УГЛЕНАСЫЩЕННОСТЬ, ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ И МЕТАМОРФИЗМ УГЛЕЙ ТЮМЕНСКОЙ СВИТЫ ШАИМСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО РАЙОНА (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)



Екатеринбург 2006 Федеральное агентство по образованию



Государственное образовательное учреждение высшего профессионального образования "Уральский государственный горный университет"

УГЛЕНАСЫЩЕННОСТЬ, ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ И МЕТАМОРФИЗМ УГЛЕЙ ТЮМЕНСКОЙ СВИТЫ ШАИМСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО РАЙОНА (Западная Сибирь)

Научное издание

Под редакцией В. П. Алексеева

Екатеринбург 2006 УДК 551.5 (571) У25

У25 Угленасыщенность, петрографический состав и метаморфизм углей тюменской свиты Шаимского нефтегазоносного района (Западная Сибирь) / В. П. Алексеев, В. И. Русский, Ю. Н. Федоров и др.; под ред. В. П. Алексеева. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2006. 158 с.

Подробно рассмотрена угленосность глубокозалегающих юрских отложений, являющихся объектом нефтедобычи. Выполнены детальные углепетрографические исследования, позволившие установить и проанализировать условия торфо(угле)накопления. Обширный объем аналитических данных, включающий 94 определения R_o , позволил установить закономерности в изменении метаморфизма углей. Определено корреляционное значение горизонта с повышенной угленасыщенностью в пределах западного и южного обрамления Западно-Сибирской плиты. Установлена аномально низкая зольность многих углепроявлений и сделана попытка объяснения этого феномена. Выявлен новый тип метаморфизма углей (зет-метаморфизм), обусловленный постинверсионными послойными тектоническими подвижками фрикционной природы.

Для специалистов в области геологии горючих ископаемых.

Табл. 14. Фототабл. 23. Илл. 44. Библ. 100 назв.

Авторский коллектив: В. П. Алексеев, В. И. Русский, Ю. Н. Федоров, Д. Д. Журавлева, Т. Ф. Красковская, Н. В. Пронина, Л. И. Свечников.

Рецензенты: канд. геол.-минерал. наук В. Н. Кошевой отдел геологии нефти и газа Регионального агентства по недропользованию по УрФО

Печатается по решению Редакционно-издательского совета Уральского государственного горного университета

© Уральский гос. горный университет, 2006 © Авторы, 2006

введение

Тесная связь многих угленосных и нефтегазоносных толщ, формировавшихся в крупных и гигантских, генетически единых осадочных бассейнах, не вызывает сомнений. Именно с генетических позиций она детально охарактеризована А. И. Егоровым [34] и сжато описана в ряде статей М. В. Голицына и др., причем в последних – с особым акцентом на Западно-Сибирскую плиту и ее обрамление [29, 30]. Раннеплитный комплекс юрских отложений Западно-Сибирского осадочного мегабассейна содержит до 25-30 % общих ресурсов нефти и газа. В то же время он является типичным представителем раннемезозойской (Т₃-J₂) эпохи торфо(угле)накопления, достаточно хорошо изученной на обрамляющих Западно-Сибирскую плиту территориях (восточный склон Урала, Северный Казахстан, Южная Сибирь). К настоящему времени угленосность нижнесреднеюрских отложений Западной Сибири охарактеризована в немногих работах [61], более подробно – по юго-восточной части Западно-Сибирской плиты [83]. В сжатом виде сведения о рекомендуемом к выделению Западно-Сибирском угольном бассейне изложены в современном издании энциклопедического характера [43].

Литологами Уральского гос. горного университета (УГГУ) юрские отложения Шаимского нефтегазоносного района (НГР) изучаются с 2002 г. За это время, в рамках методики фациально-циклического анализа, исследован керн 50 скважин, произведена оценка геологического строения отдельных площадей и района в целом [7-10]. Работы, естественно, ориентировались на установление закономерностей в составе и строении толщи, с позиций размещения и прогноза коллекторов нефти и газа – главного объекта практического значения. В то же время, определенное внимание уделялось и изучению собственно углепроявлений [6, 41]. Помимо того, что основной состав коллектива исполнителей представлен именно геологами-"угольщиками", это обосновывалось и тем, что органическое вещество вообще, и в особенности сконцентрированное в угольных пластах и прослоях, является общепризнанным "геологическим термометром". Роль этого параметра чрезвычайно велика при изучении осадочных бассейнов, включающих нефтегазовые скопления. Первоначально широко применяемые "углемарочные" шкалы к настоящему времени трансформированы в детальную шкалу катагенеза, где одним из основных параметров является показатель отражения витринита (R_o). Чаще всего этот и другие показатели определяются для рассеянного органического вещества (РОВ) [68], поскольку угольные пласты, вследствие специфических условий своего образования (климат, рельеф и пр.), характеризуются достаточно локальным (s. lato) развитием. В этом плане представляемые результаты, полученные традиционными для угольной геологии методами, могут представить как научный, так и практический интерес. Особенно это подчеркивается тем, что конкретные сведения по измерениям *R*₀ в углях для Шаимского НГР нами в опубликованной литературе последних лет не встречены.

В техническом сопровождении работы (подготовка проб, выполнение и оформление чертежей и пр.) приняли участие сотрудники кафедры литологии и

геологии горючих ископаемых Л. М. Вишнякова, И. В. Князева и Т. С. Мызникова, а также студентка М. Пудовкина, которым авторы искренне признательны, равно как и выполнившему расчеты корреляционной зависимости канд. геол.-минерал. наук В. С. Балахонову. Набор и макетирование текста выполнены А. В. Алексеевым и Н. В. Устьянцевой, которым мы благодарны особенно.

Представленный в монографии фактический материал большей частью является достаточно тривиальным для геологов-угольщиков, но не часто встречается в сводках по нефтегазоносным толщам. Выводы геологического характера, намеченные в конце работы, нуждаются в дополнительном изучении и подтверждении, что мы надеемся сделать в последующих исследованиях. В любом случае авторы будут признательны за замечания и пожелания, которые возникнут у прочитавших представленный скромный труд.

1. УГЛЕГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА РАБОТ

Угли Западной Сибири в течение долгого времени практически не привлекали к себе внимания. В многотомной монографии, которая вплоть до конца XX в. служила главным источником сведений по геологии угольных месторождений СССР, им отведено менее 30 стр., что составляет 0,3 % от объема соответствующего тома и исчезающие доли процента от общего объема данного энциклопедического издания [44]. В связи с интенсивным изучением чехла Западно-Сибирской плиты (ЗСП) в процессе поисковых и разведочных работ на нефть и газ, объем знаний об угленосности осадочного комплекса в последние десятилетия многократно увеличился. Это позволило ряду авторов дать комплексную оценку выделенного Западно-Сибирского угольного бассейна вначале в подробных статьях [29, 100], а затем – в исчерпывающем разделе современного энциклопедического издания по угольной базе России [43].

Угленосные отложения Западно-Сибирской плиты и её обрамления

Предваряя геологическую характеристику Западно-Сибирского угольного бассейна, дадим точное и емкое определение, касающееся закономерностей размещения угленосных толщ вообще, в виде развернутой цитаты из работы [54]. «Сопоставление размещения угольных бассейнов с положением основных геотектонических элементов земного шара указывает на ведущее влияние структурно-тектонического фактора..... на их современные и первичные размеры. Например, ... семь бассейнов-гигантов (Ленский, Тунгусский, Таймырский, Канско-Ачинский, Кузнецкий, Аппалачский и, возможно, Алта-Амазона) располагаются, как правило, в синеклизах периферии платформ и относятся к политипным... Менее крупные бассейны ... приурочены к границам платформ со складчатыми зонами, еще менее крупные - к располагающимся вблизи платформ унаследованным или наложенным впадинам. В общем же платформы как бы концентрически опоясаны угленосными формациями (курсив наш. – В. А.)... Вне такого опоясывания угольные месторождения сильно диспергированы...». К изложенному добавим, что если к бассейнам-гигантам, которые перечислены выше, относятся те, которые характеризуются ресурсами свыше 500 млрд т углей, то к какому типу следует отнести Западно-Сибирский, с его ресурсами 19,6 трлн т углей [43]? При этом 17,4 трлн т из них приходится на узкий стратиграфический горизонт нижней – средней юры; в подсчет принимались угольные пласты мощностью более 1 м. Справочно укажем, что мировые ресурсы угля по одной из последних оценок составляют 32,5 трлн т [24]. Для справедливости и «сближения» приведенных цифр дополним, что если мировые угольные ресурсы в основном оценивались до глубины 1800 м, то для Западно-Сибирского бассейна они подсчитаны без этого ограничивающего параметра. Изложенное иллюстрирует схема угленосности, приведенная на рис. 1.1.



Рис. 1.1. Схема угленосности Западно-Сибирского бассейна и смежных территорий [43]:

Угленосные отложения девонского возраста: I – на современном эрозионном срезе, 2 – вскрытые буровыми скважинами под более молодыми отложениями; угленосные отложения каменноугольного и пермского возраста: 3 - на современном эрозионном срезе, выражающиеся в масштабе схемы, 4 - то же, не выражающиеся в масштабе, 5 - вскрытые буровыми скважинами под более молодыми отложениями; угленосные отложения позднетриасового возраста: 6 - на современном эрозионном срезе, выражающиеся в масштабе схемы, 7 - то же, не выражающиеся в масштабе, 8 - вскрытые буровыми скважинами под более молодыми отложениями; угленосные отложения ранне-среднеюрского возраста: 9 - на современном эрозионном срезе, выражающиеся в масштабе схемы, 10 - то же, не выражающиеся в масштабе, 11 - контур распространения под более молодыми отложениями; 12 – угленосные отложения позднеюрского возраста; 13 – угленосные отложения мелового возраста; угленосные отложения палеогенового и неогенового возраста: 14 - контур распространения, 15 - площади, не выражающиеся в масштабе карты; 16 – выходы складчатого основания Западно-Сибирского бассейна; угленосные бассейны, площади, районы: I – Печорский бассейн, II – Сосьвинско-Салехардская площадь, III – Таймырский бассейн, IV – Тунгусский бассейн, V – Туруханский район, VI – Серовский район, VII – Егоршинско-Каменский (Среднезауральский) район, VIII – Буланаш-Елкинский район, IX – Челябинский бассейн, Х – Тургайский бассейн, XI – Экибастузский бассейн, XII – Майкюбенский бассейн, XIII – Прииртышский район, XIV – Базойский район, XV – Горловский бассейн, XVI – Кузнецкий бассейн, XVII – Барзасский район, XVIII – Канско-Ачинский бассейн; площади нефтепоискового бурения: XIX – Ярудейская, XX – Ермаковская, XXI – Туруханская, XXII – Надеждинская, XXIII – Вартовская, XXIV – Нижнетабаганская, XXV – Заводоуковская, XXVI - Омская, XXVII - Барабинская, XXVIII - Чулымская

Как видно из нее, в окраинных частях Западно-Сибирской плиты (ЗСП) или в непосредственно примыкающих к ней складчатых сооружениях расположены два из пяти российских угольных бассейнов-гигантов: Канско-Ачинский и Кузнецкий. К ним добавляются меньшие по размерам и угольным ресурсам Сосьвинско-Салехардский, Тургайский и Майкюбенский угольные бассейны (два последних расположены на территории Республики Казахстан). Кроме того, следует добавить ещё более некрупные бассейны и районы восточного склона Урала: Челябинский, Буланаш-Елкинский и Серовский (см. рис. 1.1).

Угленосность в обрамлении Западно-Сибирской плиты охватывает весь стратиграфический диапазон – от позднедевонских углей Барзасского района до кайнозойских депрессий Прииртышья (см. рис. 1.1). В то же время отчетливо проявлены два максимума торфо(угле)накопления: верхнепалеозойский (в основном C_3 – P_2) и раннемезозойский (T_3 – J_2). Они разделены «триасовой паузой», характерной для большей части Северного полушария Земли.

В пределах огромной территории Западно-Сибирского угольного бассейна угленосность приурочена исключительно к мезокайнозойскому чехлу ЗСП (рис. 1.2). При этом, как уже отмечалось выше, основной угленасыщенностью характеризуются нижне-среднеюрские отложения, относимые к раннемезозойской эпохе торфо(угле)накопления.

Рис. 1.2. Распространение угленосности в стратиграфическом разрезе Западно-Сибирского угольного бассейна [43]



1.2. Раннемезозойская эпоха торфо(угле)накопления

В обширной литературе по закономерностям формирования и размещения угленосных формаций и угольных бассейнов превалирует мнение об устойчивом выделении нескольких эпох (этапов) торфо(угле)накопления, каждая из которых характеризуется своеобразным набором растительных сообществ, специфическими геотектоническими, палеогеографическими и иными условиями осадко- и торфонакопления. Достаточно общепринятое расчленение сводится к выделению следующих крупных эпох: девонской (Д) – каменноугольной (С) – пермской (Р) – раннемезозойской ($T_3 - J_2$) – позднемезозойской ($J_3 - K_2$) – кайнозойской (KZ) [1, 65]. Более дробное деление предложено В. М. Цейслером [96], в частности, выделяющим для рассматриваемого в разделе уровня позднетриасовую и ранне–среднеюрскую эпохи. Обе они в пределах обрамления ЗСП стратиграфически соответствуют времени горо(блоко)образования и существования отрицательных орогенных структур, что присуще подвижным поясам и их непосредственному обрамлению (в другой тектонической интерпретации – молодым платформам).

На рис. 1.3 (представляющем упрощенный вариант рис. 1.1, но с дополнениями) показано распространение нижне–среднеюрских угленосных отложений на территории Западно-Сибирской плиты (собственно Западно-Сибирский угольный бассейн), а также ряда угольных бассейнов и угленосных районов, расположенных в её обрамлении и на соседних территориях, в иных геоструктурных зонах.

Стратиграфическое расчленение триас-юрских отложений рассматриваемой территории приводится на рис. 1.4. Следует отметить, что в условиях резкой невыдержанности литологического состава оно продолжает оставаться предметом острой дискуссии. Не вдаваясь в неё, отметим, что продолжает оставаться высокой валидность понятия «тюменская свита», впервые выделенной Н. Н. Ростовцевым в 1955 г. как комплекс пород, расположенных между кровлей фундамента и подошвой верхнеюрских отложений. В этом отношении весьма реально выделение данного комплекса в ранге *серии*, состоящей из трех свит: нижней (шеркалинской), средней (тогурской) и верхней (тамбаевской) [33].

В геотектоническом отношении для триас-юрского отрезка времени достаточно отчетливо установлено, что интенсивный раннетриасовый рифтогенез на севере и в центральной части Западно-Сибирской плиты сопровождался активным пострифтовым прогибанием линейно-блокового характера на обширной территории в ходе формирования нижнеплитного комплекса (T_3 – J_2). При этом унаследованное нисходящее движение рифтовых зон и относительное поднятие межрифтовых участков создали основную структурную расчлененность мезокайнозойского чехла [58]. Общая характеристика подавляющей части грабенов и грабенообразных депрессий, хорошо наблюдаемых на любых региональных разрезах через ЗСП (например, рис. 1.5), с достаточной полнотой укладывается в систему понятий орогенеза и дейтероорогенеза [15].



Рис. 1.3. Схема угленосности Западно-Сибирской плиты и смежных территорий (по [43] с дополнениями):

1 – граница Западно-Сибирского плитного комплекса; 2 – города: В – Воркута, С – Салехард, Нр – Норильск, НУ – Новый Уренгой, ХМ – Ханты-Мансийск, Е – Екатеринбург, Т – Тюмень, О – Омск, Н – Новосибирск, К – Красноярск; угленосные отложения раннемезозойской эпохи (Т₃ – J₂): 3 – на современном эрозионном срезе, 4 – то же вне пределов Западно-Сибирского комплекса, 5 – контур распространения под перекрывающими отложениями; 6 – направление омоложения возраста. Цифры в кружках: 1 – Сосьвинско-Салехардская площадь, 2 – Серовский район, 3 – Буланаш-Елкинский район, 4 – Челябинский бассейн, 5 – Тургайский бассейн, 6 – Майкюбенский бассейн, 7 – юрские впадины Кузнецкого бассейна, 8 – Канско-Ачинский бассейн (Чулымо-Енисейская часть)

Возраст, млн. лет	Система	Отдел	Ярус		Горизонт		Угленс	осные сер	рии и св	ИТЫ
		ИЙ	Волжский		Баженовский					
150-		нхdе	Кимериджский		Георгиевский					
	Ψ	щ	Оксфордский		D		Васюганс	кая Науна	акская	Гяжинская
160-	в	лй	Келловейский		васюганскии		свита	СВІ	ита	свита
		Т	Батский		Малышевский	Тольин-	Малышев	вская свита		
1/0-	¥	be h	Байосский		Леонтьевский	ская	Тю	менская с	вита	Итатская
	0	Ö	Ааленский		ВЫМСКИИ Лайдинский	~?~	-			свита
180-	•		Тесрекий	ь ,	Надояхский	Яны-	Шерка-	Котухтин-	Худосей	Ĭ-
	d	Д	Тоарский	KaHI	5 Китербютский	ская	свита	свита	свита	Иланская свита
190-	Q	т	Плинсбахский	9	Шараповский Левинский	свита		Ягельная		Макаров- ская свита
200-		× z T	Синемюрский		Зимний			<u>свита</u> Береговая (Новоурен-		
		-	Геттангский			1121		гойская) свита		
210-	н		Рэтский	ИЙ	Ятринский	Ятрийская Свита /	Сугоякская +Коркинс	-		
	В	рхний	Норийский	бинскі	Козыревский		∖ <u>кая свиты</u> / Козырев- ская свита	Тампей- ская		
220-	асо	Be	Карнийский	Челя	Калачевский		Калачев- ская свита	серия	Дроновска	я Омская
230-	ри	дний	Ладинский	нский	Анохинский		····		свита	свита
240	F	Cpe	Анизийский	Тури	Бичуевский					
\sum	1		2							

Рис. 1.4. Стратиграфическое расчленение триас-юрских отложений Западно-Сибирской плиты и обрамляющих территорий [43]:

1 – перерывы в осадконакоплении; 2 – безугольные интервалы

Большинству угленосных толщ, принадлежащих к раннемезозойской эпохе, присущи единые черты строения, обусловленные конвергентностью условий их формирования [4, 20]. При установленном единстве строения рассматриваемых угленосных толщ особый интерес вызывают различия во времени их формирования (внутри эпохи), что позволяет судить о возрастном скольжении [7]. Для рассматриваемого региона несомненно «соскальзывание» угленосных толщ по направлению к центру ЗСП, более явно проявляющееся для её западной и южной частей, что отчетливо видно на рис. 1.3. Особенно четко установленное скольжение проявляется по двум условным профилям: южному (поздний триас Челябинского бассейна – ранняя юра Убаганской и средняя юра Приишимской групп месторождений Тургайского бассейна) и северному (поздний триас Богословско-Веселовской группы Серовского района и Люльинского месторождения Северо-Сосьвинского района – ранняя-средняя и частично поздняя юра Серовского района и Сосьвинско-Салехардского бассейна). «Внутри» этих профилей имеют место локальные смещения, хорошо проявленные в Северо-Сосьвинском и Тургайском бассейнах.



Рис. 1.5. Разрез Западно-Сибирского бассейна по линии А1 – А2 [43]:

1-3 - кайнозойские и мезозойские угленосные отложения: 1 - с преобладанием пластов углей мощностью 1 м и более, 2 - с преобладанием пластов мощностью менее 1 м, 3 - с невыдержанной угленосностью; 4, 5 – верхнепалеозойские угленосные отложения с установленной (4) и возможной (5) угленосностью; 6 – угленосные комплексы: hPN – палеогеновонеогеновый, hK₁₋₂ – нижне-верхнемеловой (аптско-альбско-сеноманский), hK₁ – нижнемеловой (валанжинско-готеривско-барремский), hJ_3 – верхнеюрский, hJ_{1-2} – нижне-среднеюрский, hT₂₋₃ – средне-верхнетриасовый, hPZ₃ – верхнепалеозойский (каменноугольно-пермский); 7 – изолинии показателя отражения витринита R_0 , %; 8 – стратиграфические уровни по кровле региональных горизонтов: I – атлымского, II – ганькинского, III – уватского, IV – алымского, V – баженовского, VI – малышевского, VII – ятринского; 9, 10 – нижне-среднетриасовые образования: 9 – преимущественно базальтоиды, 10 – то же, с участием осадочных пород; 11 – дотриасовые неугленосные образования; 12 – разрывные нарушения; 13 – скважины: 1 – "Ляпинская-150", 2 – "Сартыньинская-1", 3 – "Нарыкарская-122", 4 – "Шеркалинская-131", 5 - "Талинская-1", 6 - "Елизаровская-25", 7 - "Ханты-Мансийская-22", 8 - "Тундринская-100", 9 - "Широковская-200", 10 - "Нижневартовская-22", 11 - "Александровская-1", 12 - "Трассовая-315", 13 – "Усть-Сильгинская-10", 14 – "Колпашевская-2", 15 – "Карбинская-1", 16 – "Чулымская-1", 17 – "Белогорская-1"; 14, 15 – на врезке: 14 – контур Западно-Сибирского бассейна, 15 – расположение разреза

Суммируя основные характеристики раннемезозойских отложений рассматриваемой территории, мы приходим к следующему. С одной стороны, вопервых, ведущая роль в контроле состава, строения и условий формирования отложений на этом этапе принадлежала гетерогенному, блоковому строению фундамента, а во-вторых, сами отложения накапливались во внутриконтинентальной обстановке, что по большей части исключает применение традиционных для стратиграфии высокоточных палеонтологических методов, вызывая затруднения при корреляции сложнопостроенных толщ даже на близких расстояниях и пр.

