым; на плоскостях – мелкий обугленный аттрит. J₂². Бельско-Окинская мульда. Прииркутская свита. Иркутский угольный бассейн.
6. Песчаник мелкозернистый, переслаивание алевролитов и песчаника мелкозернистого с горизонтальной слоистостью, подчеркнутой обугленным аттритом и небольшим количеством глинистого материала. J₂². Бородинская мульда. Рыбинская свита. Канский угольный бассейн.
7. Песчаник мелкозернистый, с горизонтальной слоистостью, подчеркнутой алеврито-глинистым материалом и мелким обугленным аттритом. J₂¹. Бородинская мульда. Рыбинская свита. Канский угольный бассейн.

Фототаблица XXII

Морские отложения

Гумидный тип седиментации

1. Мергель глинистый, белесовато-серый, с многочисленной мелкой фауной.
2. Северо-западная часть Канско-Тасеевской впадины. Мурманская свита. Канский угольный бассейн.
3. То же. Наблюдаются обломки более крупных раковин. J_2^2 . Северо-западная часть Канско-Тасеевской впадины. Мурманская свита. Канский угольный бассейн.
4. Известняк органогенно-детритусовый, с большим количеством морской фауны.
5. Северо-западная часть Канско-Тасеевской впадины. Мурманская свита. Канский угольный бассейн.
6. Остатки крупных раковин Brachiopoda в аргиллите. М-б 1:2. Свита C_2^5 . Добропольский район. Донецкий угольный бассейн.
7. Известняк массивный, серый, с обильным скоплением ядер пеллеципод. М-б 1:2. Северный склон горы Бом. J_2 . Верхнекызыльская свита. Тува.
8. Известняк M_2 , органогенно-детритусовый, с примесью терригенного и глинистого материала, содержащий большое количество морской фауны. Увел. 220. Ник. II. Свита C_2^7 . Ханженковский район. Донецкий угольный бассейн.
9. Известняк L_5 , крупноорганогенно-детритусовый, с разнообразной морской фауной. Увел. 220. Ник. II. Свита C_2^6 . Ханженковский район. Донецкий угольный бассейн.

Фототаблица XXIII

Морские отложения

Гумидный тип седиментации

1. Отчетливый контакт между органогенно-зоогенным известняком и глинистым известняком, представленным сильноизвестковистым аргиллитом. Свита C_2^7 . Макеевский район. Донецкий угольный бассейн.
2. Образец из нижней части органогенно-зоогенного известняка K_8 . Видны пустоты, частично выполненные кальцитом и мелкими кристаллами пирита. Свита C_2^5 . Шахта Ново-Гродовка 1-2. Красноармейский район. Донецкий угольный бассейн.
3. Алевролит мелкозернистый, со сферолитами сидерита. Увел. 50. Ник. II. Свита C_2^7 . Красноармейский район. Донецкий угольный бассейн.
4. Остатки крупных раковин Brachiopoda в алевролите мелкозернистом. Нат. вел. Свита C_2^4 . Макеевский район. Донецкий угольный бассейн.
5. Известняк L_1 органогенный, зоогенно-фитогенный. Увел. 50. Ник. II. Свита C_2^6 . Красноармейский район. Донецкий угольный бассейн.
6. Остатки крупных раковин Brachiopoda в аргиллите. Увел. 50. Ник. II. Свита C_2^5 . Добропольский район. Донецкий угольный бассейн.

Фототаблица XXIV

Морские отложения

Аридный тип седиментации

1. Алевролит мелкозернистый, грязновато-зеленоватого цвета, с зеркалами скольжения и включениями железисто-карбонатных конкреций по возможным корневым остаткам. J₃. Итатская мульда. Тягинская свита. Ачинский угольный бассейн.

2. Аргиллит алевролитовый, пестроцветный, с зеркалами скольжения и включениями конкреционных образований, энергично вскипающих с соляной кислотой. По всей толще – прожилки кальцита, приуроченные к зеркалам скольжения и возможным местам корневых остатков. J₃. Итатская свита. Тягинская мульда. Ачинский угольный бассейн.

3. Песчаник мелкозернистый, алеврито-глинистый, пестроцветный, неслоистый, с неправильной беспорядочной текстурой, участками карбонатный. J₃. Итатская мульда. Тягинская свита. Ачинский угольный бассейн.

4. Аргиллит пестроцветный, с остроугольно-раковистым изломом, содержит мелкие конкреционные образования железисто-карбонатного состава; порода в целом слабо вскипает от соляной кислоты. J₃. Итатская мульда. Тягинская свита. Ачинский угольный бассейн.