С другой стороны, строение большинства раннемезозойских толщ конвергентно, и тем самым они показывают свою независимость от геотектонического положения (см. выше). Исходя из этого, видится рациональным и своевременным выделение *тюменской формации*, как комплекса внутриконтинентальных отложений, связанных единством геотектонической природы и палеогеографической обстановки формирования. Это совпадает с высказанным в работе [82] предложением о выделении заводоуковской (тюменской) формации для Среднего Приобья. Еще раньше в работе [53] для Центрально-Евразийской эпипалеозойской платформы в целом предложено выделять песчано-глинистую субугленосную нижне-среднеюрскую формацию. По-видимому, аналогичный подход к расчленению толщи будет целесообразным и для Южной Сибири. При этом границы возрастного скольжения тюменской формации не должны задаваться априори. По меньшей мере, в нижней её части, при безусловном примате вертикальных, часто ступенеобразных перемещений отдельных блоков или их групп, эта граница существенно меняется даже в близрасположенных участках. Фактически такое предложение весьма близко к рассуждениям о валидности отложений тюменской свиты (серии) в первоначальном представлении Н. Н. Ростовцева [33] (см. выше).

1.3. Нижнеплитный комплекс отложений Шаимского нефтегазоносного района

С 2002 г. научной группой УГГУ ведется изучение отложений Шаимского нефтегазоносного района с позиций классического литолого-фациального анализа. Тем самым представилась возможность оценить среднеюрские отложения традиционно выделяемой тюменской свиты как связующего звена в реконструкции условий формирования раннемезозойской эпохи торфо(угле)накопления по обширной территории, охватывающей ряд площадей, «опоясывающих» Западно-Сибирскую плиту и находящихся за её пределами. Важнейшим выводом из выполненных работ следует, что, благодаря конвергентности основных параметров, состав и строение тюменской свиты совершенно совпадают со всеми структурными и фациальными показателями, характеризующими модель строения раннемезозойской угленосной формации [20].

Шаимский нефтегазоносный район (НГР) расположен в центральной части самой западной в Западно-Сибирской НГ-мегапровинции, Приуральской НГобласти. В геологическом отношении он охватывает Шаимский мегавал и прилегающие к нему с запада и севера территории (рис. 1.6). Промышленно нефтегазоносны среднеюрские континентальные отложения тюменской свиты и локально развитая келловей–верхнеюрская вогулкинская пачка. Хотя шаимская нефть явилась первой в Западно-Сибирском нефтегазодобывающем комплексе (начало освоения в 1964 г.), в настоящее время ресурсный потенциал района невелик и составляет менее 1 % общих ресурсов Западно-Сибирской НГ-мегапровинции.

При изучении юрских отложений Шаимского НГР установлены закономерности в строении тюменской свиты, распространенной на большей части площади и характеризующейся значительными изменениями мощности (0...-50...-150 м). Корреляция разрезов с использованием системнолитмологического метода (выделение циклитов по смене гранулометрических типов пород, отражающихся в конфигурации ГИС) выполнена новосибирскими литологами [59]. Однако однозначное выделение циклитов в нижней и верхней частях тюменской свиты оказалось затруднительным вследствие изменчивости фациального состава. Этих затруднений удается избежать при использовании



Рис. 1.6. Геолого-структурная схема Шаимского нефтегазоносного района, расположенного в центральной части Приуральской нефтегазоносной области (слева вверху):

1 – изогипсы отражающего горизонта A (поверхность фундамента); 2 – скважины; 3 – площади с отсутствием тюменской свиты

"классического" литолого-фациального анализа [3]. В наиболее полном разрезе тюменской свиты, изученном нами на Ловинском и Западно-Тугровском месторождениях, весьма уверенно выделяются *четыре* литоцикла второго порядка (ЛЦ-II), которые для удобства пронумерованы арабскими цифрами (сверху вниз). В сводном, генерализованном виде соотношение литоциклов показано на рис. 1.7. Сразу же отметим, что их мощности (толщины) полностью соответствуют средним мощностям ЛЦ-II, характерным для всех изученных нами угле-

носных толщ раннего мезозоя (T₃-J₂) и которые составляют 25-40 м. ЛЦ-II уверенно коррелируются по всей территории Шаимского НГР. Составляющие же их элементарные литоциклы I порядка (ЭЛЦ), в силу своей изначальной, природной невыдержанности, надежно прослеживаются только на небольшие расстояния, в пределах отдельных месторождений.

В порядке выделения ЛЦ-II (сверху вниз по разрезу) дадим их краткое описание. Номер литоцикла указывается добавлением арабской цифры к его номенклатуре (см. рис. 1.7).

ЛЦ-II-1 имеет мощность от первых метров до (в основном) 18-33 м, сложен преимущественно мелководно-бассейновыми отложениями. Преимущественно имеет отчетливый трансгрессивный характер. В своей верхней части включает коллектор Ю₂, в нижней – Ю₃.

ЛЦ-II-2 при значительно меняющейся мощности, от 18-22 до 35 м, существенно различен и по фациальному составу, т. е. имеет специфический переходный облик. Регрессивный, или нейтральный, включает очень «растянутый» по разрезу коллектор Ю₄.

ЛЦ-II-3 варьирует по мощности от 25 до 45 м, представлен преимущественно озерно-аллювиальными отложениями, в отдельных скважинах замещающихся заливовыми, и отчасти – мелководно-бассейновыми. Нейтральный или трансгрессивный. Включает коллекторы Ю₅ (верхняя или средняя часть литоцикла) и Ю₆, четко приуроченный к его нижней части.

ЛЦ-ІІ-4, полностью вскрытый на Ловинском и Западно-Тугровском месторождениях, имеет мощность 35-38 м и сложен озерно-болотными, аллювиальными и заливовыми отложениями. В остальных скважинах, где породы подстилающего фундамента вскрыты с отбором керна, он сложен пролювиальноозерными осадками мощностью 5-15 м. Характер отчетливо трансгрессивный, он включает коллекторы Ю₇, Ю₈ и Ю₉.

Каждый из ЛЦ-II состоит из трех (редко двух или четырех) ЛЦ-I, что характерно для подавляющего большинства изученных нами терригенных угленосных толщ. Более детально вопросы цикличности в строении тюменской свиты разобраны нами в ряде работ, в т. ч. в статьях [3, 9].

Широко известно, что площадь седиментации раннемезозойских (T₃–J₂) отложений на территории Западно-Сибирской плиты разрасталась с севера на юг, с наиболее высокими темпами для конца плинсбаха, позднего тоара и байоса [84]. В келловей–позднеюрское время имела место региональная морская трансгрессия. Нами, на основании полученных данных, составлена генерализованная модель, характеризующая историю формирования отложений юрского возраста для изученной территории Шаимского НГР (см. рис. 1.7).

Первый этап характеризует начало процессов аккумуляции в пределах отдельных блоков на севере и северо-востоке Шаимского НГР (тип Л). В это время формировались отложения шеркалинской свиты, венчающиеся углистоглинистой радомской пачкой. Нами этот горизонт изучен на Ловинском и Западно-Тугровском месторождениях.



Рис. 1.7. Генерализованная модель истории геологического развития Шаимского НГР в раннемезозойскую эпоху:

1 – доюрский фундамент, расчлененный на отдельные блоки; 2 – перекрывающие нижнеплитный этаж морские келловей-верхнеюрские отложения; 3-7 – породы вогулкинской толщи: 3 – гравелиты, конгломераты; 4 – песчаники, 5 – известняки, 6 – алевролиты, 7 – дистальные выносы (оползни, оплывины); 8-10 – отложения тюменской свиты (формации): 8 – мелководно-бассейновые, 9 – континентальные, 10 – озерно-болотные (угли); 11 – радомская пачка; 12 – отложения собственно шеркалинской свиты.

Вверху – буквенные обозначения типов разрезов: ЛГ – «лысых гор», В – вогулкинский, Д – даниловский, С – сыморьяхский, Л – ловинский

Во время *второго* этапа осадконакопление охватило обширную территорию на севере Шаимского НГР, включая Сыморьяхское, Лазаревское, Тальниковое, Кетлохское месторождения (тип С). Вовлечение в процесс аккумуляции происходило в режиме *ингрессии*, т. е. при наступлении приемных водоемов на сушу с равнинным низменным рельефом, без угловых несогласий. В целом вовлечение большей части территории отмеченных месторождений в фазу аккумуляции имело характер инициального осадконакопления (заполнения ранее подготовленных «ванн»). Отмечается своеобразное финальное «запечатывание» практически всей территории достаточно заметным торфонакоплением, завершающим формирование четвертого литоцикла II порядка (ЛЦ-II-4).

В течение *третьего* этапа осадконакопление происходит на большей части северной территории Шаимского НГР. При этом наблюдается смена палеоландшафтов, с продвижением бассейновых условий в направлении с севера на юг. Данный этап соответствует формированию литоциклов второго порядка ЛЦ-II-2 и ЛЦ-II-3, отчетливо выделяющихся на колонках скважин.

Четвертый этап характеризует продолжение ингрессии, с её распространением на территорию Даниловского, Убинского, Умытьинского, части Тальникового месторождений (тип Д). На большей части территории Шаимского НГР соответствующий данному этапу ЛЦ-II-1 имеет мелководно-бассейновый генезис, четко отделяясь от нижележащих отложений, особенно – от ЛЦ-II-3 и ЛЦ-II-4, имеющих почти исключительно континентальный состав.

Наконец, *пятый* этап осадконакопления происходит в принципиально иных условиях обширной *трансгрессии* келловейского морского бассейна. Следствием этого являются локальные размывы приподнятых блоков фундамента, сопровождающиеся образованием вогулкинской толщи (тип В на рисунке). Перерыв в осадконакоплении имеет региональный характер. Вне области развития собственно вогулкинской, хорошо распознаваемой известковопесчаной пачки, в отложениях абалакской свиты выделяются синхронные прослои дистальных частей потоков, представленных терригенной примесью, оплывинами и взмучиваниями в тонкозернистых толщах. Наиболее приподнятые блоки фундамента были вовлечены в процесс осадконакопления позднее всего, тюменскими геологами они удачно названы «лысыми горами» (тип ЛГ на рис. 1.7).

Рассмотрение нижнеплитных отложений всего Западно-Сибирского осадочного мегабассейна в качестве тюменской *формации* нами частично обсуждено выше (см. окончание раздела 1.2). Пока, для Шаимского НГР, достаточно четко просматривается соответствие верхней части этой формации тюменской свите, как это и показано на рис. 1.7. При этом нижняя часть (подформация) адекватна нижней подсвите тюменской свиты [75] и соответствует ЛЦ-II-4; средняя подформация – средней подсвите (ЛЦ-II-2 и ЛЦ-II-3), а верхняя – верхней подсвите (ЛЦ-II-1).

2. ТЮМЕНСКАЯ СВИТА КАК УГЛЕНОСНАЯ ТОЛЩА

В задачу авторов не входило такое узкоспециальное изучение угленосности юрских отложений, как это принято в угольной геологии. Пласты и прослои угля нами рассматривались в основном как составная часть тюменской свиты, практическая ценность которой заключается исключительно в нефтегазовых ресурсах. Поэтому приводимые в главе сведения своей основной целью имеют предоставление геологической «привязки» отобранных проб. При этом приводится и ряд сведений, характеризующих как собственно угленасыщенность объекта исследований, так и встреченные углепроявления.

2.1. Угленасыщенность разреза отложений

Общие представления о составе и строении юрских отложений Шаимского нефтегазоносного района приведены в разделе 1.3, где на рис. 1.6 показано положение скважин, по которым произведено опробование углепроявлений, а на рис. 1.7 – генерализованная модель строения тюменской свиты. Синтезирующая их схема, отражающая информацию, какая часть свиты вскрыта каждой из скважин, приведена на рис. 2.1. На схеме не показана только скв. 10535 Умытьинского месторождения, "привязка" которой по стратиграфическому положению выглядит проблематичной.

Сведения по угленасыщенности тюменской свиты (общие и по выделенным литоциклам II порядка: см. рис. 1.7, 2.1) приведены в табл. 2.1. Для большей информативности все углепроявления по принятым в угольной геологии и горном деле интервалам разделены на три группы: прослои (и линзы) углей с мощностью (толщиной) менее 0,4 м; весьма тонкие пласты мощностью от 0,4 до 0,7 м; угольные пласты мощностью 0,7 м и более. Разделение последних на тонкие (0,7-1,2) и средней мощности (1,25-3,5 м) не проводилось.

Как видно из сведений, приведенных в табл. 2.1, общая угленасыщенность тюменской свиты достаточно велика и составляет 3,3 % (пластов с мощностью 0,7 м и более - 2,1 %). По этому показателю она соответствует многим промышленно осваиваемым бассейнам. Например, в Кузбассе коэффициент рабочей угленосности составляет около 4 %, а в Донбассе он не достигает 1 %.

В размещении угленосности по разрезу тюменской свиты наблюдаются совершенно четкие закономерности. Главная из них заключается в общем распределении угольной массы. Минимальная угленасыщенность, часто при ее полном отсутствии, присуща верхней части свиты (ЛЦ-II-1). Это связано с мелководно-бассейновым генезисом отложений данной части разреза (см. рис. 1.7), в условиях максимальной трансгрессии приемного водоема.



Рис. 2.1. Положение изученных и опробование на уголь скважин (см. рис. 1.6) на генерализованной модели строения тюменской свиты (см. рис. 1.7):

- вверху: типы разрезов (Д даниловский, С сыморьяхский, Л ловинский и номера скважин);
- справа: стратиграфическое расчленение разреза (А абалакская свита; цифры номера литоциклов II порядка, Р I
 - радомская пачка, Ш шеркалинская свита);
- внизу: индексы, использованные при нумерации проб (пояснения в тексте);
 - справа от проекций скважин номера отобранных проб

Напротив, повышенная угленосность, с почти повсеместным присутствием угольных пластов мощностью 1-2 м и более, характерна для самой нижней части свиты, а именно начинающего ее ЛЦ-II-4 (см. рис. 1.7). Здесь коэффициент угленосности составляет 7,3 %, в том числе по пластам мощностью 0,7 м и более — 5,7 %. Это является весьма высоким показателем для собственно угленосных толщ (в промышленно-практическом понимании данного определения). Наконец, средняя часть свиты (ЛЦ-II-2 и 3) характеризуется средними же параметрами угленасыщенности (см. табл. 2.1). Ее повышенные значения для ЛЦ-II-3 в основном присущи для тех блоков, в которых с данного литоцикла начинается процесс осадко- и торфонакопления. В данном случае именно ЛЦ-II-3 выступает в роли инициальной части формации (см. раздел 1.3) с первоначальным заполнением образовавшихся локальных депрессий озерно-аллювиальными отложениями с сопутствующими торфяниками.

Таблица 2.1

Литоциклы II поряд-	Характеристика угленосности:								
ка (см. рис. 1.7); в	в числителе - суммарная мощность угля по всем скважинам, м (в скоб-								
скобках - количество	ках - количество углепроявлений); в знаменателе – средняя мощность								
исходных данных	угля по скважинам, м (в скобках - доля угля в разрезе, %)								
(скважин)	П	Всего							
	до 0,4	0,4-0,7	0,7 и более						
	<u>1,15 (7)</u>	<u>0,40 (1)</u>		1,55 (8)					
ЛЦ-Ш-1 (14)	0,08 (0,3)	0,03 (0,01)	_	0,11 (0,4)					
$\Pi \Pi \Pi 2 (12)$	2,70 (18)	<u>2,15 (4)</u>	3,25 (3)	8,10 (25)					
ЛЦ-П-2 (15)	0,21 (0,7)	0,16 (0,6)	0,25 (0,8)	0,62 (2,1)					
$\Pi I I I 2 (11)$	<u>2,45 (18)</u>	<u>2,30 (5)</u>	<u>6,60 (7)</u>	<u>11,35 (30)</u>					
лц-п-5 (11)	0,22 (0,7)	0,21 (0,7)	0,60 (2,0)	1,03 (3,4)					
$\Pi I \Pi A (0)$	2,50 (19)	<u>1,85 (4)</u>	<u>15,35 (8)</u>	<u>19,70 (31)</u>					
лц-ш-4 (9)	0,28 (0,9)	0,21 (0,7)	1,70 (5,7)	2,19 (7,3)					
Средние данные: в									
числителе – суммар-									
ная мощность угля	<u>0,79</u>	<u>0,61</u>	<u>2,55</u>	<u>3,95</u>					
по разрезу, м;	0,7	0,5	2,1	3,3					
в знаменателе - доля									
угля в разрезе, %									

Угленасыщенность тюменской свиты

Вторая закономерность заключается в весьма равномерном распределении по большей части разреза тюменской свиты (ЛЦ-II-2-4) прослоев и тонких пластов угля мощностью менее 0,7 м (см. табл. 2.1). Это дополнительно подчеркивает промышленную угленасыщенность ее нижней части (ЛЦ-II-4) именно за счет угольных пластов "нормальной" мощности (0,7 м и более). Такие пласты – "концентраторы" растительной органики имеют место в 7 из 9 изученных скважин. Это определяет неплохую возможность использования данного параметра для корреляции отложений тюменской свиты: как при разных расстояниях между точками наблюдений, так и при разных стадиях работ, что с успехом используется в практике работ.

2.2. Взаимосвязь углей с вмещающими породами

Достаточно полное представление о размещении угольных пластов и прослоев в разрезе тюменской свиты дает колонка одной из изученных скважин, приведенная на рис. 2.2. Положение скв. 10628, пробуренной на Ловинском месторождении, приведено на рис. 1.6, а ее выбор обоснован полным разрезом тюменской свиты, имеющей здесь мощность 142,1 м (интервал 2140,0-2282,1 м).

По скважине установлено несколько углепроявлений. Наиболее значителен угольный пласт мощностью 1,8 м (2247,2-2249,0), залегающий на мощном комплексе отложений "заливового" генезиса. Выше него расположен 0,5метровый тонкий угольный пласт с озерной почвой и резкой кровлей в виде руслового песчаника (2245,7-2246,2 м). Аллювиально-озерно-болотный комплекс 5-метровой мощности (2247-2252 м) венчает нижний литоцикл II порядка тюменской свиты (ЛЦ-II-4).

Как выше, так и ниже этого комплекса, по разрезу скважины, в аллювиально-озерном ландшафте (ниже глубины 2205,2 м; см. рис. 2.2) наблюдается несколько тонких прослоев в основном угля мощностью от 5 до 20 см. На глубинах 2218,75-2219,50 и 2226,00-2226,80 м залегают тонкие пласты сложного строения, в которых угольной массе принадлежит 40-60 % объема.

Со сменой палеоландшафта на прибрежно-бассейновый (выше 2205,2 м) угленасыщенность разреза становится практически нулевой. Здесь отмечены только три 10-15-сантиметровых прослоя, представленных углистыми тонкозернистыми породами, насыщенными растительной органикой.

Приведенная колонка скважины наглядно отражает взаимосвязь угольных пластов и прослоев с породами разного гранулометрического состава и генезиса. В обобщающем виде их соотношение с различными обстановками осадконакопления отражено на рис. 2.3. Для 94 углепроявлений, изученных по 14 скважинам (см. табл. 2.1), фациальный состав пород их почв и кровли приведен в центре рис. 2.3. Совершенно естественно, что угольные пласты и прослои, характеризуя автохтонный процесс торфонакопления, в 62 случаях из 94 (66,0%) залегают на отложениях небольших застойных и слабопроточных озер. В них же они и переходят в 48 случаях (51,1 %). В то же время заболачиванию подвергаются (в порядке убывания) отложения поймы речных долин (13,8 %), открытых озерных водоемов (7,4 %), полуизолированного малоподвижного бассейнового мелководья (6,4 %). Редки случаи заболачивания заливов (3,2 %) и единичны - пролювия (2,1 %) и мелких прибрежных водотоков (1,1 %). В кровле пластов практически на том же уровне сохраняется доля пойменных (10,6 %) и заливовых (5,3 %) отложений, В то же время втрое повышается доля бассейнового мелководья (до 19,0 %). Одновременно, «на контрасте», в кровле пластов достаточно часто появляются русловые отложения (9 случаев из 94, что составляет 9,6 %), что, в общем, достаточно обычно для внутриконтинентальных угленосных толщ [90]. Среди "прочих" по одному разу встречены отложения мелких прибрежных водотоков, пролювия, открытых озерных водоемов и подводной части дельты (по 1,1 %).

Материал для проверки высказанных выше положений, а также выявления некоторых закономерностей дают четыре частные выборки, представленные на том же рис. 2.3. В его левой части они даны по самому верхнему (ЛЦ-II-1) и самому нижнему (ЛЦ-II-4) литоциклам II порядка, выделяемым в разрезе тюменской свиты (см. рис. 1.7, 2.1). Из приводимых данных отчетливо следует, что в нижней части свиты угли сформировались почти исключительно в озерно-аллювиальном ландшафте, лишь частично перекрываясь прибрежнобассейновыми и заливовыми отложениями. Для верхней же ее части присущ аллювиально-бассейновый тип торфонакопления, что соответствует общей тенденции изменения обстановок формирования отложений в процессе геологического времени (см. рис. 1.7).

В правой части рис. 2.3 приведены выборки по тонким угольным прослоям и собственно угольным пластам. В первом случае эти данные полностью соответствуют общей картине, что собственно следует из того, что именно эта выборка (2/3 общего количества данных) ее и определяет.

Значительно интереснее выборка по пластам мощностью 0,7 м и более. Так, для их подошвы полученные данные почти идентичны как общим, так и полученным для тонких прослоев. Но вот с показателями, полученными для ЛЦ-II-4 (где, собственно, эти пласты преимущественно и расположены - !) они существенно расходятся. Получается, что если набор обстановок для подошвы углепроявлений в ЛЦ-II-4 довольно специфичен (нет прибрежно-бассейновых и почти нет заливовых, но высока доля участия открытых озерных), то для подошвы собственно угольных пластов повышенной мощности он практически идентичен общему набору (средние данные). Таким образом, специфика набора обстановок, предшествовавших торфонакоплению в ЛЦ-ІІ-4, не проявляет связи в наличии тонких пластов с отложениями открытых и полуоткрытых водоемов различной площади (озера, бассейнов). Еще более интересен состав отложений кровли угольных пластов мощностью 0,7 м и более. Максимальное (среди всех выборок) участие здесь аллювиальных (в том числе русловых) отложений свидетельствует как в пользу благоприятствования для торфонакопления озерно-аллювиального ландшафта в целом, так и приводит к предположениям о возможности широкого проявления размывов накапливавшихся торфяников.

2.3. Исходный материал (пробы углей)

При документации керна скважин угли описывались как самостоятельный литологический тип, но специальному макропетрографическому описанию не подвергались. В основном макроскопически они блестящие и полублестящие, меньше – матовые и полуматовые. Макроструктура полосчатая и штриховатая. Излом – неровный, угловатый, реже – зернистый. Встречаются включения сульфидов железа размером до линзочек 1,5 х 0,5 см.

Всего из угольных пластов и прослоев разной мощности взяты 132 пробы, причем в большинстве скважин они отбирались из всех углепроявлений, встреченных в разрезе, независимо от их мощности.



углистой породы (в скобках), в знаменателе – породы (обычно ния абалакской свиты, 3 - песчамелкозернистый алевролит) зождения: строения. В 2240 2270 2280 2230 2250 2260 2290 2220 порядок) 4 က Литоциклы = заливов и бас. открытых озерные Генезис отложений KIAHPOT застойных и слабопроаллювиальные ыдннэмйог Ŋ русловые ശ ß ო 5 ,10-0,30 0,10 0,35 3-(0,3)0, 0,20 0,10 0,05 0,50 0,50 80.5 0,10 -0.1 2246,20 2246,85 2249,00 2220-2219,50 2254,10 2260-2259,90 2226,80 2240-2240,05 2263,20 2289,40 2250-2230-2270-2280-2290-2300-

Рис. 2.2. Геолого-геофи-0628 Ловинского месторекрывающие морские отложезическая колонка по скв. - породы фундамента; 2 - пе-

"углепроявления" мощности: цифра – угольного пласта или прослоя; цифра в скобках – углистого аргиллита вниз): в числителе – угля или сложного или алевролита; дробь (сверху ники (средний размер частиц угольные пласты и прослои; 6 более 4 Ф или 0,063 мм); 4 алевролиты и аргиллиты; 5 итлепроявления колонке



Рис. 2.3. Фациальный состав отложений, подстилающих (внизу) и перекрывающих (вверху) угольные пласты и прослои тюменской свиты. Слева масштаб (% участия пород различного генезиса). Т - геологическое время; М увеличение мощности. Для различных выборок в скобках - количество исходных данных.

Отложения (генетическая составляющая): 1 - полуизолированного малоподвижного бассейнового мелководья, 2 - заливно-лагунного побережья, 3 - подводной части дельты, 4 - мелких прибрежных водоемов, 5 - русловые, 6 - пойменные, 7 - открытых озерных водоемов, 8 - застойных и заболачивающихся озер, 9 - пролювия: 10 – «прочие» (сумма единичных характеристик для выборок большого объема, включающая набор из перечисленных выше макрофаций)

Полная привязка отобранных проб приведена в табл. 2.2, где дана и краткая характеристика углепроявлений (мощность, строение). Индексация проб, приведенная в табл. 2.2 (см. также рис. 2.1) и использованная в дальнейшем, выполнена следующим образом:

• буква (или две буквы) в начале индекса соответствуют месторождению (площади, участку): Т – Тальниковое, Д – Даниловское, Тн – Тангинское (л. у. Пулытьинский II), С – Сыморьяхское, Лз – Лазаревское, Я – Яхлинское, Л – Ловинское, ЗТ – Западно-Тугровское, У – Умытьинское (на рис. 2.1 не по-казана);

• следующие две цифры соответствуют двум последним из номера скважины: например, Т66: скважина 10666, а Т20 – скважина 10320 Тальникового месторождения и т. д.;

• последние цифры (через дефис) отвечают номеру пробы (сверху вниз по разрезу). Поскольку по большинству скважин нумеровался или массив разнообразных проб (из алевролитов, песчаников, углей и т. д.), а в ряде случаев индексировались вообще все слои, то номера проб обычно идут с перерывами).

Положение отобранных проб в разрезе тюменской свиты и более глубо-козалегающих горизонтов показано также и на рис. 2.1.

Таблица 2.2

No	Месторождение	Сква-	Индекс	Глубина отбора (с	Мощ-	Строение	Примечание
п/п	(площадь, уча-	жина (см,	(номер)	учетом каротажа):	ность, м	-	-
	сток)	рис. 1.6,	пробы	от — до, м			
		2.1)					
1	Тальниковое	10666	T 66-10	1760,70-1760,90	0,20	Сложное	Линзы угля
2	Даниловское	10570	Д 70-12	1822,70	0,03		Линза
3			Д 70-18	1825,80-1826,15	0,35	Простое	
4	Тангинское	11130	Тн 30-4	1468,80-1470,00	1,20	Простое	Кусочки угля (пло-
							хой выход керна)
5			Тн 30-5	1473,60-1473,80	0,20	Простое	
6			Тн 30-8	1488,80-1489,20	0,40	Простое	
7			Тн 30-10	1490,40-1491,40	1,00	Сложный слой	Сборная проба из
						углистых пород	линз угля
8	Сыморьяхское	10211	C 11-12	2082,20	0,03	Простое	Линза
9			C 11-19	2120,00-2120,10	0,10	Простое	
10	Сыморьяхское	10629	C 29-20	2080,20-2080,40	0,20	Сложное	
11			C 29-21	2080,90-2080,95	0,05		
12			C 29-33	2091,40-2091,45	0,05		
13			C 29-44	2108,95-2109,00	0,05		
14	-		C 29-59	2129,50	0,02		Линза
15	Сыморьяхское	10548	C 48-26	2131,40	0,03		Линза
16			C 48-35	2147,55-2147,65	0,10	Простое	
17			C 48-40	2151,00-2151,05	0,05		Линза
18			C 48-51	2165,20-2165,40	0,20	Простое	
19			C 48-56	2172,85-2173,00	0,15	Простое	
20	_		C 48-78	2205,50-2205,90	0,40	Простое	
21	Лазаревское	10663	Лз 63-1	2135,20	0,05		Линза
22			Лз 63-2	2157,00-2157,05	0,05		
23			Лз 63-3	2175,40-2175,60	0,20	Простое	Без почвы
24			JI3 63-4	2189,30-2189,40	0,10	Простое	0.5
25			JI3 63-5	2209,20-2210,00	0,80	Крайне	Собственно угля
26	π	10200	П 00 10	2122 40 2122 60	0.20	сложное	примерно 1/3 часть
26	Лазаревское	10398	Л3 98-10	2153,40-2153,60	0,20	Простое	
27			Л3 98-13	2151,20-2151,50	0,30	Сложное	
28			JI3 98-10	2150,80-2157,00	0,20	Простое	
29			ЛЗ 98-17	2170,20-2170,40	0,20	Простое	
21	Таятичнороо	(010	JI3 98-21 T 10.0	21/0,80-21/7,30	0,30	Простое	
22	Гальниковое	6819	T 10 12	1705,80-1704,00	0,20	Простое	зольныи
32			T 19-13	1785 40 1785 50	0,10	Простое	
24			T 10 16	1/03,40-1/03,30	0,10	Простое	
34			T 19-10	1802,20-1802,30	0,10	Простое	
35			T 19-18	1805,50-1805,40	0,10	Простое	(0.25) 0.25 (0.25)
37			T 19-20	1807 70-1807 80	0,10	Простое	(0,23) $(0,23)$ $(0,23)$
38			T 19-20	1827.8	0,10	Inpocioe	Проспои угля из
30			T 19-24	1829.0			пласта очень спом-
40			T 19-25	1830 5			ного строения
40	Тальниковое	10320	T 20-14	1731 20-1731 40	0.20	Простое	погостросния
42		10320	T 20-14	1750 55-1750 95	0.40	Простое	
43			T 20-44	1752.50-1752.80	0.30	Простое	
44			T 20-57	1762.80-1763.50	0.70	Простое	<u> </u>
45			T 20-60	1765.10-1765.65	0.55	Сложное	
46			T 20-66	1769,65-1769.70	0,05		

Сведения об отобранных пробах

Продолжение табл. 2.2

No	Месторожление	Сква-	Инлекс	Глубина отбора (с	Moui-	Строение	Примечание
л/п	(плошаль уча-	жина (см	(HOMED)	учетом каротажа).	ность м	cipotinie	
11/11	(площадь, у на	nuc 16	(помер)	OT = IO M	noend, wi		
	CIOK)	21	прооы	01 – до, м			
47	Таличиород	2.1)	Τ 20 69	1760 00 1770 00	0.10	Простос	
47	1 альниковое	10520	T 20-08	1709,90-1770,00	0,10	Простое	
40			T 20-74	1772,90-1773,10	0,20	Простое	
49			1 20-82 T 20-87	1779,65-1780,80	1,15	Простое	
50			1 20-87	1782,80-1783,10	0,30	Простое	
51			T 20-93	1787,30-1787,80	0,50	Простое	
52			T 20-95	1788,70-1789,10	0,40	Простое	
53			T 20-108	1802,40-1802,70	0,30	Простое	
54			T 20-110	1803,20-1803,30	0,10	Простое	
55			T 20-114	1805,05			Угольный пласт
56			T 20-115	1805,45			1804,95-1807,35
57			T 20-116	1806,10			простого строения
58			T 20-117	1806,70			
59	Яхлинское	10671	Я 71-6	2306.10-2306.70	0.60	Очень	
		100/1		,,		сложное	
60			Я 71-8	2337.70-2337.80	0.10	Простое	
61			Я 71-9	2339 10-2339 20	0.10	Простое	
62			Я 71-11	2341 60-2341 70	0.10	Простое	
63			Я 71-12	2347,00 2341,70	0.15	Простое	
64			Я 71-12 Я 71-13	2347,30-2347,03	0,15	Простое	
65			Л /1-13 Д 71_17	2350,20-2350,35	0,15		
03			Л /1-1/	2333,30-2333,80	0,50	Простое	
66			Я /1-22	2372,80-2372,90	0,10	Простое	D
6/			Я /1-23	2377,70-2378,70	1,00	Сложное	Верхняя пачка
68			Я 71-24	То же			Нижняя пачка
69			Я 71-26	2390,30-2390,35	0,05		
70			Я 71-28	2396,50-2396,60	0,10	Простое	
71			Я 71-29	2398,10-2398,20	0,10	Простое	
72			Я 71-33	2405,40	1,70	Простое	Угольный пласт
73			Я 71-34	2406,50			2405,30-2407,00
74	Ловинское	10628	Л 28-45	2193,00-2193,15	0,15	Сложное	Высокозольный
75			Л 28-65а	2218,70-2218,80	0,10	Простое	
76			Л 28-65б	2219,20-2219,50	0,30	Сложное	Высокозольный
77			Л 28-70	2226,00-2226,80	0,80	Сложное	
78			Л 28-82	2238,70-2238,80	0,10	Простое	
79			Л 28-90	2247.00-2247.50	0.50	Простое	
80			Л 28-96	2249.80-2252.00	2.20	Простое	
81			П 28-98	2252 80-2252 90	0.10	Простое	
82			П 28-102	2259,00 2252,90	0.10	Простое	
83			П 28 104	2257,20 2257,30	0,10	Простое	
84			П 28-104	2203,00-2203,20	0,20	Ilpoeloe	
85	Порицекое	10650	П 50 11	2202,70	0.05		липза
0.0	ловинское	10030	Л 50-11	2227,30-2229,33	0,03		
00			Л 30-12	2231,00-2231,03	0,03	Thorne	
8/			Л 50-13	2237,30-2237,45	0,15	Простое	
88			Л 50-14	2248,00-2248,70	0,70	Сложное	Верхнии прослои
89			JI 50-15	Тоже			Нижний прослой
90			JI 50-16	2249,50-2249,65	0,15	Простое	
91			JI 50-17	2251,05-2251,70	0,65	Простое	
92			Л 50-18	2261,40-2261,45	0,05		
93			Л 50-19	2261,80-2262,80	1,00	Простое	
94			Л 50-20	2265,40-2265,65	0,25	Простое	
95			Л 50-21	2266,60-2267,80	1,20	Сложное	
96			Л 50-23	2282,00-2282,10	0,10	Простое	
97			Л 50-26	2295,60-2295,75	0,15	Простое	
98	1		Л 50-27	2302,70-2302,90	0,20	Простое	Радомская пачка
99	1		Л 50-28	2304,90-2305.10	0.20	Простое	То же: зольный
100			Л 50-29	2308,30-2309.10	0,20	Простое	То же
	1			,,-0	., -	1	· · · ·

Окончание табл. 2.2

N⁰	Месторождение	Сква-	Индекс	Глубина отбора (с	Мощ-	Строение	Примечание
п/п	(площадь, уча-	жина (см.	(номер)	учетом каротажа):	ность, м	1	1
	сток)	рис. 1.6,	пробы	ОТ — ДО, М			
		2.1)	-				
101	Западно-	23	3T 23-49	2228,40-2228,45	0,05		
102	Тугровское		3T 23-68	2242,10-2242,15	0,05		
103			3T 23-70	2243,30-2243,40	0,10	Простое	
104			3T 23-85	2250,85-2250,90	0,05		
105			3T 23-106	2270,50-2270,60	0,10	Простое	
106			3T 23-108	2271,80-2272,00	0,20	Простое	
107			3T 23-117	2279,30-2279,40	0,10	Простое	
108			3T 23-123	2283,00-2283,25	0,25	Простое	
109			3T 23-128	2288,80	0,03		Линза
110			3T 23-131	2290,70-2290,80	0,10	Простое	
111			3T 23-134	2291,40-2291,50	0,10	Простое	
112			3T 23-136	2291,70-2291,80	0,10	Простое	
113			3T 23-138	2292,70-2293,15	0,45	Простое	
114			3T 23-140	2293,70-2294,20	0,50	Простое	
115			3T 23-143	2295,30-2295,40	0,10	Простое	Зольный
116			3T 23-156	2303,10-2303,20	0,10	Простое	Зольный
							радомская пачка
117			3T 23-159	2304,50-2304,60	0,10	Простое	То же
118			3T 23-168	2318,15-2318,20	0,05		Радомская пачка
119			3T 23-170	2319,30-2319,35	0,05		То же
120			3T 23-172	2320,25-2320,30	0,05		//
121			3T 23-176	2321,90-2322,10	0,20	Сложное	//
122			3T 23-178	2322,95-2323,00	0,05		//
123			3T 23-182	2324,90-2325,20	0,30	Простое	//, зольный
124			3T 23-187	2330,50-2330,55	0,05		Шеркалинская свита
125			3T 23-198	2346,40-2346,50	0,10	Простое	То же
126	Умытьинское	10535	У 35-8	1656,00-1656,30	0,30	Простое	Зольный
127			У 35-9	1657,20-1657,40	0,20	Простое	Зольный
128			У 35-10	1658,50-1659,00	0,50	Простое	Частично зольный
129			У 35-11	1662,40-1663,00	0,60	Простое	
130			<u>y</u> 35-12	1666,70-1667,20	0,50	Простое	
131			У 35-13	1670,20-1670,30	0,10	Простое	
132			У 35-14	1670,90-1671,00	0,10	Простое	

3. МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ УГОЛЬНЫХ ПРОБ

Все пробы проанализированы в Испытательном центре ФГУП «ВУХИН», под руководством Т. А. Кабалиной, в соответствии с действующими ГОСТами, перечень которых для отдельных видов испытаний приведен в табл. 3.1. Для углей с повышенной зольностью (как правило, более 20 %) испытания ограничивались ее определениями. Для собственно углей изучение выполнялось по полной программе. Она включала как полный технический анализ, так и петрографические исследования, а также определение показателя отражения витринита (R_0).

Таблица 3.1

Наименование по-	Ед. изм	Метод испыта-	Наименование испытательного				
казателя		ния	оборудования и средств измере-				
			ния				
2	3	4	5				
	0⁄~	ГОСТ 27314-91	Сертифицированные испытания				
Блага ООщая, <i>w</i>	70	(ИСО 589-81)	проведены на испытательном				
	0/	ГОСТ 11022-90	оборудовании и средствах изме-				
зольность угля, А	70	(ИСО 1171-81)	рений Испытательного центр				
Выход летучих	0/	ГОСТ 6382-91	ФГУП ВУХИН, аккредитован-				
веществ, V^{daf}	%0	(ИСО 562-81)	ного Госстандартом России				
			качестве технически компетент-				
			ного и независимого Испыта-				
Показатель отра-		FOCT 12112 04	тельного центра				
жения витринита,	%	100112113-94	Аттестат № РОСС				
R_0		(NCO /404-5-85)	RU.0001.21ТУ27, зарегистриро-				
			ван в Государственном реестре				
			6 февраля 2001 года				

Нормативная база проведенных испытаний

Петрографические исследования проводились на аншлифах-брикетах в отраженном свете, в масляной иммерсии при увеличении х 300 и включали описание аншлифов с подсчетом микрокомпонентного состава, а также определение показателя отражения витринита. Применяемый в последнем случае стандартизированный метод заключается в измерении и сравнении электрических токов, возникающих в фотоэлектронном умножителе под влиянием света, отраженного от полированной поверхности аншлифа-брикета и образца сравнения. Особо отметим, что определение показателя отражения R_0 строго проводилось только для микрокомпонентов группы витринита, с соблюдением регламентированного количества замеров и с расчетом средних показателей (см. табл. 3.1).

Результаты изучения всех 132 проб, полученных отдельными партиями в 2003-2005 гг., приведены в табл. 3.2. Полный комплекс (с петрографическими исследованиями) выполнен по 94 пробам. Естественно, что именно на последние результаты мы в основном и будем опираться в дальнейших рассуждениях.