5. Аргиллит зеленовато-серый, с остроугольно-раковистым изломом и включениями железисто-карбонатных желвакообразных конкреций. J₂². Канско-Тасеевская впадина. Мурминская свита. Канский угольный бассейн.

6. Алевролит мелкозернистый, зеленовато-серый, пронизан мелкими прожилками кальцита, располагающимися по всем направлениям, содержит мелкие желвакообразные железисто-карбонатные конкреции. J₃. Итатская мульда. Соболевская свита. Ачинский угольный бассейн.

7. Аргиллит зеленовато-серый, с остроугольно-раковистым изломом и беспорядочным включением желвакообразных железисто-карбонатных конкреций. J₃. Итатская мульда. Тягинская свита. Ачинский угольный бассейн.

8. Алевролит крупнозернистый, глинистый, пестроцветный, со слабовыраженной горизонтально-волнистой слоистостью; имеются включения желвакообразных железисто-карбонатных конкреций. J₃. Березовская мульда. Соболевская свита. Ачинский угольный бассейн.

9. Аргиллит пестроцветный, со слабо выраженной горизонтально-волнистой слоистостью, подчеркнутой различной окраской – от зеленоватой до красно-бурой. J₂. Итатская мульда. Итатская свита. Ачинский угольный бассейн.

10. Песчаник мелкозернистый (А), светло-серый, обогащен мелкими желвакообразными карбонатными конкрециями; алевролит крупнозернистый (Б), серый, с мелкими кристалликами пирита. Между ними – прослой алевролита мелкозернистого глинистого (В), обогащенного железисто-карбонатным материалом. Этот прослой очевидно отражает момент кратковременного осушения прибрежной зоны водного бассейна. J₂. Итатская мульда.

11. Аргиллит пестроцветный, со слабовыраженной горизонтально-волнистой слоистостью, участками карбонатный (А). В остальном подобен слою 10. J₂. Итатская мульда. Итатская свита. Ачинский угольный бассейн.

Responsible Editor
B.V. Polyansky

Editorial Board:
Yu.G. Leonov (Editor-in-Chief), *M.A. Akhmetiev*, *Yu.O. Gavrillov*,
Yu.V. Kariakin, *M.A. Semikhatov*, *M.D. Khutorskoy*

Reviewers:
L.I. Bogoliubova, *M.V. Golitsin*

Transactions of the Geological Institute / Geological Inst. of RAS. –Moscow : Publishers of the USSR Academy of Sciences, 1932–1964. – Moscow : Nauka, 1964– . – ISSN 0002-3272.

Vol. 557: *The Evolution of Coal Formations in the History of the Earth / P.P. Timofeev ; [ed by B.V. Polyansky].* – Moscow : Nauka, 2006. – 204 p. – ISBN 5-02-033675-0 (in cloth).

The monograph briefly presents the author's concept of the evolution of coal formations in the history of the Earth generation and evolution process and its driving force, methods of definition of paleoenvironments of sedimentary rock formation. The author also considers processes of biochemical decay of the primary plant substance which produces peat and coal, their chemical composition, and relationship of different coal types with particular settings of sediments and peat accumulation. A geological genetic classification of humus coals, elaborated by the author, is suggested. The monograph also discusses further prospects of studies of sedimentary facies, including the coal-bearing ones.

For geologists, sedimentologists, lithologists, teachers and students at institutions of higher education and colleges.

Научное издание

Тимофеев Петр Петрович

**ЭВОЛЮЦИЯ
УГЛЕНОСНЫХ
ФОРМАЦИЙ
В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ**

Труды геологического института РАН, вып. 557

*Утверждено к печати
Редакционной коллегией
Геологического института
Российской академии наук*

Зав. редакцией *Н.А. Степанова*
Редактор *И.М. Ерофеева*
Художник *Ю.И. Духовская*
Художественный редактор *В.Ю. Яковлев*
Технический редактор *О.В. Аредова*
Корректоры *Р.В. Молоканова, Е.Л. Сысоева*

Подписано к печати 21.12.2005
Формат 70 × 100¹/₁₆. Гарнитура Таймс
Печать офсетная
Усл.печ.л. 16,9 + 3,3 вкл. Усл.кр.-отт. 20,9
Уч.-изд.л. 19,1. Тираж 360 экз. Тип. зак. 3091

Издательство «Наука»
117997, Москва, Профсоюзная ул., 90

E-mail: secret@naukaran.ru
www.naukaran.ru

Отпечатано с готовых диапозитивов
в ГУП «Типография «Наука»
199034, Санкт-Петербург, 9 линия, 12

АДРЕСА КНИГОТОРГОВЫХ ПРЕДПРИЯТИЙ ТОРГОВОЙ ФИРМЫ “АКАДЕМКНИГА” РАН

Магазины “Книга-почтой”

- 121099 Москва, Шубинский пер., 6; 241-02-52 Сайт: www.LitRAS.ru E-mail: akadem.kniga@G23.relcom.ru
197345 Санкт-Петербург, ул. Петрозаводская, 76; (код 812) 235-40-64

Магазины “Академкнига” с указанием букинистических отделов и “Книга-почтой”

- 690088 Владивосток, Океанский проспект, 140 (“Книга-почтой”);
(код 4232) 45-27-91 antoli@mail.ru
620151 Екатеринбург, ул. Мамина-Сибиряка, 137 (“Книга-почтой”);
(код 3433) 50-10-03 kniga@sky.ru
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 298 (“Книга-почтой”);
(код 3952) 42-96-20 aknir@irlan.ru
660049 Красноярск, ул. Сурикова, 45;
(код 3912) 27-03-90 akademkniga@krasmail.ru
220012 Минск, проспект Ф. Скорины, 72; (код 10375-17) 232-00-52, 232-46-52
117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7; 124-55-00 akadkniga@nm.ru; <http://akadkniga.nm.ru> (Бук. отдел 125-30-38)
117192 Москва, Мичуринский проспект, 12; 932-74-79
127051 Москва, Цветной бульвар, 21, строение 2; 921-55-96 (Бук. отдел)
113105 Москва, Варшавское ш., 9, Книж. ярмарка на Тульской (5 эт.);
737-0333, 737-0377 (доб. 50-10)
117997 Москва, ул. Профсоюзная, 90; 334-72-98 akademkniga@naukaran.ru
105062 Москва, Б. Спасоглинищевский пер., 8 строение 4;
924-72-19 (Бук. отдел)
630091 Новосибирск, Красный проспект, 51;
(код 3832) 21-15-60 akademkniga@mail.ru
630090 Новосибирск, Морской проспект, 22 (“Книга-почтой”);
(код 3833) 30-09-22 akdmn2@mail.nsk.ru
142290 Пушкино Московской обл., МКР “В”, 1 (“Книга-почтой”);
(код 277) 3-38-80
191104 Санкт-Петербург, Литейный проспект, 57;
(код 812) 272-36-65 ak@akbook.ru (Бук. отдел)
199164 Санкт-Петербург, Таможенный пер., 2; (код 812) 328-32-11
194064 Санкт-Петербург, Тихорецкий проспект, 4 (код 812) 247-70-39
199034 Санкт-Петербург, Васильевский остров, 9-я линия, 16;
(код 812) 323-34-62
634050 Томск, Набережная р. Ушайки, 18;
(код 3822) 51-60-36 akademkniga@mail.tomsknet.ru
450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 (“Книга-почтой”);
(код 3472) 24-47-74 akademkniga@ufacom.ru
450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49; (код 3472) 22-91-85

Коммерческий отдел, г. Москва
Телефон для оптовых покупателей: 241-03-09
Сайт: www.LitRAS.ru
E-mail: akadem.kniga@G23.relcom.ru
akademknigam@mail.ru
Склад, телефон 291-58-87
Факс 241-02-77

*По вопросам приобретения книг
государственные организации
просим обращаться также
в Издательство по адресу:
117997 Москва, ул. Профсоюзная, 90
тел. факс (095) 334-98-59
E-mail: [initsiat @ naukaran.ru](mailto:initsiat@naukaran.ru)
Internet: www.naukaran.ru*

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА



ТИМОФЕЕВ Петр Петрович – член-корреспондент РАН, доктор геолого-минералогических наук, профессор, советник Российской академии наук, лауреат Государственной премии СССР (1972 г.) и Президиума Академии наук СССР (1954 г.). С 1989 г. – советник АН СССР – РАН. С 1947 г. по настоящее время работает в Геологическом институте РАН.

По его инициативе и при его непосредственном участии в 1983 г. на Геологическом факультете МГУ им. М.В. Ломоносова создана кафедра «Литологии и морской геологии», возглавляемая им до 1990 г. В настоящее время П.П. Тимофеев в Университете читает курсы лекций: «Учение о фациях и палеогеография» и «Учение о генетических осадочных формациях» (4-й и 5-й курсы). Опубликовал более 420 работ, в том числе 12 монографий.

ISBN 5-02-033675-0



9 785020 336759

НАУКА