Таблица 3.2

Результаты исследования юрских углей Шаимского нефтегазоносного района

No	Индекс	идекс Технический ана-			Петрографический анализ, %							
Π/Π	(номер)	лиз, %										
	пробы (см.	W^{a}	A^d	V^{daf}	L^{o}	Vt°	Sv^o	I^{o}	М	ΣΟΚ	$R_{o,n}$	ΔR
	табл. 2.2)											
1	T 66-10	2,7	27,0	43,9	8	59	4	29	24	32	0,42	0,240
2	Д 70-12	1,5	25,8	—	9	38	12	41	24	49	0,41	0,131
3	Д 70-18	2,4	12,0	33,1	3	10	20	67	10	80	0,49	0,129
4	Тн 30-4	4,3	21,3	-	_	—	—	-	_	-	-	-
5	Тн 30-5	4,3	12,4	55,9	53	39	1	7	10	8	0,46	0,131
6	Тн 30-8	5,6	10,7	31,5	5	22	25	48	8	65	0,56	0,121
7	Тн 30-10	5,8	11,3	29,9	-	—	_	_	_	_	—	_
8	C 11-12	3,5	17,0	54,0	18	79	1	2	14	3	0,47	0,182
9	C 11-19	5,1	23,7	44,9	11	75	1	13	20	14	0,54	0,151
10	C 29-20	3,5	14,1	49,0	13	67	2	18	13	19	0,49	0,090
11	C 29-21	3,3	23,8	54,0	11	89	—	-	21	0	0,45	0,130
12	C 29-33	3,6	21,6	49,6	7	87	1	5	17	6	0,43	0,160
13	C 29-44	4,2	30,6	_	8	91	_	1	28	1	0,58	0,121
14	C 29-59	3,7	19,7	45,3	7	41	10	42	15	49	0,47	0,028
15	C 48-26	2,5	10,8	49,8	7	90	1	2	10	3	0,46	0,098
16	C 48-35	2,2	13,9	50,2	12	81	2	5	9	6	0,56	0,110
17	C 48-40	2,1	32,3	_	11	85	1	3	27	4	0,56	0,130
18	C 48-51	2,8	3,7	31,4	1	46	3	50	2	52	0,64	0,140
19	C 48-56	2,8	12,3	39,0	4	85	2	9	9	10	0,61	0,149
20	C 48-78	2,1	32,7	_	1	37	4	58	23	61	0,63	0,260
21	Лз 63-1	1,6	22,9	53,3	11	87	1	1	19	2	0,46	0,109
22	Лз 63-2	1,4	7,2	42,2	1	71	2	26	5	27	0,46	0,109
23	Лз 63-3	1,3	40,9	_	_	_	_	_	_	_	_	_
24	Лз 63-4	1,6	15,5	51,1	6	92	1	1	12	2	0,47	0,109
25	Лз 63-5	2,3	12,8	39,8	2	74	4	20	11	23	0,61	0,128
26	Лз 98 -10	2,9	10,4	41,7	8	65	8	19	8	24	0,52	0,122
27	Лз 98 -13	2,9	19,7	_	12	13	31	44	18	65	0,55	0,160
28	Лз 98 -16	2,8	2,3	45,8	7	67	5	21	2	24	0,49	0,151
29	Лз 98 -17	3,2	2,8	43,4	7	83	1	9	1	10	0,58	0,181
30	Лз 98 -21	3,4	8,9	40,3	7	72	4	17	7	20	0,62	0,269
31	T 19-9	2,9	22,1	_	_	_	_	_	-	-	-	_
32	T 19-13	4,6	13,3	37,7	14	35	17	34	10	45	0,48	0,209
33	T 19-14	4,6	8,8	39,9	12	25	22	41	9	56	0,50	0,169
34	T 19-16	2,2	53,0	_	_	_	_	_	_	_	_	_
35	T 19-18	3,6	38,7	_	_	_	_	_	_	_	_	_
36	T 19-19	5,6	24,2	_	_	_	_	_	_	_	_	_
37	T 19-20	3,3	42,8	_	_	_	_	_	_	_	_	_
38	T 19-24	3,2	49,7	_	_	_	_	_	_	_	_	_
39	T 19-25	5,0	9,6	32,0	2	54	13	31	7	40	0,60	0,169
40	T 19-26	3,6	42,0	_	_	_	_	_	_	_	_	_
41	Т 20-14	4,7	18,6	48,1	1	94	1	4	16	5	0,41	0,130
42	T 20-41	5,4	20,6	39,9	12	38	15	35	15	45	0,50	0,128
43	T 20-44	6,9	8,6	31,4	4	31	26	39	6	56	0,57	0,220

N⁰	Индекс	Технический ана-			Петрографический анализ, %							
п/п	(номер)	лиз, %										
	пробы (см.	W^{a}	A^d	V^{daf}	L°	Vt°	Sv°	I^{o}	М	ΣΟΚ	$R_{o,n}$	ΔR
	табл. 2.2)											
44	T 20-57	5,8	6,7	30,6	_	_	_	_	_	-	_	-
45	T 20-60	6,0	10,6	37,4	3	48	11	38	9	45	0,54	0,100
46	T 20-66	5,6	4,1	47,0	4	80	2	14	3	14	0,42	0,109
47	T 20-68	5,0	11,5	48,1	9	71	3	17	10	19	0,47	0,161
48	Т 20-74	5,3	2,4	43,3	3	58	4	35	2	38	0,43	0,137
49	T 20-82	5,8	2,7	47,7	16	73	2	9	2	10	0,50	0,130
50	T 20-87	6,4	2,4	34,2	2	48	6	44	2	48	0,54	0,119
51	T 20-93	6,8	6,1	38	2	77	3	18	8	20	0,56	0,142
52	T 20-95	6,7	15,8	36,9	6	42	10	42	15	49	0,55	0,170
53	T 20-108	6,3	5,9	34,5	1	43	9	47	5	53	0,50	0168
54	T 20-110	3,3	67,5	_	_	_	_	_	_	-	_	-
55	T 20-114	6,9	5,7	26,5	_	_	_	_	_	_	_	_
56	T 20-115	7,4	4,0	27,9	1	16	13	70	4	79	0,56	0,139
57	T 20-116	6,9	17,0	28,2	-	_	_	_	_	_	_	_
58	T 20-117	6,4	11,9	25,4	_	_	_	_	_	_	_	_
59	Я 71-6	1,8	14,1	47,0	4	82	6	8	11	12	0,51	0,069
60	Я 71-8	2,3	10,5	44,3	3	95	1	1	9	2	0,49	0,139
61	Я 71-9	2,3	15,5	_	5	91	1	3	10	4	0,50	0,140
62	Я 71-11	2,0	23,9	_	_	_	_	_	_	_	_	-
63	Я 71-12	1,3	20,1	_	_	_	_	_	_	-	_	-
64	Я 71-13	2,3	1,9	41,3	8	73	4	15	1	18	0,57	0,170
65	Я 71-17	3,1	1,0	44,6	3	95	1	1	_	2	0,61	0,139
66	Я 71-22	2,3	7,6	42,4	4	73	9	14	7	20	0,60	0,121
67	Я 71-23	1,9	20,6	_	_	_	_	_	_	_	_	-
68	Я 71-24	1,6	42,1	_	_	_	_	_	_	-	_	-
69	Я 71-26	1,2	38,3	—	_	—	—	—	-	_	_	_
70	Я 71-28	2,9	12,0	41,0	2	96	1	1	6	2	0,59	0,162
71	Я 71-29	2,6	3,5	35,3	2	56	9	33	2	39	0,59	0,142
72	Я 71-33	2,6	11,9	42,0	1	97	1	1	11	2	0,56	0,122
73	Я 71-34	2,6	5,7	43,2	4	80	3	13	4	15	0,59	0,210
74	Л 28-45	1,7	21,2	—	_	—	—	—	_	-	_	_
75	Л 28-65а	1,5	4,8	44,8	4	71	2	23	3	24	0,53	0,129
76	Л 28-65б	1,6	35,4	_		_	_	_	_	_	_	_
77	Л 28-70	1,7	7,2	40,2	2	46	8	44	6	49	0,57	0,189
78	Л 28-82	1,7	11,5	40,3	3	63	8	26	10	31	0,60	0,209
79	Л 28-90	1,9	3,8	41,1	2	70	4	24	1	27	0,53	0,139
80	Л 28-96	1,9	2,0	35,6	2	46	4	48	2	51	0,58	0,178
81	Л 28-98	1,8	7,2	42,2	5	60	3	32	5	34	0,55	0,137
82	Л 28-102	1,9	2,1	39,5	4	73	2	21	1	22	0,60	0,156
83	Л 28-104	1,5	20,0	_	_	_	_	_	_	-	_	_
84	Л 28-125	1,4	16,9		6	37	4	53	13	56	0,61	0,175
85	Л50-11	2,3	13,2	43,3	7	90	1	2	10	3	0,55	0,121
86	Л50-12	1,6	38,4		—	—	—		—	-	—	-
87	Л50-13	2,4	2,4	43,9	3	93	1	4	2	5	0,51	0,140
88	Л50-14	2,2	25,5	—	_	—	_	—	_		_	

Продолжение табл. 3.2

Петрографический анализ, % No Индекс Технический анап/п (номер) лиз, % V^{daf} $\overline{A^d}$ W^{a} L^{o} Vt° Sv° I^{o} пробы (см. М ΣΟΚ ΔR $R_{o,n}$ табл. 2.2) Л50-15 2,2 35,7 39 0,62 0,180 89 6,1 4 6 51 6 55 90 Л50-16 2,2 3,4 50,8 16 75 2 7 3 8 0,57 0.149 2 91 Л50-17 2,7 2.8 43,5 93 1 1 2 0.149 5 0,63 92 Л50-18 44,8 2 5 29 13 32 0,130 1,8 15.4 64 0,51 2.2 7 93 Л50-19 4.5 38.0 2 45 4 51 0.109 46 0.54 94 Л50-20 2,6 1,7 38.8 59 35 1 39 0.57 0.129 6 — 95 Л50-21 2,2 20,5_ _ _ — _ _ _ _ _ Л50-23 1,7 29.5 96 _ _ _ _ _ _ _ _ _ 97 Л50-26 2.4 2 7 13,4 46,5 90 1 12 8 0.57 0.139 98 Л50-27 1,9 4 73 2 21 22 0,219 18,6 — 16 0,65 99 Л50-28 1,9 46,0 _ _ _ _ _ _ _ _ _ 100 Л50-29 2,4 4.6 2 68 3 27 2 29 0,68 0,139 36,1 101 3T23-49 1,9 29,1 _ _ _ _ _ _ 102 3T23-68 2,4 14,7 44,6 8 77 4 11 8 14 0,139 0.67 103 3T23-70 3 2.9 97 0 14 0 16.1 0 0.64 0.177 104 3T23-85 2,9 2,2 4 93 2 3 44.6 1 1 0.69 0.146 105 3T23-106 2,9 34,5 _ — _ _ _ _ _ _ _ 106 3T23-108 2.9 5.4 45,6 6 92 1 1 3 2 0.71 0.170 2 107 3T23-117 2,9 93 3,0 43,5 3 1 3 4 0.65 0.079 108 3T23-123 2,8 1,2 43,9 2 97 0 1 0 1 0.69 0,128 109 3T23-128 2,2 28,2 _ _ _ _ _ _ _ _ _ 110 3T23-131 2.8 3.1 48,5 8 91 0 1 0 1 0,63 0.137 111 3T23-134 2,7 7,0 45,4 11 75 2 12 6 13 0,147 0,68 112 3T23-136 2.9 40,3 2 15 1 0,76 0,192 3,0 5 78 16 113 3T23-138 2 2.5 30,5 19 2059 1 72 0.171 1.6 0.73 114 3T23-140 2,9 10.2 34.8 1 80 18 10 19 0,77 0.170 1 115 3T23-143 2,4 23,4 _ _ _ _ _ _ _ _ _ 116 3T23-156 2.4 35.6 _ _ _ ___ _ _ _ _ _ 117 3T23-159 2,6 39,9 _ _ _ _ _ _ _ _ _ 118 3T23-168 2,2 28,4 _ _ 119 3T23-170 2.9 41.3 5 91 3 5 0.73 6,2 1 4 0.140 120 3T23-172 94 14 2 2,7 18,5 4 1 1 0,68 0.110 _ 121 3T23-176 2,5 7,4 33,5 3 51 13 33 5 42 0,710,160 122 3T23-178 2.1 36.3 _ _ _ _ _ _ _ _ _ 123 3T23-182 2,6 29.1 _ _ _ _ _ _ _ _ 124 3T23-187 2.1 3 0,57 0.171 1.8 38,5 34 15 48 1 58 125 3T23-198 1,7 5,7 51,3 25 47 2 26 4 27 0,53 0,120 2,7 126 Y 35-8 21.1_ _ _ _ _ _ _ _ _ 127 У 35-9 2 3,4 93 1 4 17 5 0,49 0.155 18,4 _ 128 Y 35-10 3,5 13,8 44,2 7 70 1 22 12 23 0,48 0.145 129 Y 35-11 4.1 8.8 38,1 15 31 5 49 52 0,57 0.151 6 130 У 35-12 4,5 7,3 39,1 79 3 17 0,130 1 6 19 0,56 2 7 3 131 У 35-13 4,4 7,7 35,3 50 41 46 0,53 0,139 132 Y 35-14 4.7 2.9 39.2 1 81 2 1 17 0.53 0.169 16

Окончание табл. 3.2

4. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ УГЛЕЙ

В настоящей главе приведены результаты разносторонних исследований вещественного состава углей из нижне-среднеюрских отложений (тюменская свита) Приуральской части Западно-Сибирской плиты (Шаимский НГР). Впервые для этого региона на большом фактическом материале (см. табл. 2.2, 3.2) изучен микрокомпонентный состав углей, приведен количественный подсчет органических и минеральных мацералов, для большого количества проб выполнен технический анализ и определены величины показателя отражения витринита. По этим пробам охарактеризован петрографический состав углей и установлены фации угольных пластов (ископаемых торфяников), для последних проведено сопоставление полученных результатов с одновозрастными углями Тургайского буроугольного бассейна.

4.1. Микрокомпоненты и минеральные примеси углей

С развитием и использованием углепетрографии не только для решения геологических вопросов, но и задач прикладного направления появилась настоятельная необходимость в количественных методах оценки вещественного состава угля, что привело к созданию нормативных документов на количественные методы петрографической оценки углей. В начале 60-х годов XX в. появились первые государственные стандарты, которые регламентировали условия проведения количественного петрографического анализа. В настоящее время действует серия стандартов, главными из которых являются ГОСТ 9414 – 74 "Угли бурые, каменные и антрациты. Метод определения петрографического состава" и 12113 – 94 "Угли бурые, каменные, антрацит, твердые рассеянные органические вещества и углеродистые материалы. Метод определения показателей отражения".

Для приведения национальных стандартов в соответствие с международными было проведено совмещение стандартов ИСО и национальных. В настоящее время количественные методы петрографического анализа проводятся по единой системе. Содержание микрокомпонентов под микроскопом определяется в аншлифах - брикетах в отраженном свете с масляной иммерсией при увеличении от 300 до 600 раз.

Петрографический состав углей принято характеризовать по содержанию микрокомпонентов (мацералов), как элементарных составляющих углей.

Мацералы – это составляющие угля, возникшие в результате углефикации растительного вещества, различающиеся между собой по цвету, показателю отражения, микрорельефу, морфологии, структуре и степени ее сохранности. При количественном петрографическом анализе мацералы углей объединяются в группы, где в основу разделения положены как их генетические, так и химико-технологические свойства [37, 69, 88].

Всего в органической массе углей выделяется четыре группы микроком-понентов: витринит, семивитринит, инертинит и липтинит.

Витринит является основным углеобразующим компонентом большинства углей. Он образуется из листьевых (паренхимных) и древесных тканей: корней, стволов, коры и листьев, состоящих из лигнина и целлюлозы. Степень сохранности первичной структуры зависит от процессов разложения, степени гелификации и углефикации и потому может быть выражена по-разному. Различные мацералы группы имеют различные структуры, так как образовались из разных исходных тканей и в разных болотных обстановках. В группе витринита выделено три мацерала: коллинит, телинит и витродетринит.

Коллинит - образует основную цементирующую массу для обломков всех других мацералов и связанных с ними минералов (фототабл. I). Часто заполняет клетки телинита и других компонентов. Изредка образует вторичное выполнение трещин.

Телинит - это витринизированные фрагменты (фототабл. II, 1-6; III, 1-6), как правило, сохранившие клеточную структуру растительного вещества различной степени сохранности (древесина, перидерма и т. д.) (фототабл. IV, 4-5), часто структура деформирована (фототабл. IV, 1, 6). Обычно полости клеток выполнены коллинитом, но структура видна яснее, когда клетки полые или заполнены таким материалом, как резинит (фототабл. IV, 3), глинистые минералы и т. д.

Витродетринит представляет собой смесь небольших, трудно различимых обломков коллинита и телинита с более или менее угловатыми очертаниями. Витродетринит сформировался в угле при дроблении других микрокомпонентов группы под воздействием различных геологических факторов.

Под микроскопом микрокомпоненты группы витринита имеют серый цвет разных оттенков, ровную поверхность и наименьший рельеф. Мацералы группы являются эталоном как по цвету, так и по рельефу, с которым сравнивают мацералы других групп.

При количественном анализе все мацералы группы витринита чаще всего подсчитываются совместно.

Мацералы группы инертинита находятся на втором, после витринита, месте по распространенности.

Мацералы группы имеют разное растительное происхождение, но их объединяет сходство оптических и технологических свойств.

Термин «инертинит» был предложен для объединения под общим названием мацералов, которые в технологических процессах гораздо более инертны, чем мацералы групп витринита и липтинита.

Группа включает шесть мацералов: семифюзинит, макринит, микринит, фюзинит, склеротинит и инертодетринит. Большинство мацералов группы имеют остатки растительной структуры. Форма и степень сохранности клеточной структуры различны и зависят от постседиментационной истории инертинитовых мацералов.

Фототаблица I. Микрокомпоненты группы витринита:

1. Коллинит с линзами телинита, инертинита и липтинита. Полосчатая структура. Сыморьяхское месторождение, скв. 10548. Проба С48-78, гл. 2205,7 м

2. Коллинит полосчатый. Ловинское месторождение, скв. 10628. Проба Л28, гл. 2198,90-2199,00 м

3. *Коллинит.* Ловинское месторождение, скв. 10628. Проба Л28-70, гл. 2226,00-2226,80 м

4. Тонкое переслаивание коллинита с липтинитом, инертинитом и семивитринитом. Ловинское месторождение, скв. 10628. Проба Л28-82, гл. 2238,70-2238,80 м

5. *Коллинит.* Ловинское месторождение, скв. 10650. Проба Л50-20, гл. 2265,40-2265,65 м

6. *Коллинит.* Умытьинское месторождение, скв. 10535. Проба У35-11, гл. 1662,40-1663,00 м

34

Фототаблица І
















Фототаблица II. Микрокомпоненты группы витринита:

1. *Телинит*. Западно-Тугровское месторождение, скв. 23. Проба 3T23-68, гл. 2242,10-2242,15 м

2. *Телинит*. Западно-Тугровское месторождение, скв. 23. Проба 3T23-176, гл. 2321,90-2322,10 м

3. *Телинит, признаки окисления*. Сыморьяхское месторождение, скв. 10629. Проба С29-44, гл. 2108,95-2109,00 м

4. *Телинит.* Яхлинское месторождение, скв. 10671, Проба Я71-8, гл. 2337,70-2337,80 м

5. *Телинит*. Западно-Тугровское месторождение, скв. 23. Проба 3T23-108, гл. 2271,80-2272,00 м

6. *Телинит*. Западно-Тугровское месторождение, скв. 23. Проба ЗТ-23, гл. 2279,30-2279,40 м

Фототаблица II











Фототаблица III. Микрокомпоненты группы витринита:

1. *Телинит с минеральными включениями*. Даниловское месторождение, скв. 10570. Проба Д70-12, гл. 1822,70 м (линза)

2. *Телинит в контакте с инертинитом*. Лазаревское месторождение, скв. 10398. Проба Лз98-16, гл. 2156,80-2157,00 м

3. *Линзы телинита*. Тальниковое месторождение, скв. 6819. Проба T19-14, гл. 1785,40-1785,50 м

4. *Телинит в коллините*. Сыморьяхское месторождение, скв. 10211. Проба С11-12, гл. 2082,2 м

5. *Телинит в контакте с инертинитом*. Сыморьяхское месторождение, скв. 10548. Прба С48-51, гл. 2165,3 м

6. *Телинит в контакте с инертинитом, коллинитом и липтинитом*. Ловинское месторождение, скв. 10628, гл. 2282,70 м (линза)

Фототаблица III

















Фототаблица IV. Микрокомпоненты группы витринита:

1. *Телинит структурный*. Ловинское месторождение, скв. 10628. Проба Л28-98, гл. 2252,80-2252,90 м

2. *Телинит с комковатой структурой*. Сыморьяхское месторождение, скв. 10255, гл. 2083,00 м

3. *Телинит (полости клеток заполнены резинитом)*. Сыморьяхское месторождение, скв. 10548. Проба С48-26, гл. 2131,4 м

4. *Телинит (коровая ткань)*. Сыморьяхское месторождение, скв. 10548. Проба С48-35, гл. 2147,6 м

5. Телинит (коровая ткань). Нерохская площадь, скв. 11201, гл. 1693,2 м
6. Линза телинита (коровая ткань) в коллините. Нерохская площадь, скв.
11201, гл. 1696,2 м

Фототаблица IV















Фототаблица V. Микрокомпоненты группы инертинита:

1. Макринит, фюзинит, инертодетринит в витрините (полосчатая структура). Западно-Тугровское месторождение, скв. 23. Проба 3Т23-131, гл. 2290,70-2290,80 м

2. *Фюзинит, склеротинит, макринит*. Западно-Тугровское месторождение, скв. 23. Проба 3T23-176, гл. 2321,90-2322,10 м

3. *Склеротинит, фюзинит, семифюзинит в витрините*. Западно-Тугровское месторождение, скв. 23. Проба 3T23-176, гл. 2321,90-2322,10 м

4. *Фюзинит в контакте с семифюзинитом*. Тальниковое месторождение, скв. 10320. Проба Т20-66, гл. 1769,65-1769,70 м

5. Переслаивание фюзинита, инертодетринита, витринита и липтинита. Сыморьяхское месторождение, скв. 10629. Проба С29-59, гл. 2129,50 м

6. *Семифюзинит*. Яхлинское месторождение, скв. 10671. Проба Я71-22, гл. 2372,80-2372,90 м

Фототаблица V













Фототаблица VI. Микрокомпоненты группы инертинита:

1. Фюзинит, макринит, инертодетринит в витрините. Мелкообломочная структура. Тальниковое месторождение, скв. 6819. Проба Т19-14, гл. 1784,30-1785,50 м

2. *Фюзинит, макринит, инертодетринит*. Тальниковое месторождение, скв. 6819. Проба Т19-14, гл. 1785,40-1785,50 м

3. *Фюзинит, инертодетринит в витрините*. Тальниковое месторождение, скв. 6819. Проба Т19-26, гл. 1830,50 м

4. Зерно фюзинита с хорошо сохранившимися стенками клеток. Сыморьяхское месторождение, скв. 10548. Проба С48-78, гл. 2205,7 м

5. *Фюзинит с прожилками витринита*. Западно-Тугровское месторождение, скв. 23. Проба 3T23-68, гл. 2242,10-2242,15 м

6. Фюзинит с клеточной структурой разной степени сохранности. Западно-Тугровское месторождение, скв. 23. Проба 3T23-198, гл. 2346,40-2346,50 м

Фототаблица VI















Фототаблица VII. Микрокомпоненты группы инертинита:

1. *Фюзинит, семифюзинит, макринит*. Ловинское месторождение, скв. 10628. Проба Л28-96, гл. 2249,80-2252,00 м

2. *Фюзинит, макринит в контакте с витринитом*. Ловинское месторождение, скв. 10650. Проба Л50-27, гл. 2302,70-2302,90 м

3. *Скопления микринита в витрините*. Ловинское месторождение, скв. 10628. Проба Л28-82, гл. 2238,70-2238,80 м

4. Фюзинит с хорошо сохранившейся структурой, макринит, инертодетринит. Западно-Тугровское месторождение, скв. 18, гл. 2331,4 м

5. Минерализованный склеротинит в витрините. Сыморьяхское месторождение, скв. 10548. Проба С48-26, гл. 2131,4 м

6. *Скопления микринита в витрините*. Умытьинское месторождение, скв. 10535. Проба У35-10, гл. 1658,50-1659,00 м

Фототаблица VII















Семифюзинит – по показателю отражения, цвету и рельефу занимает промежуточное положение между семивитринитом и фюзинитом. Полости клеток в семифюзините нечеткие или плохо выражены (фототабл. V, 4, 6). Они могут различаться по форме и размерам даже в одном фрагменте, но почти всегда они меньше, чем у фюзинита. Семифюзинит обычно имеет закрытые полости клеток с плохо выраженными границами. Семифюзинит, образованный из древесинных тканей, обычно сохраняет клеточную структуру лучше, чем семифюзинит из листьевых тканей.

Цвет семифюзинита под микроскопом изменяется от серо-белого до белого.

Фюзинит – это мацерал группы инертинита, характеризующийся высоким показателем отражения и имеющий хорошую клеточную структуру паренхимной, склеренхимной или другой ткани исходной растительности (фототабл. VI, 4; VII, 4).

К фюзиниту относят собственно стенки клеток. Такие стенки часто бывают тоньше, чем аналогичные им в семифюзините. Фюзинит встречается в виде фрагментов с хорошо сохранившейся клеточной структурой или в виде фрагментов с выгнутыми стенками первичных тканей. В зависимости от исходной растительности, степени разложения и ориентации среза полости клеток могут иметь разную форму и размеры (фототабл. VI, 3, 6).

В отраженном свете цвет изменяется от желто-белого до желтого. Микрорельеф хорошо выражен.

Макринит – бесструктурный мацерал, который встречается в виде отдельных бесструктурных тел различной формы и размера (фототабл. VI, 1; VII, 2), вытянутых (фототабл. V, 1), как правило, перпендикулярно напластованию. Не имеет характерных форм.

При исследовании в отраженном свете цвет макринита изменяется от светло-серого до белого и желто-белого.

Склеротинит имеет форму округлых, округло-угловатых или овальных тел с резко очерченными краями. Поверхность может быть гладкой (фототабл. V, 3), но чаще покрыта углублениями (фототабл. VII, 5) или полыми отверстиями (фототабл. V, 2; VII, 3), которые, по-видимому, отвечают плохо сохранившейся клеточной структуре. Цвет изменяется от желтовато-белого до желтого, микрорельеф резко выражен.

Инертодетринит представляет собой обломки или остатки всех других мацералов группы, которые из-за небольших размеров не могут быть отнесены к определенным мацералам группы инертинита. Инертодетринит имеет в основном угловатую, остроугольную форму, но встречаются и окатанные частицы (фототабл. V, 5; VI, 1).

Микринит – это мацерал группы инертинита, встречающийся в виде мелких округлых зерен.

Для простоты отличия микринита от других мелких инертинитовых фрагментов, например инертодетринита, максимальный его размер не превышает 3 мкм (фототабл. VII, 3). Из-за малых размеров отдельных зерен микринита бывает трудно оценить его количественное содержание при мацеральном

анализе. В процессе последнего, при необходимости раздельного подсчета отдельных мацералов группы, учитываются только агрегаты микринита (фототабл. VII, 6).

Мацералы группы **семивитринита** в генетическом плане стоят в одном ряду с витринитом, так как также являются продуктом гелификации, как и витринит. Однако по физическим и, главное, химико-технологическим свойствам они занимают положение, промежуточное между витринитом и инертинитом, что и привело к их выделению в отдельную, самостоятельную группу.

В составе группы также выделяются семиколлинит (фототабл. VIII, 3; IX, 1) и семителинит (фототабл. VIII, 2, 4; IX, 2), которые при количественном петрографическом анализе, как правило, подсчитываются совместно (фототабл. VIII, 1, 5; IX, 4).

Под микроскопом мацералы этой группы по цвету и показателю отражения занимают промежуточное положение между витринитом и инертинитом. Цвет их серый или бело-серый, но всегда светлее, чем у витринита (фототабл. VIII, 6), рельеф почти не отмечается, но все же они не безрельефны, как витринит.

Микрокомпоненты группы **липтинита** произошли из форменных элементов растений, таких как споры, кутикула и др., которые хорошо сохраняют свою форму в процессе углеобразования. Они различаются между собой по морфологическим признакам, связанным с их происхождением. Форма и размер также зависят от исходного растительного материала.

Группа включает шесть мацералов: споринит, кутинит, резинит, альгинит, суберинит и липтодетринит.

Споринит представляет собой оболочки экзин макро- и микроспор (фототабл. Х, 1; ХІ, 6; ХІІ, 6), сжатых параллельно наслоению. Внутренняя часть споры обычно распознается только как очень тонкая прослойка. С хорошо различимой внутренней поверхностью встречаются иногда только макроспоры. Размер споринита зависит от исходной споры.

Кутинит - это остатки кутикулы, представляющие кутинизированный слой эпидермиса листьев и молодых побегов. В аншлифе встречается в виде тонких полос разной ширины, у которых один край ровный, а другой зубчатый. Иногда встречаются волнистые полосы без видимых зубчиков (фототабл. Х, 4; XI, 4). Характерной особенностью всегда является значительное превышение длины над шириной (фототабл. XII, 3, 4).

Резинит представлен разнообразными смоляными включениями в виде отдельных телец, округлых зерен, овальных тел неправильных очертаний, вытянутых палочек (фототабл. Х, 2, 6; XII, 1, 5). Иногда резинит заполняет полости клеток в телините.

Суберинит встречается чаще всего в виде каемок различной толщины, оконтуривающих коровую ткань.

Альгинит - это колонии водорослей определенной формы и размера или бесструктурная сапропелевая основная масса. В гумусовых углях встречается редко.

Фототаблица VIII. Микрокомпоненты группы семивитринита:

1. Переслаивание семителинита и семиколлинита с инертинитом и витринитом. Сыморьяхское месторождение, скв. 10629. Проба С29-59, гл. 2129,50 м

2. *Семителинит*. Тальниковое месторождение, скв. 10320. Проба T20-44, гл. 1752,50-1752,80 м

3. Семителинит и семиколлинит беспорядочно перемешан с инертинитом и витринитом. Тальниковое месторождение, скв. 6819. Проба Т19-13, гл. 1785,00-1785,10 м

4. *Семителинит*. Ловинское месторождение, скв. 10628. Проба Л28-90, гл. 2247,00-2247,50 м

5. Полосчатая структура за счет чередования линз семителинита, семиколлинита, инертинита и витринита. Тальниковое месторождение, скв. 10320. Проба T20-74, гл. 1772,90-1773,10 м

6. *Семиколлинит, семителинит*. Лазаревское месторождение, скв. 10398. Проба Л398-18, гл. 2151,20-2151,50 м

Фототаблица VIII













Фототаблица IX. Микрокомпоненты группы семивитринита:

1. Семиколлинит минерализованный. Яхлинское месторождение, скв. 10671. Проба Я71-17, гл. 2355,50-2355,80 м

2. Семителинит в контакте с витринитом и липтинитом. Западно-Тугровское месторождение, скв. 23. Проба 3T23-68, гл. 2242,10-2270,60 м

3. Семителинит и семиколлинит в контакте с инертодетринитом. Западно-Тугровское месторождение, скв. 23. Проба 3Т23-106, гл. 2270,50-2270,60 м

4. Семиколлинит и семителинит, равномерно распределенные в витрините. Западно-Тугровское месторождение, скв. 20, гл. 2407,0 м

5. Включение семивитринита, отороченное инертинитом, в сильно минерализованном витрините. Сыморьяхское месторождение, скв. 10548. Проба С48-40, гл. 2151,0 м

6. Семивитринит, инертинит, липтинит, витринит, минеральные включения. Сыморьяхское месторождение, скв. 10548. Проба С48-56, гл. 2173,0 м

Фототаблица IX















Фототаблица Х. Микрокомпоненты группы липтинита:

1. Споринит (микроспоры) в витрините. Тальниковое месторождение, скв. 10320. Проба Т20-41, гл. 1750,55-1750,95 м

2. *Споринит, кутинит, резинит в витрините*. Тальниковое месторождение, скв. 10320. Проба Т20-82, гл. 1779,65-1780,80 м

3. *Кутинит в минерализованном витрините*. Тальниковое месторождение, скв. 10320. Проба Т20-82, гл. 1779,65-1780,80 м

4. Споринит и кутинит в витрините. Полосчатая структура. Западно-Тугровское месторождение, скв. 23. Проба 3T23-68, гл. 2242,10-2242,15 м

5. Споринит (микроспоры) и обрывки кутинита в витрините. Западно-Тугровское месторождение, скв. 23. Проба 3T23-131, гл. 2290,70-2290,80 м

Линза резинита в витрините. Западно-Тугровское месторождение, скв.
 23. Проба 3Т23-131, гл. 2290,70-2290,80 м

Фототаблица Х











Фототаблица XI. Микрокомпоненты группы липтинита:

1. *Липтодетринит*. Западно-Тугровское месторождение, скв. 23. Проба 3T23-131, гл. 2290,70-2290,80 м

2. *Переслаивание кутинита, споринита и резинита*. Западно-Тугровское месторождение, скв. 23. Проба 3T23-198, гл. 2346,40-2346,50 м

3. *Кутинит*. Западно-Тугровское месторождение, скв. 23. Проба ЗТ23-198, гл. 2346,40-2346,50 м

4. *Кутинит в витрините*. Сыморьяхское месторождение, скв. 10629, Проба С29-33, гл. 2091,40-2091,45 м

5. Споринит, кутинит. Сыморьяхское месторождение, скв. 10211. Проба С11-12, гл. 2082,20 м

6. Споринит в витрините. Тонкополосчатая структура. Ловинское месторождение, скв. 10650. Проба Л50-16, гл. 2249,50-2249,65 м

Фототаблица XI













Фототаблица XII. Микрокомпоненты группы липтинита:

1. *Резинит, споринит в витрините*. Лазаревское месторождение, скв. 10663. Проба Лз63-5, гл. 2209,5 м

2. *Скопление липоидных*. Лазаревское месторождение, скв. 10663. Проба Лз63-5, гл. 2209,5 м

3. *Кутинит и споринит в витрините*. Западно-Тугровское месторождение, скв. 20, гл. 2407,0 м

4. *Кутинит*. Лазаревское месторождение, скв. 10663. Проба Лз63-4, гл. 2189,30-2189,40 м

5. Переслаивание споринита, резинита и кутинита с инертинитом и витринитом. Тальниковое месторождение, скв. 10320. Проба Т20-82, гл. 1779,65-1780,80 м

6. *Споринит (микроспоры)*. Яхлинское месторождение, скв. 10671. Проба Я71-17, гл. 2355,50-2355,80 м

Фототаблица XII











Real of the second

Липтодетринит – очень мелкие обломки мацералов группы липтинита, которые из-за детритового состава не могут быть отнесены к определенному мацералу (фототабл. XI, 1).

При исследовании в отраженном свете цвет микрокомпонентов группы липтинита изменяется от темно-коричневого, почти черного, до серого. С ростом степени углефикации цвет липтинита приближается к витриниту, и он перестает быть различим при стандартных методах исследования.

Количественный анализ не может быть ограничен только определением органических составляющих угля. Не меньшее значение для понимания генетических процессов и свойств угля имеют и входящие в его состав минеральные включения.

Термин «минеральные включения» применяется к минеральному веществу, связанному с углем посредством различных процессов, происходящих на разных стадиях углефикации. В первую очередь, это неорганические составляющие первичного растительного материала, а также отдельные мелкие пропластки примесей в пласте, т. е. минералы тесно связанные с углем. Помимо этого сюда относятся и минералы, выполняющие трещины в угле.

Минеральные включения представлены глинистыми минералами, сульфидами железа, карбонатами, окислами кремния. Прочие минералы встречаются в угле крайне редко и не имеют принципиального значения.

Глинистые минералы – наиболее распространенные в угле. Они встречаются в виде линз, прослойков (фототабл. XIII, 5; XIV, 1; XV, 3) или тонко рассеянных частиц среди коллинита, иногда заполняют полости клеток или замещают отдельные участки органического вещества (фототабл. XIV, 5). Представлены чаще всего каолинитом, монтмориллонитом, но определить точную принадлежность к определенному минералу без специальных исследований практически невозможно.

Сульфиды железа обычно представлены пиритом и легко определяются при подсчете, благодаря своему ярко-желтому цвету (фототабл. XIII, 2). Другие минералы, такие как марказит, мельниковит, присутствуют реже. Сульфиды железа встречаются в виде отдельных зерен (фототабл. XIII, 6), розеток (фототабл. XIII, 3), часто имеют четкую форму кристаллов (фототабл. XV, 2), иногда образуют скопления (фототабл. XV, 1).

Карбонаты в угле представлены кальцитом, сидеритом, доломитом и др. (фототабл. XIII, 4; XIV, 3; XV, 4). Они образуют отдельные прослойки (фототабл. XIV, 4) или встречаются в трещинах, изредка заполняют клеточные полости структурных тканей (фототабл. XV, 6).

Окислы кремния в углях представлены кварцем, халцедоном и др. Они имеют очень высокий рельеф, поэтому всегда имеют под микроскопом темную оторочку вокруг включения. Встречаются реже предыдущих минералов.

Минеральные включения лучше всего различимы при исследовании в отраженном свете в воздухе.

При исследовании твердого органического вещества в осадочных нефтегазоносных толщах чаще всего невозможно провести его полноценный количественный анализ. Однако имеющийся материал по Шаимскому НГР позволил не только описать отдельные образцы, но и произвести количественные петрографические определения, что дало возможность с достаточной детальностью охарактеризовать петрографический состав изученных углей.

Количественный петрографический анализ проводился в соответствии с ГОСТ 9414-74. Определения проводились в отраженном свете в масляной иммерсии при увеличении 300 раз. Определение показателя отражения велось в соответствии с ГОСТ 12113-94.

Согласно полученным данным, большинство исследованных углей Шаимской площади относятся к каменным ($R_{o,n} \ge 0,50$ %), лишь около 2 % исследованных проб имеют показатель отражения витринита менее 0,50 %, но и при их подсчете использовался ГОСТ 94-74, так как они, во-первых, имеют показатель отражения, близкий к 0,5 %, а во–вторых, относятся к блестящим, и на них распространяется номенклатура микрокомпонентов каменных углей.

Основным углеобразующим компонентом в исследованных углях является **витринит**. Больше половины проб имеют содержание витринита в органической массе угля более 70 % и относятся к углям петрографически однородным. Среднее содержание мацералов группы витринита составляет 66,9 %, но по отдельным пробам колеблется в очень широких пределах (16 – 97 %).

Микрокомпоненты группы витринита представлены почти в равных долях коллинитом и телинитом.

Коллинит в основном бесструктурный (см. фототабл. I, 1, 3; III, 4). Часто встречаются зерна с тонко диспергированным глинистым веществом и липоидными элементами (см. фототабл. I, 2; III, 6).

Телинит преимущественно структурный, с разной степенью выраженности структуры. Наиболее часто встречаются комковатые структуры, где полости клеток либо заплывшие, либо выполнены коллинитом или резинитом (см. фототабл. III, 2, 3). Изредка встречаются тонкослоистые микроструктуры (см. фототабл. III, 1), где слоистость обусловлена глинистыми примесями. Среди телинитов присутствуют разновидности, где диагностируется структура коровых тканей (см. фототабл. IV, 5), хотя и не всегда хорошей сохранности (см. фототабл. IV, 2). Присутствие коровых тканей вообще характерно для юрских углей. Иногда в витрините видны явные признаки окисления (см. фототабл. II, 3).

Вторым по значимости является группа **инертинита**, среднее содержание которой в угле составляет 21,8 % при колебании в отдельных пробах от 1 до 70 %. Группа представлена практически всеми мацералами, но их присутствие в исследованных углях неравнозначно.

Наибольшее распространение имеет семифюзинит и фюзинит, которые присутствуют во всех пробах, довольно часто встречается макринит (см. фототабл. VI, 2; VII, 1). Микринит, инертодетринит и, особенно, склеротинит встречаются редко. Мацералы обладают клеточной структурой хорошей сохранности, хотя полости клеток часто заплывшие (см. фототабл. VI, 5). В то же время отмечается значительное количество мацералов с пустыми клетками или заполненными глинистым веществом.

Фототаблица XIII. Минеральные включения:

1. Переслаивание глинистых веществ с витринитом, включения пирита. Западно-Тугровское месторождение, скв. 23. Проба 3T23-168, гл. 2318,15-2318,20 м

2. *Округлое включение пирита в органической массе угля*. Тальниковое месторождение, скв. 10666. Проба T66-10, гл. 1760,70-1760,90 м

3. Пиритовая розетка в витрините, глинистые минералы. Тальниковое месторождение, скв. 10320. Проба T20-41, гл. 1750,55-1750,95 м

4. Включение карбоната. Ловинское месторождение, скв. 10650. Проба Л50-26, гл. 2295,60-2295,75 м

5. Глинистые минералы и инертинит в витрините. Западно-Тугровское месторождение, скв. 23. Проба 3T23-117, гл. 2279,30-2279,40 м

6. *Зерно пирита*. Умытьинское месторождение, скв. 10535. Проба У35-10, гл. 1658,50-1659,00 м

Фототаблица XIII













Фототаблица XIV. Минеральные включения:

1. *Скопление глинистых минералов в витрините*. Яхлинское месторождение, скв. 10671. Проба Я71-33, гл. 2405,40 м

2. *Глинистые минералы, инертинит, витринит.* Яхлинское месторождение, скв. 10671. Проба Я71-33, гл. 2405,40 м

3. *Включения карбонатов в витрините*. Западно-Тугровское месторождение, скв. 23. Проба 3T23-68, гл. 2242,10-2242,15 м

4. Отдельное зерно карбонатов. Яхлинское месторождение, скв. 10671. Проба Я71-8, гл. 2337,70-2337,80 м

5. Глинистые минералы в инертините и витрините. Даниловское месторождение, скв. 10570. Проба Д70-12, гл. 1822,70 м (линза)

6. *Сросток пирита и карбоната*. Даниловское месторождение, скв. 10570. Проба Д70-12, гл. 1822,70 м (линза)

Фототаблица XIV















Фототаблица XV. Минеральные включения:

1. Вкрапление мелких зерен пирита в витрините. Тальниковое месторождение, скв. 6819. Проба Т19-26, гл. 1830,50 м

2. *Крупные кристаллы пирита*. Яхлинское месторождение, скв. 10671. Проба Я71-6, гл. 2306,10-2306,70 м

3. *Глинистые минералы в витрините*. Тальниковое месторождение, скв. 10320. Проба Т20-44, гл. 1752,50-1752,80 м

4. *Карбонаты(?) и глинистые минералы*. Сыморьяхское месторождение, скв. 10548. Проба С48-78, гл. 2205,7 м

5. Гидроокислы железа (?). Нерохская площадь, скв. 11201, гл. 1659,9 м

6. *Прорастание кальцита в витрините*. Ловинское месторождение, скв. 10650. Проба Л50-26, гл. 2295,60-2295,75 м

Фототаблица XV















Мацералы групп семивитринита и липтинита занимают подчиненное положение, составляя соответственно 5,2 и 6,1 % в среднем в угле.

Группа **семивитринита** выражена нечетко, отмечается только в сростках (фототабл. IX, 3, 5, 6) и ее содержание колеблется в пределах 0 – 10 %. Лишь в единичных пробах отмечается более высокое содержание семивитринита.

Группа **липтинита** представлена споринитом и кутинитом (фототабл. X, 3). Реже встречается резинит, который выполняет полости клеток в витрините, иногда образует скопления (фототабл. XII, 2). В спорините преобладают микроспоры (фототабл. X, 5), макроспор практически нет. Кутинит – в виде обрывков (фототабл. XII, 5), но часто отмечаются и кутикулы хорошей сохранности (фототабл. XI, 4).

Характерными для данных углей являются скопления липоидных мацералов (как споринита, так и кутинита), ориентированные по наслоению и образующих полосчатые (фототабл. XI, 2, 3) и линзовидно-полосчатые (фототабл. XI, 5; XII, 5) структуры, за счет переслаивания с витринитом.

В группе **минеральных примесей** наиболее распространены глинистые минералы (фототабл. XIII, 1; XIV, 2), встречающиеся в самом разнообразном виде: тонкорассеянные в органическом веществе, линзы, прослои, выполнение трещин, изредка заполнение полостей клеток. Повсеместно встречается пирит, как в виде отдельных кристаллов, так и в виде сростков (фототабл. XIV, 6) и скоплений. Карбонаты и кальцит занимают незначительное место (фототабл. XIV, 3), а зерна кварца встречены лишь в единичных пробах. Среднее содержание минеральных примесей составляет 8,3 % при разбросе значений от 1 до 28 %.

В заключение нужно отметить, что микрокомпонентный состав углей Шаимской площади весьма разнообразен. Угли в основном имеют полосчатую структуру, которая обусловлена чередованием полос различных микрокомпонентов (см. фототабл. I, 4; III, 5; фототабл. V, 1; фототабл. VIII, 5; фототабл. XI, 2), хотя она не всегда четко выражена. Какой-либо приуроченности (тем более четкой) определенного комплекса микрокомпонентов к конкретному месторождению не установлено.

4.2. Петрографические типы углей

При выделении петрографических типов углей мы основывались на их вещественно-петрографическом составе и структурно-текстурных особенностях. Выделенные типы углей, вслед за Л. И. Боголюбовой и В. С. Яблоковым (1951), назывались генетическими или петрографическими, поскольку они по комплексу признаков отражают общие условия накопления и первичного превращения исходного материала. Как известно, в углепетрографии используются различные классификации гумусовых углей (Вальц и др., 1958; Жемчужников, 1948; Жемчужников, Гинзбург, 1960; Крылова и др., 1956; Тимофеев и др., 1962). В настоящей работе нами принята классификация ленинградских углепетрографов [17, 18, 25, 50] как "…предельно простая…" (по справедливому замечанию А. И. Егорова, 1992) и широко используемая в практической работе отечественных углепетрографов.

4.2.1. Вещественно-петрографическая классификация углей Шаимского НГР

Согласно вещественно-петрографической классификации углей, предложенной углепетрографами ВСЕГЕИ [18, 25, 50, 75], рассматриваемые угли представлены одной группой – гумолитами, образовавшимися из остатков высших растений. В группе гумолитов основным классом углей являются гелитолиты, в которых преобладают гелифицированные компоненты, образовавшиеся в результате остудневания растительных тканей. Фюзенолиты, в которых преобладают фюзенизированные компоненты, возникшие вследствие обугливания тех же растительных тканей, и микстогумолиты, характеризующиеся отсутствием резкого преобладания какой-либо одной группы микрокомпонентов (гелифицированных, фюзенизированных, липоидных) и занимающие по петрографическому составу промежуточное положение между гелитолитами, фюзенолитами и липоидолитами, имеют подчиненное распространение (табл. 4.1). Липоидолиты – угли, состоящие в существенной части из липоидных компонентов, встречены только в одном случае (скв. Тангинская 11130, проба Tн30-5).

Бо́льшая часть углей Шаимского района принадлежит к классу гелитолитов. Среди них по степени преобладания основного углеобразующего вещества установлены угли двух подклассов: гелититы – угли, содержащие более 75 % гелифицированных компонентов, и гелиты, содержащие 50-75 % этих компонентов.

По содержанию второстепенных микрокомпонентов (мацералов) среди углей каждого подкласса нами установлены типы. Отнесение угля в каждом конкретном случае к определенному классу, подклассу и типу проведено на основании подсчетов органических мацералов (и групп мацералов – L, Vt, Sv, I) (см. табл. 3.2). При этом семивитринит учитывался совместно с витринитом, исходя из нижеследующих соображений. Во-первых, мацералы группы семивитринита, хотя и занимают промежуточное положение между витринитом и инертинитом, но подобно микрокомпонентам группы витринита "…также яв-

ляются продуктами гелификации тканей высших растений, ...подвергшихся некоторому окислению..." [45] (в отличие, например, от семифюзинита, также занимающего промежуточное положение между семителинитом и фюзинитом, но уже по степени фюзенизации или окисленности растительного вещества, относимого к группе инертинита). Во-вторых, в настоящем разделе нами рассматриваются, скорее, геологические вопросы (выделение петрогентипов углей, реконструкция фациальных обстановок палеоторфяников, установление закономерностей распределения петрогентипов и фаций палеоторфяников в разрезе), а не технологические, рекомендующие, например, при оценке спекающей способности углей относить две трети компонентов семивитринита к сумме отощающих компонентов [31], т. е. к группе инертинита. Включение углеобразующих компонентов (гелифицированных, фюзенизированных, липоидных) в название петрографических типов проводилось при количестве этих компонентов не менее 10 %. Исходя из выше изложенного среди гелитов нами выделены: собственно гелиты, которые кроме остатков остудневших тканей других компонентов содержат в количестве не менее 10 %; липоидо-гелиты – с преобладанием из второстепенных компонентов липтинита; липоидо-фюзито-гелиты – с близким содержанием из второстепенных липоидных и фюзенизированных компонентов; фюзито-гелиты – с преобладанием из второстепенных фюзенизированных микрокомпонентов.

Среди углей подкласса гелититов установлены соответственно фюзитогелититы и липоидо-фюзито-гелититы. Класс фюзенолитов представлен одним подклассом – фюзититами и одним типом – гелито-фюзититами, содержащими 50-70 % фюзенизированных компонентов. В состав липоидолитов входят угли подкласса липоидолитов (один тип – гелито-липоидитит).

Угли класса микстогумолитов представлены двумя подклассами: микстогумитами, в которых количество каждого из основных микрокомпонентов (*L*, *Vt*, *I*) не выходит за пределы 25-50 %, и микстогумититами, где это соотношение несколько смещается, главным образом, в сторону пониженного содержания липтинита.

Ниже приводится краткая характеристика петрогенетических типов углей Шаимского НГР.

4.2.2. Краткая характеристика петрогенетических типов углей

Гелитолиты. Как и во многих других раннемезозойских угленосных формациях этого региона (Западно-Сибирская плита [28, 50 и др.], восточный склон Урала и Тургайский прогиб [77, 80 и др.], гелитолиты в количественном отношении существенно преобладают над углями других классов гумолитов. Среди гелитолитов в Шаимском районе установлены, как уже было отмечено выше, гелиты и гелититы (табл. 4.1).

Гелиты. Это наиболее распространенный подкласс углей. Под микроскопом угли характеризуются количественным преобладанием гелифицированных компонентов (Vt + Sv): 72-98 % (здесь и далее процентное содержание мацералов приведено на органическую массу). Из второстепенных микрокомпо-

Вещественно-петрографическая классификация углей Шаимского НГР

Классы	Подклассы	Типы	Номера (индексы) проб (см. табл. 2.2, 3.2)	Мацералы органической массы угля, %			
				(в числителе: от-до, в знаменателе: среднее, количество проб)			
				L°	Vt °	Sv °	Ι°
	Гелиты		С29-33, 44; С48-26, 35, 56; Лз63-4;	1 - 12	81 - 97	1-6	1-9
		Гелиты	Лз98-17; Т20-14;	4,8 (27)	94,6 (27)	1,3 (23)	2,7 (27)
			Я71-6, 8, 9, 17, 28, 33; Л50-11,				
			13, 17, 26; 3T23-70, 85, 108, 117,				
			123, 131, 170, 172				
		Липоидо-гелиты	С11-12; С29-21; С48-40; Лз63-	11-18	73 - 89	1-2	1-9
			1; Т20-82; Л50-16	13,8 (6)	81,3 (6)	1,2 (5)	4,4 (5)
		Липоидо-фюзито-	C11-19	11	75	1	13
		гелиты					
		Фюзито-гелиты	Лз98-21; Т20-66, 93; Я71-13,	1 - 8	72 - 81	1-9	11 - 18
			22, 34; 3T23-68, 136, 140; У35-	4,1 (11)	77,3 (11)	3,4 (11)	15,3 (11)
			12,14				
Гелитолиты	Гелититы	Фюзито-гелититы	Т66-10; Д70-12; С29-59; Лз63-	1-9	38 - 74	1-26	17 - 48
			2, 5; Лз98-10, 16; Т19-25; Т20-	3,8 (29)	57,2 (30)	6,8 (30)	32,6 (30)
			44, 60, 68, 74, 87, 95, 108; Я71-				
			29; Л28-65а, 70, 82, 90, 96, 98,				
			102; Л50-18, 20, 29; ЗТ23-176;				
			У35-10, 13				
		Липоидо-фюзито-	C29-20; T19-13; T20-41	12 - 14	35 - 67	2 - 17	18 - 35
		гелититы		13(3)	46,7 (3)	11,3 (3)	29 (3)
Фюзенолиты	Фюзититы	Гелито-фюзититы	Д70-18; С48-51, 78; Т20-115;	1-6	10 - 46	4 - 20	50 - 70
			Л28-125; Л50-15; ЗТ23-138	2,6 (7)	29,1 (7)	10,0 (7)	58,3 (7)
Липоидолиты	Липоидититы	Гелито-	Тн30-5	53	39	1	7
		липоидититы					
Микстогумо-	Микстогумиты		3T23-198	25	47	2	26
ЛИТЫ							
	Микстогумититы		Тн30-8; Лз98-13; Т19-14; ЗТ23-	3-15	13 - 34	5-31	41 - 49
			187; Y35-11	9,4 (5)	25,0 (5)	19,6 (5)	46,0 (5)
нентов в одинаковых пределах (1-18 %) присутствуют мацералы групп липтинита и инертинита.

Собственно гелиты – наиболее распространенный в подклассе гелитов тип углей (фототабл. XVI, 1; XVII, 1-6)^{*}, состоящий почти исключительно из остатков гелифицированных растительных тканей – мацералов группы виринита: коллинита и телинита (83-98 %). Телинит образует линзы и прослои в коллините и имеет клеточную или комковатую структуру (фототабл. XVII, 3, 5). Мацералы группы инертинита представлены фюзинитом и семифюзинитом (фрагменты и аттрит с различной степенью сохранности структуры), меньше – макринитом, микринитом и склеротинитом. Липоидные компоненты – это обычно споринит и кутинит (фототабл. XVI, 1), расположенные чаще послойно в витрините, редко – резинит и суберинит. Минеральные включения присутствуют в виде глинистого вещества (тонкорассеянного в витрините) и карбонатов. Иногда, чаще у зольных разновидностей, наблюдается отчетливая полосчатая микроструктура за счет послойного расположения в коллинитовой основной массе кутинита и минеральных включений.

Липоидо-гелиты значительно уступают по распространенности предыдущему типу углей и в отличие от него характеризуются более высокими (11-18 %, см. табл. 4.1) содержаниями липоидных компонентов. Из органических мацералов в них, по-прежнему, преобладает витринит: коллинит, часто "засоренный" тонкодисперсным глинистым веществом, и, в меньшей мере, телинит, последний обычно в виде структурных (клетки, комочки) линз и полос в коллините. Как и в предыдущем типе, единичны включения семивитринита в коллините. Мацералы группы липтинита представлены в основном кутинитом и споринитом, образующими послойные скопления в коллините, единичны зерна резинита. Микрокомпоненты группы инертинита присутствуют в виде фрагментов, а чаще – обрывов фюзинита и семифюзинита с плохой сохранностью структуры, а также макринитом и микринитом (линзы и полоски в коллините). Минеральные компоненты представлены, главным образом, глинистым веществом, меньше – карбонатами и разной величины зернами пирита (в коллините). Нередко наблюдается полосчатая микроструктура за счет послойного расположения в основной (коллинитовой) массе липтинита, минерального (чаще глинистого) вещества, реже – инертинита (фототабл. XVIII, 3; XXII, 4, 5).

Липидо-фюзито-гелиты отличаются от выше охарактеризованного типа только повышенным содержанием микрокомпонентов группы инертинита (фюзинит, семифюзинит, макринит).

Фюзито-гелиты – второй по распространенности тип углей в подклассе гелитов. Характеристика микрокомпонентного состава близка к таковой других типов гелитов.

^{*} Расшифровка аббревиатуры и характеристика фаций ископаемых торфяников (угольных пластов) приведены в разделе 4.3.2. Для фототабл. XVI, XX условия съемки: прозрачные шлифы, проходящий свет, николи ||, увел. 90; XVII-XIX, XXI-XXIII – аншлифыбрикеты, отраженный свет, масляная иммерсия, николи ||, увел. 300.

Особенностью данного типа является стабильно повышенное содержание (11-18, в среднем более 15 %) мацералов группы инертинита: фюзинита и семифюзинита, нередко со слегка деформированной клеточной структурой древесных тканей, и макринита, а также несколько повышенное количество семивитринита (фототабл. XVI, 3; XIX, 1-3, 5, 6; XX, 1).

Гелититы. Главными углеобразующими в этом подклассе являются те же, что и в гелитах, гелифицированные компоненты. Основная масса (коллинит) часто «загрязнена» примесью глинистого вещества. Отличием от гелитов является несколько большая степень измельченности исходного материала и, главным образом, большее содержание фюзенизированных компонентов (в среднем 29-33 %) в виде аттрита и мелких фрагментов. Среди углей рассматриваемого подкласса по степени участия второстепенных компонентов выделено два типа, отличительные особенности которых приведены ниже.

Фюзито-гелититы – самый распространенный тип углей в классе гелитолитов (фототабл. XIX, 4; XX, 2; XXIII, 1, 3-5). По-прежнему главными в составе углей являются мацералы группы витринита (в среднем - 57 %) - коллинит и телинит. Первый, количественно преобладающий, часто содержит примесь глинистого вещества; второй, образующий линзы, полосы в коллините, обычно имеет комковатую или клеточную структуру. Семивитринит, количество которого заметно больше по сравнению с гелитами, также присутствует в виде полос и линз в основной (коллинитовой) массе. Мацералы второй по значению группы – инертинита – представлены фрагментами фюзинита и семифюзинита, а также аттритом, с разной степенью сохранности клеточной структурой (полости клеток «пустые», заплывшие, или выполненные глинистым материалом), а также макринитом и микринитом, образующими иногда полосы и линзы в основной массе; единичны зерна склеротинита. Мацералы группы липтинита представлены (по степени убывания) кутинитом, споринитом, резинитом. В составе минеральных включений преобладают глинистые минералы, меньше участие карбонатов, кварца и сульфидов железа. Часто угли имеют полосчатую микроструктуру за счет переслаивания органических и минеральных микрокомпонентов.

Липоидо-фюзито-гелититы отличаются от выше рассмотренного типа значительно меньшей распространенностью и стабильно повышенным количеством липтинита.

Фюзенолиты являются вторым по распространенности и значительно уступающим гелитолитам классом углей среди рассматриваемых гумолитов. Здесь устанавливается один подкласс (*фюзититы*) и один тип (*гелито-фюзититы*) углей, характеризующихся максимальным содержанием мацералов групп инертинита (50-70 %, см. табл. 4.1; фототабл. XIX, 1-6; XX, 3). Последние представлены фюзинитом, семифюзинитом, макринитом и микринитом. Первые два из них в фрагментах имеют различной степени сохранности клеточную структуру: от сильно нарушенной, деформированной, с заплывшими клетками до практически ненарушенной (редко). Полости клеток пустые или заполнены глинистым веществом. Бесструктурные мацералы чаще образуют скопления и слагают полосы или "рассеяны" в коллините. Второстепенные

Фототаблица XVI. Гелит. Гелит зольный. Фюзито-гелит:

1. Гелит. Кутикула (*L_{kt}*) и микроспоры (*L_{sp}*) в коллинитовой (*Vt_k*) однородной бесструктурной основной массе. Слева – фрамбоидальное выделение сульфидов железа. Увел. 70. Фация ТЗТ. Сыморьяхское месторождение, скв. 10255, гл. 2083,0 м

2. Гелит зольный. В коллинитовой (Vt_k) почти однородной основной массе послойные выделения бесструктурного телинита (Vt_t), липтинита (микроспоры - L_{sp} , аттрит кутинита - L_{kt}), инертинита (I_f , аттрит), глинистого вещества (M_{gl} , тонкорассеянный по наслоению и линзочки в витрините). Увел. 75. Фация ТПТ. Лазаревское месторождение, скв. 10663. Проба Лз63-4, гл. 2189,30-2189,40 м

3. Фюзито-гелит. В коллинитовой (Vt_k) основной массе аттритовой структуры послойные выделения телинита (Vt_t), липтинита (L_{sp} , L_{kt} , L_r), инертинита (I_f , I_{ma} ; аттрит и мелкие фрагменты). Увел. 70. Фация ТПТ. Сыморьяхское месторождение, скв. 10255, гл. 2133,0 м

Фототаблица XVI







Фототаблица XVII. Гелиты:

1. Гелит. Витринит (Vt_k, Vt_t) с неясной, почти неслоистой микротекстурой. Небольшое количество минеральных включений, липтинита, макринита. Фация ТЗТ. Лазаревское месторождение, скв. 10398. Проба Лз98-17, гл. 2170,2-2170,4 м

2. Гелит. Витринит (Vt_k, Vt_t) с неотчетливой аттритово-фрагментарной микроструктурой. Небольшое количество липтинита (L_{sp}), минеральных включений, аттрита фюзинита. Фация ТЗТ. Яхлинское месторождение, скв. 10671. Проба Я71-17, гл. 2355,5-2355,8 м

3. *Гелит.* Линзы телинита с неотчетливой комковатой микроструктурой в коллинитовой основной массе. Небольшое количество минеральных включений, единичное зерно инертинита. Фация ТЗТ. Ловинское месторождение, скв. 10650. Проба Л50-17, гл. 2251,05-2251,70 м

4. *Гелит.* В коллинитовой основной массе линзовидные включения липтинита, немного глинистого вещества. Фация ТЗТ. Западно-Тугровское месторождение, скв. 23. Проба 3Т23-85, гл. 2250,85-2250,90 м

5. Гелит. Резко преобладает витринит (*Vt_k*, *Vt_t*). Нитевидные включения кутинита, участками окаймляющие телинит (паренхимные ткани?). Фация ТЗТ. Западно-Тугровское месторождение, скв. 23. Проба 3Т23-123, гл. 2283,00-2283,25 м

6. Гелит. Резко преобладает витринит (Vt_k) с включениями липтинита (L_{sp}, L_{kt}). Трещины в коллините выполнены глинистым веществом. Фация ТЗТ. Западно-Тугровское месторождение, скв. 23. Проба 3Т23-131, гл. 2290,70-2290,80 м

Фототаблица XVII













Фототаблица XVIII. Гелиты зольные. Липоидо-гелит. Фюзито-гелит зольный:

1. Гелит зольный. Переслаивание витринита (Vt_k , Vt_t), минеральных примесей (преимущественно M_{gl}), липтинита (L_{sp} , L_{kt}), присутствует аттрит инертинита (I_f , I_{ma}). Фация ТПТ. Сыморьяхское месторождение, скв. 10548. Проба С48-35, гл. 2147,6 м

2. Гелит зольный. Проточность среды торфонакопления подчеркивается присутствием в витрините (*Vt_k*) линз и полос инертинита (аттрит *I_f*, *I_{sf}*), семивитринита, расположением минеральных включений. Фация ТПТ. Яхлинское месторождение, скв. 10671. Проба Я71-9, гл. 2339,10-2339,20 м

3. Липоидо-гелит. В витрините (преимущественно Vt_k) нитевидные прослои и полосы липтинита (больше L_{kt}) и минерального вещества (M_{gl}), присутствует инертинит (I_f , I_{ma}). Фация ТПТ. Ловинское месторождение, скв. 10650. Проба Л50-16, гл. 2249,50-2249,65 м

4. Фюзито-гелит зольный. В витрините (больше Vt_t , Vt_k) линзочки и тонкие прослои, скопления, представленные инертинитом (преимущественно аттрит I_f , I_{sf} , I_{ma}), липтинитом (L_{sp} , L_{kt}), минеральными включениями. Фация ТПТ. Западно-Тугровское месторождение, скв. 23. Проба 3T23-68, гл. 2242,10-2242,15 м

5. *Гелит зольный*. В коллините прослои, линзочки, скопления, сложенные минеральным веществом, меньше – липтинитом. Фация ТПТ. Западно-Тугровское месторождение, скв. 23. Проба 3T23-172, гл. 2320,25-2320,30 м

6. *Гелит зольный*. Скопления инертинита (микринита) в витрините (преимущественно *Vt_k*). Присутствует липтинит. Фация ТПТ. Умытьинское месторождение, скв. 10535. Проба У35-9, гл. 1657,20-1657,40 м

Фототаблица XVIII















Фототаблица XIX. Фюзито-гелиты. Фюзито-гелитит:

1. *Фюзито-гелит*. Преобладают витринит (*Vt_k*, *Vt_t*) и инертинит (*I_f*, *I_{sf}*), присутствуют семивитринит, липтинит, минеральные включения. Тальниковое месторождение, скв. 10320. Проба T20-66, гл. 1769,65-1769,70 м

2. Фюзито-гелит. Преобладают коллинит (с трещинами усыхания) и инертинит (I_f , I_{sf}), минеральные включения представлены глинистым веществом. Фация ТЗО. Тальниковое месторождение, скв. 10320. Проба Т20-93, гл. 1787,50-1787,80 м

3. *Фюзито-гелит*. Преобладают витринит (*Vt_k*) и инертинит (*I_f*, *I_{sf}*), присутствуют липтинит (*L_{sp}*) и минеральные включения. Фация ТЗО. Яхлинское месторождение, скв. 10671. Проба Я71-34, гл. 2406,50 м

4. *Фюзито-гелитит*. Переслаивание коллинита и фюзинита. В коллините нитеобразные включения кутинита. Минеральные примеси: глинистое вещество, единичные зерна сульфидов железа. Фация ТЗО. Ловинское месторождение, скв. 10628. Проба Л28-65а, гл. 2118,70-2118,80 м

5. *Фюзито-гелит*. Крупный фрагмент фюзинита с хорошей сохранностью клеточной структуры на контакте с витринитом (*Vt_k*, *Vt_t*). Фация ТЗО. Западно-Тугровское месторождение, скв. 23. Проба 3T23-136, гл. 2291,70-2291,80 м

6. *Фюзито-гелит*. Переслаивание фюзинита (с плохой сохранностью клеточной структуры) и коллинита. В полостях клеток фюзинита, меньше – в коллините присутствует глинистое вещество. Фация ТЗО. Западно-Тугровское месторождение, скв. 23. Проба 3Т23-140, гл. 2293,70-2294,20 м

Фототаблица XIX















микрокомпоненты представлены коллинитом, иногда "засоренным" глинистыми минералами, и, в меньшей мере, телинитом с нечеткой клеточной структурой. В небольшом количестве отмечены семивитринит (структурный и бесструктурный) и липоидные компоненты (споринит, кутинит). Микроструктура углей – от беспорядочной до полосчатой.

Класс липоидолитов также представлен одним подклассом (липоидитами) и одним типом – гелито-липоидититом (фототабл. XXII, 6), в котором преобладающими компонентами являются кутинит и споринит (суммарное количество 53 %), подчеркивающие вместе с минеральными включениями (10 % состава угля с минеральными примесями) волокнисто-фрагментарную и, чаще аттритово-волокнистую^{*} микроструктуру угля. Из второстепенных микрокомпонентов присутствуют витринит (коллинит и меньше телинит), инертинит (фюзинит, макринит, микринит) и минеральные (глинистое вещество, сульфиды железа).

Угли класса *микстогумолитов* в неравной степени представлены двумя подклассами – *микстогумитами* и *микстогумитами* (см. табл. 4.1; фототабл. XXIII, 2, 6). Не останавливаясь на характеристике микрокомпонентного состава отдельных подклассов, которые не отличаются от таковых для выше описанных углей, отметим все же некоторые особенности микстогумолитов. Во-первых, это повышенное участие в их сложении мацералов групп инертинита (по этому показателю они уступают только собственно фюзититам) и, во-вторых, повышенное (даже максимальное среди всех рассмотренных типов углей) количество в них семивитринита (в среднем для микстогумититов около 20 %), что в целом объясняется особенностями условий накопления их исходного материала.

В завершение рассмотрения петрографического состава углей кратко остановимся на их зольных разновидностях (фототабл. XVIII, 1, 2, 4-6; XXII, 1-5). При этом заметим, что к зольным мы относим угли с величиной $A^d \ge 10$ %. Эта принятая нами граница зольных углей, в основном разделяющая их "внешнюю" (терригенную) и "внутреннюю" (сорбционную и диагенетическую) золу, не больше так называемой "нормальной" (до 12 %) зольности низинных торфяников [64, 98 и др.] и была подтверждена нами ранее для угленосных отложений Тургайского буроугольного бассейна [78]. Напомним, что все вышеописанные классы, подклассы и типы углей определялись на основании расчетов микрокомпонентного состава на органическую массу угля. В то же время все типы углей весьма различаются по присутствию в них минеральных примесей, количество которых меняется в широком диапазоне: от 1 до 28 % (в составе угля с минеральными примесями [32]); в близких пределах изменяется и величина зольности (A^d от 1,0 до 32,3 %: см. табл. 3.2). Количество минеральных примесей определяется степенью подвижности (проточности) среды древнего торфонакопления, что подробнее будет рассмотрено нами в разделе 4.3 настоящей работы. Здесь же отметим только петрографические признаки таких зольных разновидностей углей (главным образом, это гелиты и гелититы). К ним относятся: "засоренность" углей глинистым материалом (от тонкодисперсной

^{*} Названия микроструктур даны по Г. К. Хрусталевой [95].

примеси в коллините до обособления в виде тонких линз и прослоев), "расщепленность" ("растрепанность") фрагментов растительных тканей, уменьшение размера растительных тканей (увеличение измельченности обрывков тканей) с увеличением количества минеральных примесей (т. е. с увеличением проточности среды торфонакопления).

В табл. 4.2 приведено распределение рассмотренных классов, подклассов и типов углей в стратиграфическом разрезе нижне-среднеюрских отложений Шаимского НГР. В ней не очень отчетливо, но все же просматривается преобладающее развитие гелитолитов в средней и верхней части разреза (интервал ЛЦ-II от 4 по 1), где бо́льшая обводненность торфяных болот благоприятствовала процессам гелификации исходного материала. В свою очередь, фюзенолиты и, меньше, микстогумолиты больше развиты в средней-нижней части разреза (интервал: шеркалинская свита - ЛЦ-II 4 и 3), где из-за меньшей обводненности среды торфообразования существенно развивались процессы фюзенизации растительных тканей.

Что касается распределения подклассов и типов углей на изученной площади Шаимского района, то имеющийся в нашем распоряжении фактический материал (см. табл. 3.2, 4.1) позволяет отметить следующее. В более северной части района (месторождения Западно-Тугровское, Яхлинское, Сыморьяхское) преимущественно развиты гелиты и липоидо-гелиты, в том числе зольные, что свидетельствует об имевшем здесь место торфонакоплении в условиях сильно обводненных, в разной степени проточных болот, где преобладали процессы гелификации исходного растительного материала. Несколько южнее (месторождения Ловинское, Лазаревское и Тальниковое), где в основном распространены фюзито-гелититы, при в целом большой обводненности торфяных болот существовали условия и для фюзенизации растительных тканей.

На рис. 4.1 – 4.4 показаны количественные соотношения микрокомпонентов, слагающих угли Шаимского района. Рис. 4.1, выполненный в соответствии с известным равносторонним треугольником, предложенным И. Э. Вальц, А. И. Гинзбург и А. А. Любер для графического изображения состава гумусовых углей [70], и принятой в разделе 4.2.1 классификации гумолитов, отчетливо демонстрирует резкое преобладание среди изученных углей гелитолитов.

На рис. 4.2, где в углах равностороннего треугольника расположены мацералы (100 %) групп витринита (Vt), инертинита вместе с семивитринитом (I + Sv) и липтинита, картина несколько меняется: практически все рассмотренные пробы углей находятся в двух малых внутренних треугольниках (I и II), т. е. объединение инертинита с семивитринитом вызывает переход части гелитолитов и микстогумолитов в класс фюзенолитов. Более интересен, как нам представляется, рис. 4.3, где показано соотношение мацералов рассматриваемых углей в координатах Vt - Sv - I [67].

Фототаблица ХХ. Фюзито-гелит. Фюзито-гелитит. Гелито-фюзитит:

1. Фюзито-гелит. В коллинитовой (Vt_k) и семиколлинитовой (Sv_k) основной массе аттритовой микроструктуры линзовидные и послойные выделения телинита (Vt_t), семителинита (Sv_t), инертинита (I_f , I_{ma}), липтинита (L_{sp} , L_{kt}) и глинистого вещества (M_{gl}). Увел. 75. Фация ТПТ. Сыморьяхское месторождение, скв. 10255. Гл. 2111,0 м

2. Фюзито-гелитит. В почти однородной коллинитовой (Vt_k) основной массе послойные выделения аттрита и фрагментов инертинита (I_f , I_{sf} , I_{ma}), телинита (Vt_t), и семителинита (Sv_t). Увел. 70. Фация ТЗО. Лазаревское месторождение, скв. 10663. Проба Лз63-4, гл. 2157,5 м

3. Гелито-фюзитит. Послойные скопления фрагментов фюзинита (*I_f*), семифюзинита (*I_{sf}*), семителинита (*Sv_t*), прослои витринита (преимущественно *Vt_k*). Увел. 75. Фация ТЗЛ. Сыморьяхское месторождение, скв. 10548. Проба С48-51, гл. 2165,3 м

Фототаблица XX







Фототаблица XXI. Гелито-фюзититы:

1. *Гелито-фюзитит*. Крупные фрагменты, меньше – аттрит мацералов группы инертинита в коллинитовой основной массе. Фация ТЗЛ. Сыморьяхское месторождение, скв. 10548. Проба С48-51, гл. 2165,3 м

 Селито-фюзитит. Фрагменты и аттрит мацералов группы инертинита с прослоями витринита. Фация ТЗЛ. Западно-Тугровское месторождение, скв.
Проба 3Т23-138, гл. 2292,70-2293,15 м

3. *Гелито-фюзитит*. Прослой витринита (*Vt_k*) среди фрагментов мацералов группы инертинита (*I_f*, *I_{sf}*, *I_{ma}*). Фация ТЗЛ. Тальниковое месторождение, скв. 10320. Проба T20-115, гл. 1805,45 м

4. *Гелито-фюзитит*. Фюзинит и семифюзинит с прослоем витринита. Фация ТПС. Даниловское месторождение, скв. 10570. Проба Д70-18, гл. 1825,80-1826,15 м

5. *Гелито-фюзитит*. Беспорядочное и послойное расположение инертинита (*I_f*, *I_{ma}*) и семивитринита в коллинитовой основной массе. Фация ТПС. Ловинское месторождение, скв. 10628. Проба Л28-125, гл. 2282,7 м

6. *Гелито-фюзитит*. Микрополосчатая структура, обусловленная переслаиванием инертинита (*I_f*, *I_{sf}*, *I_{ma}*) и витринита. Фация ТПС. Сыморьяхское месторождение, скв. 10548. Проба С48-78, гл. 2205,7 м

Фототаблица XXI















Фототаблица XXII. Гелиты. Липоидо-гелиты, липоидо-фюзито-гелит зольные. Гелито-липоидитит:

1. Липоидо-фюзито-гелит зольный. В витрините (преимущественно Vt_k) линзы и прослои липтинита (L_{kt} , L_{sp}) и глинистого вещества, аттрит и фрагменты инертинита (I_f , I_{sf}). Фация ТПО. Сыморьяхское месторождение, скв. 10211. Проба С11-19, гл. 2120,00-2120,10 м

2. Гелит зольный. В витрините включения липтинита (L_{sp} , L_{kt}), инертинита (I_{ma}), минерального вещества (M_{gl} , M_{kr} , M_s). Фация ТПО. Сыморьяхское месторождение, скв. 10629. Проба С29-33, гл. 2091,40-2091,45 м

3. Гелит зольный. В витрините (Vt_k) тонкие прослои липтинита (L_{kt}, L_{sp}) и глинистого вещества, фрагмент фюзинита. Фация ТПО. Сыморьяхское месторождение, скв. 10629. Проба С29-44, гл. 2108,95-2109,00 м

4. Липоидо-гелит зольный. В коллините прослои и линзы глинистого вещества, липтинита (*L_{sp}*, *L_{kt}*), аттрит фюзинита. Фация ТПО. Сыморьяхское месторождение, скв. 10548. Проба С48-40, гл. 2151,05 м

5. Липоидо-гелит зольный. В витрините (Vt_t , Vt_k) прослои глинистого вещества, липтинита (L_{sp} , L_{kt}), аттрит инертинита. Фация ТПО. Лазаревское месторождение, скв. 10663. Проба Лз63-1, гл. 2135,20 м

6. Гелито-липоидитит. Переслаивание линз и прослоев липтинита (*L_{sp}*, *L_{kt}*), витринита и глинистого вещества, аттрит инертинита (*I_f*, *I_{ma}*), скопления сульфидов железа. Фация ТПК. Тангинское месторождение, скв. 11130. Проба Тн30-5, гл. 1473,60-1473,80 м

Фототаблица XXII

















Фототаблица XXIII. Фюзито-гелититы. Микстогумолиты:

1. *Фюзито-гелитит*. Преобладает инертинит (*I*_{sf}, *I*_f, меньше *I*_{ma}), витринит и семивитринит. Фация ТПА. Даниловское месторождение, скв. 10570. Проба Д70-12, гл. 1822,70 м

2. *Микстогумитит*. Преобладает инертинит (*I_f*, *I_{sf}*, *I_{ma}*), витринит, семивитринит. Фация ТПЛ. Тангинское месторождение, скв. 11130. Проба Тн30-8, гл. 1488,80-1489,20 м

3. *Фюзито-гелитит*. Линзы телинита среди переслаивающихся коллинита, инертинита (*I*_{sf}, *I*_{ma}, *I*_{mi}), семивитринита и глинистого вещества. Фация ТПЛ. Сыморьяхское месторождение, скв. 10629. Проба С29-59, гл. 2129,50 м

4. *Фюзито-гелитит*. Преобладают инертинит (*I_f*, *I_{sf}*, *I_{ma}*) и витринит (преимущественно *Vt_k*), присутствуют липтинит (преимущественно *L_{sp}*), минеральные включения. Фация ТПЛ. Тальниковое месторождение, скв. 10320. Проба T20-95, гл. 1788,7-1789,1 м

5. *Фюзито-гелитит*. Преобладают инертинит (*I_f*, *I_{sf}*, *I_{ma}*), витринит и семивитринит. Фация ТПЛ. Ловинское месторождение, скв. 10650. Проба Л50-19, гл. 2261,80-2262,80 м

6. *Микстогумит*. Преобладают инертинит (*I_f*, *I_{sf}*) и витринит (преимущественно *Vt_k*), присутствуют липтинит (*L_{sp}*, *L_{kt}*), минеральные включения. Фация ТПЛ. Западно-Тугровское месторождение, скв. 23. Проба 3T23-198, гл. 2346,40-2346,50 м

Фототаблица XXIII

















Таблица 4.2

Распределение классов, подклассов и типов углей в стратиграфическом разрезе нижне-среднеюрских отложений Шаимского НГР

Номера литоцик-	Классы, подклассы и типы углей								
лов II порядка и	гелитолиты					фюзенолиты	липоидолиты	микстогумолиты	
индексы страти-	гелиты			гелититы		фюзититы	липоидититы	микстогумиты	
графических еди- ниц разреза (см. рис. 1.7)	гелиты	липоидо-гелиты, липоидо- фюзито-гелиты	фюзито- гелиты	фюзито- гелититы	липоидо- фюзито- гелиты	гелито- фюзититы	гелито- липоидититы	микстогумититы	
1	15, 41, 59	21		1, 2		3	5		
2	12, 16, 60, 61, 65	8, 11, 17	46, 64	22, 26, 43, 45, 47	10, 32, 42			6, 33	
3	13, 19, 24, 29, 85, 87, 91, 103, 104	9, 49, 90	30, 51, 66, 102	14, 28, 48, 50, 52, 75, 77, 78		18,89		27	
4	70, 72, 97, 106, 107, 108, 110		73, 112, 114	25, 39, 53, 71, 79, 80, 81, 82, 92, 94		20, 56, 84, 113			
Р	119, 120			100, 121					
ш								124, 125	

Примечание. Цифры 1-125 в колонках петрографических типов – порядковые номера проб в табл. 3.2



Рис. 4.1 Соотношение микрокомпонентов в гумолитах Шаимского НГР в координатах Vt + Sv (гелифицированное вещество) – I (фюзенизированное вещество) – L (липоидное вещество):

I – гелитолиты, II – фюзенолиты, III - липоидолиты, IV – микстогумолиты. Обозначения 1 - 6 – положение проб углей в стратиграфических интервалах разреза: 1 - 4 – в литоциклах 1 - 4 второго порядка тюменской свиты, 5 – радомской пачки, 6 – шеркалинской свиты (см. рис. 1.7, 2.1)



Рис. 4.2. Соотношение микрокомпонентов в гумолитах Шаимского НГР в координатах Vt - I + Sv - L.

Обозначения те же, что и на рис. 4.1

Во-первых, обращает на себя внимание некоторое повышенное количество семивитринита в пробах из интервала разреза, соответствующего литоциклу ЛЦ-II-2, что является подтверждением промежуточного положения семивитринита между витринитом и инертинитом (но ближе к витриниту), т. е. между гелифицированным и фюзенизированным веществом (сравнить: в табл. 4.2 гелитолиты больше развиты в средней-верхней части разреза, а фюзенолиты и микстогумолиты со значительным участием в их сложении инертинита – в среднейнижней). Во-вторых, в целом для рис. 4.3 видно тяготение преобладающей части изученных проб к области больших значений витринита, что, по нашему мнению, является подтверждением правильности совместного рассмотрения витринита и семивитринита в вещественно-петрографической классификации углей Шаимского района (см. раздел 4.2.1).



Рис. 4.3. Соотношение микрокомпонентов в гумолитах Шаимского HГР в координатах Vt - Sv - I.

Обозначения те же, что и на рис. 4.1

Определенный интерес представляет и рис. 4.4, на котором представлено положение рассматриваемых углей в координатах витринит-инертинит. На нем, по-видимому, просматриваются две тенденции. Во-первых, обратная зависимость между количеством мацералов группы витринита и инертинита, что естественно для двух составных частей углей в закрытой двухкомпонентной системе. Во-вторых, опять же просматривается бо́льшая приуроченность фюзенолитов и микстогумолитов, т. е. углей со значительным участием в их составе инертинита, к средней-нижней частям рассматриваемого разреза (см. также табл. 4.2 и рис. 4.3).



Рис. 4.4. Распределение углей Шаимского НГР в координатах витринит-инертинит.

Обозначения те же, что и на рис. 4.1

4.3. Фации ископаемых торфяников (угольных пластов)

4.3.1. Понятие о фациях ископаемых торфяников

Как отмечает И. Б. Волкова [25], "...в петрологии углей еще нет достаточной ясности в самом понимании термина "угольной фации", их классификации и номенклатуре. Чаще всего понятие "фация" применяется в том значении, которое ему придает Ю. А. Жемчужников и его последователи...". Ю. А. Жемчужников определил фацию как "...совокупность условий накопления осадка, из которых впоследствии образовалась порода..." [39]. По мнению А. И. Гинзбург и И.Б. Волковой, каждая фация в палеоторфяниках "...характеризуется вполне определенными процессами превращения исходного растительного материала, типичной и характерной зольностью, своеобразием минеральных включений..." [28]. При выделении фаций ископаемых торфяников Шаимского района, как и ранее для раннемезозойских угольных формаций восточного склона Урала и Тургайского прогиба [77, 79], мы использовали некоторые из генетических признаков, положенных углепетрографами ВСЕГЕИ в основу систематики этих фаций [18, 71]. Основной материал для установления фациальной принадлежности углей дают петрографические исследования – изучение их микроструктуры. Большое значение имеют микрокомпонентный состав, структурные особенности, состав и характер распределения минеральных примесей. Петрографические исследования позволяют выявить исходный материал углей, процессы разложения и способ накопления исходного материала (автохтонный, аллохтонный). Согласно общепринятым представлениям (Ю. А.

Жемчужников, И. Э. Вальц, П. П. Тимофеев, Л. И. Боголюбова, И. Б Волкова и др.), в основу установления фациальной принадлежности положены следующие факторы: степень обводненности, проточности или застойности болот и характер исходной растительности. Как известно, режим влажности влияет на развитие тех или иных растительных сообществ, определяя направление микробиологической деятельности и тип превращения органических остатков. Основным петрографическим признаком, характеризующим степень обводненности, является преобладание в составе углей гелифицированных и фюзенизированных компонентов. Степень застойности или проточности (устойчивости или подвижности [87]) торфяника определяют структурно-текстурные признаки и зольность угля.

4.3.2. Фации ископаемых торфяников Шаимского района

Фация ископаемого торфяника (угольного пласта) может объединять несколько типов углей с близкими генетическими признаками. Угли выявленных нами фаций различаются по макро- и, главным образом, по микроскопическим признакам, таким, как: главные и второстепенные углеобразующие компоненты, типы превращения и способ накопления растительного материала, особенности микроструктуры. Ниже приводится краткая характеристика фаций ископаемых торфяников (угольных пластов) Шаимского района.

Фация лесных слабо обводненных застойных болот и заболачивающихся лесов (ТЗЛ). В составе углей преобладают микрокомпоненты группы инертинита (50-70 %, табл. 4.3): преимущественно крупные фрагменты в разной степени фюзенизированных тканей древесины (I_f , I_{sf} , фототабл. XX, 3; XXI, 1, 2, 3), в меньшей степени присутствует их аттрит (I_{ma} , I_{mi} , фототабл, XXI, 1). Микроструктура углей фрагментарная и аттритово-фрагментарная. Содержания минеральных (M_{gl} , меньше M_k) примесей в углях минимальные (см. табл. 4.3). Преобладание в углях относительно крупных фрагментов фюзенизированных растительных тканей свидетельствует об автохтонном накоплении их в окислительной среде в условиях аэробного и субаэробного разложения. Среди углей фации «полусухих» болот наблюдают прослои гелифицированных компонентов (Vt, фототабл. XXI, 2, 3), что свидетельствует о периодических обводнениях участков лесных болот. Угли этой фации имеют также минимальные содержания липтинита и выход летучих веществ (табл. 4.4). По вещественнопетрографическому составу угли относятся к гелито-фюзититам.

Фация лесных слабо обводненных в разной степени проточных болот (ТПС). Главная роль в составе углей этой фации принадлежит фюзенизированным и слабо фюзенизированным тканям (фототабл. XXI, 4). Характерна бо́льшая раздробленность растительных остатков: наряду с довольно крупными фрагментами тканей много аттрита. Гелифицированные компоненты имеют второстепенное значение. Фрагменты фюзенизированных тканей ориентированы как беспорядочно (фототабл. XXI, 1, 5), так и послойно (фототабл. XXI, 6). Микроструктура углей преимущественно фрагментарно-аттритовая. Минеральные примеси представлены преимущественно глинистым веществом, наблюдаемым в полостях клеток растительных тканей. От углей предыдущей фации отличаются большей измельченностью растительных тканей и бо́льшим содержанием терригенных примесей, значительные колебания в содержании которых (M = 6.23 %, $A^d = 6.1.32,7 \%$; табл. 3.2, 4.3) свидетельствуют о разной степени проточности среды торфонакопления. По вещественно-петрографическому составу угли также относятся к гелито-фюзититам.

Фация лесных и лесо-топяных периодически проточных болот (ТПЛ). К этой фации нами отнесены фюзито-гелититы, микстогумититы, липоидо-фюзитогелититы и микстогумиты (фототабл. ХХШ, 1-6). Состоят они в основном из гелифицированных и фюзенизированных растительных остатков, наряду с которыми в них довольно много липтинита (в среднем соответственно 42,8; 36,7; 8,9 %; см. табл. 4.3). По петрографическому составу рассматриваемые угли занимают промежуточное положение между гелитами, фюзититами и липоидититами. Распределение микрокомпонентов в углях как беспорядочное (фототабл. ХХШ, 2, 4, 5), так и отчетливо слоистое (фототабл. ХХШ, 3, 6). Минеральные включения наблюдаются чаще в виде мелких линз и прослоев глинистого вещества.

Фация лесо-топяных застойных периодически подсыхающих болот (ТЗО). Угли рассматриваемой фации наиболее распространены и по вещественнопетрографическому составу относятся к фюзито-гелитам и фюзито-гелититам. Под микроскопом в углях преобладают сильно гелифицированные остатки растительных тканей. Характерно послойное скопление фрагментов фюзенизированной древесины среди преобладающей массы гелифицированных компонентов (фототабл. XIX, 1-6). Обычно небольшое количество минеральных примесей (зольность в среднем 6,3 %, по сравнению с выше охарактеризованными фациям ТПЛ и ТПС, в которых величина A^d соответственно составляет 14,1 и 16,9 %, см. табл. 4.3). Перечисленные признаки свидетельствуют о накоплении исходного материала углей в условиях сильно обводненного обычно застойного болота. Послойные скопления фюзенизированных тканей древесины указывают на периодические изменения водного режима в сторону кратковременного осушения.

Фация сильно обводненных застойных болот (ТЗТ). В составе углей этой фации главная роль принадлежит гелифицированным компонентам с более или менее выраженными признаками клеточного строения. Контуры фрагментов гелифицированных тканей не всегда четкие. Среди них, наряду со стеблевым материалом, участие в составе углей принимают остатки листовой паренхимы (фототабл. XVII, 3, 5). К числу второстепенных относятся липоидные компоненты и преимущественно мелкие обрывки фюзенизированных тканей. В данную фацию объединены в основном гелиты. Микроструктура углей аттритово-фрагментарная (фототабл. XVII, 2, 6), флюидально (волокнисто-)фрагментарная, аттритововолокнистая (фототабл. XVII, 4), реже наблюдается неслоистая микроструктура (фототабл. XVII, 1). Содержание терригенных примесей минимальное по сравнению с углями других фаций: максимальные величины *M* и *A^d* составляют 6 и 7 %, а средняя зольность составляет 3,3 % (см. табл. 3.2, 4.3). Согласно общепринятым представлениям [18, 40, 70], резкое преобладание гелифицированных компонентов и малая зольность углей свидетельствуют о накоплении исходного материала в анаэробных условиях разложения сильно обводненной застойной среды.

Таблица 4.3

Характеристика фаций ископаемых нижне-среднеюрских торфяников Шаимского НГР

Фации торфяных болот,		рфяных болот,	Петрографические	Номера (индексы)	Технический анализ, %		Мацералы органической массы,%				
их индекс		индекс	типы углей	проб (см. табл. 3.2)			(в числителе: от-до, в знаменателе: среднее, кол-во проб)				
					A^d	V^{daf}	L°	Vt ^o	Sv°	I°	
Ŧ	Заст	ойных лесных и	Гелито-фюзититы	C48-51; T20-115; 3T23-	1,6-4,0	27,9-31,4	1-2	16 - 46	3 - 20	50 - 70	
tHe	забо	олачивающихся	-	138	3,1 (3)	29,9 (3)	1,3 (3)	27,0 (3)	12,0 (3)	59,7 (3)	
IX (B)	лесов; ТЗЛ										
90 C	Лесн	ных в разной сте-	Гелито-фюзититы	Д70-18; С48-78; Л28-	6,1 - 32,7	33,1-35,7	1-6	10 - 39	4 - 20	51 - 67	
laõc	пе	ни проточных;	-	125; Л50-15	16,9 (4)	34,4 (2)	3,5 (2)	30,7 (4)	8,5 (4)	57,2 (4)	
Ū		ТПС									
			Фюзито-гелититы,	Т66-10; Д70-12; Тн30-							
Обводненных лесных и лесо-		ых лесных и лесо-	липоидо-фюзито-	8; С29-20, 59; Лз98-13;	1,8 - 27,0	31,5 - 51,3	2 - 25	13 - 73	2 - 25	18 - 49	
топя	топяных, периодически про-		гелититы, микстогу-	T19-13, 14, 25; T20-41,	14,1 (17)	40,5 (14)	8,9 (17)	42,8 (17)	11,6 (17)	36,7	
	точі	ных; ТПЛ	миты, микстогумоли-	95; Л50-18, 19, 27;							
			ТЫ	3T23-187, 198; У35-11							
		Периодически	Фюзито-гелиты,	Лз63-2, 5; Лз-98-10, 16,							
		подсыхающих;	фюзито-гелититы	21; T20-44, 60,66, 68. 74,							
		T3O		87, 93, 108; Я71-13, 22,	1,7 – 13,8	31,4 – 48,1	1 - 8	31 - 81	1 - 26	13 - 48	
	XI			29, 34; Л28-65а, 70, 82,	6,3 (33)	39,7 (33)	3,6 (32)	64,6 (33)	5,5 (33)	26,7 (33)	
	IHb			90, 96, 98, 102; Л50-20,							
×	5110			29; 3T23-136, 140, 176;							
HbI	Ē			У35-10, 12, 13, 14							
IeH		Застойных;	Гелиты, липоидо-	Лз98-17; Т20-82; Я71-17;	1,0-7,0	41,3-48,5	2 - 16	<u>73 - 97</u>	1-2	1-12	
ЭДЕ		T3T	гелиты, липоидо-	Л50-13, 17; ЗТ23-85, 108,	3,3 (12)	44,6 (12)	6,1 (12)	89,1 (12)	1,2 (10)	3,9 (12)	
ÓBC			фюзито-гелиты	117, 123, 131, 134, 170							
0 0	Сла	або проточных;	Гелиты, липоидо-	C11-12; C48-26, 35, 56;							
PН		ТПТ	гелиты, фюзито-	Лз63-4; Т20-14; Я71-6, 8,	<u>3,4 – 18,6</u>	3 <u>9,0 - 54</u> ,0	1-18	75 - 97	1-6	1-11	
ГИЛ			гелиты	9, 28. 33; Л50-11, 16, 26;	13,9 (18)	46,5 (14)	5,8 (18)	93,5 (18)	1,6 (17)	3,8 (18)	
\cup				3T23-68, 70, 172; У35-9							
	Проточных; ТПО		Гелиты, липоидо-	C11-19; C29-21, 33, 44;							
			гелиты, фюзито-	С48-10; Лз63-1	2 <u>2,9 - 32,</u> 3	44,9-54,0	7 - 11	75 - 91		1-5	
			гелиты, липоидо-		25,8 (6)	50,4 (4)	9,8 (6)	87,5 (6)	1 (4)	2,2 (5)	
			фюзито гелиты								
Сильно проточных; ТСП Гелито-липоидити			Гелито-липоидититы	Тн30-5	12,4	55,9	53	39	1	7	

Фация сильно обводненных слабо проточных болот (ТПТ). К этой фации отнесены гелиты (в отличие от гелитов выше рассмотренной фации все они зольные: $A^d = 10,8 \div 18,6$ %), липоидо-гелиты и фюзито-гелиты. Под микроскопом угли отличаются от гелитолитов фации ТЗТ большей раздробленностью гелифицированных растительных остатков, большей «засоренностью» терригенными примесями (средняя величина $A^d = 13,9$ %, т. е. в четыре раза выше таковой для гелитов фации ТЗТ, см. табл. 4.3), отчетливо выраженными следами переноса растительного материала и повышенным содержанием стойких по отношению к разложению липоидных компонентов (фототабл. XVIII, 1-6). Перечисленные признаки находятся в зависимости от проточности среды торфонакопления. Угли этой фации по условиям образования являются переходными от сильно обводненных застойных к обводненным проточным торфяным болотам.

Фация сильно обводненных проточных болот (ТПО). Угли рассматриваемой фации под микроскопом состоят из преобладающих гелифицированных растительных остатков, часто измельченных до состояния аттрита. Растительные остатки ориентированы послойно (фототабл. ХХІІ, 1, 3-6) или, реже, беспорядочно (фототабл. ХХІІ, 2). Микроструктура фрагментарно-аттритовая, волокнисто (флюидально-)фрагментарная, аттритово-волокнистая. Минеральные примеси представлены обычно глинистым веществом, меньше – кварцем (фототабл. ХХІІ, 2), количество их высокое (среднее содержание $A^d = 25,8\%$; см. табл. 4.3). Перечисленные признаки указывают на образование углей в условиях проточной среды. К углям рассматриваемой фации отнесены зольные разновидности гелитов, липоидо-фюзито-гелитов, липоидо-гелитов.

Фация сильно обводненных, сильно проточных болот (ТСП). Угли этой фации состоят в значительной части из скопления стойких к разложению компонентов группы липтинита – главным образом споринита и кутинита, меньше – резинита (см. табл. 4.3). Подчиненное значение в их сложении имеют гелифицированные компоненты. Остатки фюзенизированных тканей менее характерны. Минеральные примеси представлены глинистым веществом, кварцем, встречены сульфиды железа. По вещественно-петрографическому составу это гелито-липоидититы. Накопление исходного материала таких углей, как считают [28, 40], происходило в условиях проточных болот, имевших некоторый доступ кислорода. Создавалась аэробно-анаэробная среда, при которой имело место бактериальное разложение лигнитно-целлюлозных тканей с образованием гуминовых веществ и частичный вынос их проточной водой. В результате такого вымывания в остатке накапливалось значительное количество стойких к разложению растительных остатков (L = 53%; см. табл. 4.3; фототабл. XXII, 6).

Группировка фаций ископаемых торфяников по степени обводненности и застойности (или проточности) на лесные, топяные и проточные (В. П. Алексеев называет их макрофациями) показана на рис. 4.5. Известно, что при сравнительной невыдержанности отдельных признаков закономерные сочетания их в углях, объединенных в фации, характеризуются большей устойчивостью на площади и в разрезе [57]. Угли перечисленных выше фаций имеют неравномерное распределение в разрезе нижне-среднеюрских отложений Шаимского НГР, что зависит от различия условий, обстановок торфонакопления (табл. 4.4). Наибольшее разнообразие обстановок торфонакопления от лесных слабо обводненных до топяных проточных имело место в интервале разреза тюменской свиты, соответствующего третьему и четвертому литоциклам II порядка, т. е. ее средней и нижней части. Просматривается бо́льшее развитие лесных и лесо-топяных торфяных болот в нижней части разреза юрских отложений (интервал от шеркалинской до ЛЦ-4 II порядка тюменской свиты), тогда как усиление обводненности и проточности обстановок торфонакопления прослеживается на завершающих этапах образования отложений тюменской свиты (ЛЦ-II-2 – ЛЦ-II-1).



Рис. 4.5. Группировка фаций ископаемых торфяников по степени обводненности и застойности-проточности

Что касается какой-то площадной приуроченности фаций ископаемых торфяников на изученной части Шаимского района, то располагаемый нами фактический материал (см. табл. 3.2, 4.3) позволяет только отметить преимущественное развитие фаций сильно обводненных проточных болот в более северной части этой площади (Яхлинское, Западно-Тугровское и Сыморьяхское месторождения). Лесные же и лесо-топяные периодически подсыхающие торфяные болота были развиты почти повсеместно, хотя чаще они установлены для Тальникового месторождения.

Угли, образовавшиеся в определенных фациальных условиях, отличаются между собой не только по микрокомпонентному и петрографическому составам, структурным признакам (фрагментарности, аттритовости), но и по химическому составу. На рис. 4.6, построенном по средним значениям выхода летучих веществ (V^{daf}) и зольности (A^d , см. табл. 4.3), графически показан характер изменения этих показателей в направлении от фаций "сухих" и "полусухих" болот (ТЗЛ, ТПС, ТПЛ) через сильно обводненные, преимущественно застойные болота (ТЗО, ТЗТ, ТПТ) к фациям проточных сильно обводненных болот

Таблица 4.4

Распределение фаций ископаемых торфяников в стратиграфическом разрезе Шаимского НГР

Номера литоцик- лов II порядка и			Инд	лаемых торфяников				
индексы страти- графических еди- ниц разреза (см. рис. 1.7, 2.1)	ТЗЛ	ТПС	тпл	T3O	T3T	ТПТ	ТПО	ТСП
1		3	1, 2			15, 41, 59	21	5
2			6, 10, 32, 33, 42	22, 26, 43, 45, 46, 47, 64	65	8, 16, 60, 61	11, 12, 17	
3	18	89	14, 27, 52	28, 30, 48, 50, 51, 66, 75, 77, 78	29, 49, 87, 91, 104	19, 24, 85, 90, 102, 103	9, 13	
4	56, 113	20, 84	39, 92, 93	25, 53, 71, 73, 79, 80, 81, 82, 94, 112, 114	106, 107, 108, 110, 111	70, 72, 97		
Р			98	100, 121	119	120		
Ш			124, 125					

Примечание. Цифры 1-125 в колонках фаций – порядковые номера проб в табл. 3.2.





(ТПО, ТСП). При рассмотрении этих данных отчетливо видно, что наименьшую зольность имеют угли, образовавшиеся в условиях застойных болот (фации ТЗЛ, ТЗО, ТЗТ). С увеличением проточности болот в углях возрастает количество привнесенных минеральных примесей, что обусловливает и повышение зольности: наибольшие ее значения устанавливаются для фаций ТПС и ТПО, несколько меньше – ТПЛ и ТПТ. В отрисовывающуюся схему не совсем укладывается результат, полученный для угля фации сильно обводненных сильно проточных болот (ТСП), что может быть объяснено недостаточным количеством проанализированных проб. Более наглядную картину представляет график выхода летучих веществ (см. рис. 4.6). Возрастание обводненности (соответственно, усиление процесса гелификации растительных тканей) и проточности торфяных болот имеет следствием увеличение выхода летучих веществ из образовавшихся в таких условиях углей. Проточные условия способствовали высокому выносу из торфяников легковымываемых веществ и остаточному накоплению стойких к разложению липоидных компонентов, которые и вызывают возрастание выхода летучих веществ из формировавшихся здесь липоидолитов.

На этом же рисунке для сравнения приведены графики изменения величин A^d и V^{daf} для углей тех же фаций из среднеюрских угленосных отложений Кызылтальской депрессии Тургайского бассейна, но построенные на большем фактическом материале (количество проб для углей разной фациальной принадлежности здесь составляет: ТЗЛ – 50, ТПС – 19, ТПЛ – 13, ТЗО – 23, ТЗТ – 69, ТПТ – 40, ТСП – 5). Аналогичный характер и направленность изменения величин A^d и V^{daf} в углях разной фациальной принадлежности этих двух объектов (Шаимского НГР и Кызылтальской депрессии) свидетельствует, по нашему мнению, в пользу правильности предложенной нами типизации фаций торфяных болот (ископаемых торфяников).

5. РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Результаты технического анализа углей (W^a , A^d , V^{daf}), выполненного в соответствии с действующими ГОСТами (см. табл. 3.1), приведены в табл. 3.2. Массив полученных данных не очень велик (132 пробы), но сопряжение технического анализа с результатами петрографических исследований (по 94 пробам) позволяет сделать некоторые заключения, которые могут представить практический интерес.

Влага аналитическая

Содержание в углях влаги во многих случаях является достаточно важным показателем, особенно – для бурых и низкометаморфизованных каменных углей. Для углей марки Д значения W^a могут достигать 9 %; марки Γ – 5; Ж – 3,5 % [35], хотя данный показатель в целом не является определяющим.

Выполненные определения по 132 пробам (см. табл. 3.2) показали, что основные значения W^a колеблются в пределах 1-5 %, с их преобладанием в узком диапазоне 2-3 % (58 проб, или 44 % от общего объема). В то же время по 19 пробам значения W^a превышают 5 %, что в принципе присуще, как это указано выше, наименее метаморфизованным каменным углям. Для выявления причин таких колебаний нами показана зависимость показателя W^a от содержания инертинита (рис. 5.1), поскольку известно, что наибольшее содержание гигроскопической влаги наблюдается у фюзенизированных компонентов [35]. Несколько забегая вперед, укажем, что стадия метаморфизма у всех проанализированных углей, судя по значениям R_0 , весьма и весьма близка. На полученном графике, при "визуальной" оценке, выделяются три поля, разделенных пунктирными линиями.

В основном поле 1 значения W^a располагаются почти «в линию», независимо от содержаний фюзенизированных компонентов. В поле 2 отмечается несколько более высокое содержание влаги, но оно не связано с высокими значениями содержания инертинита, а обусловлено иными причинами: скорее всего, меньшей степенью преобразования углей (см. выше). Но вот в поле 3 (заметим, довольно резко отделяющемся от поля 2 по значениям параметра *I*, а от поля 1 – по показателю W^a) повышенные значения W^a можно уверенно связать с повышенным же значением фюзенизированных компонентов. В это поле попали пробы из скважин 6819 и 10320 Тальникового, 11130 Тангинского и 10535 Умытьинского месторождений. Такая "привязка" к конкретным скважинам требует дополнительного изучения.

Зольность углей

Количество минеральных примесей (*M* в петрографическом анализе), определяющее зольность (*A*^{*d*}), – одна из важнейших характеристик углей. Располагая только валовыми показателями, мы построили три графика частотного



Рис. 5.1. Зависимость содержания влаги по техническому анализу (W^a) от содержания инертинита в органической массе (*I*). Жирными пунктирными линиями выделены три поля, номера которых обозначены в кружках (пояснения в тексте)

распределения величин *A^d*, сгруппированных через различные интервалы значений (рис. 5.2).

Полученные данные представляют определенный интерес по ряду позиций.

Во-первых, распределение показателей значений A^d по достаточно «грубым» интервалам 5 % (см. рис. 5.2, а) не дало «обычной» правоасимметричной вариационной кривой. Последняя характеризует более широкое развитие углей с повышенной зольностью, что типично для большинства угольных бассейнов [21, 22], но ограничивается в своей левой части неизбежно меньшим количеством проб с низкой зольностью. На рис. 5.2, а стрелкой (2) мы показали такое "ожидаемое" положение распределений A^d .

Во-вторых, на графике, построенном для собственно углей со значениями $A^d < 20 \%$ (рис. 5.2, б) по более узким интервалам 2,5 %, намечено их деление на две группы – с зольностью до 7,5 и более 10 %. Не имея возможности утверждать, возьмем на себя смелость предположить, что меньшие зольности обеспечены смесью биогенной и сорбционной зол, что свойственно малозольным углям [99], а в формировании более высоких значений A^d с модой около 11-12 % принимает участие кластогенная зола. Кстати, это предположение проверяется типичным правоасимметричным характером вариативной кривой в интервале $A^d = 7,5-20$ %.



Рис. 5.2. Частотное распределение зольности по интервалам значений (сверху вниз): 5 % (а); 2,5 % (б); 1 % (в):

1 – граница между собственно углями и углистыми породами; 2 – ожидаемое положение вариативной кривой при «обычном» правоасимметричном распределении частот (график «а»); 3 – разделение золы на «материнскую» (биогенно-сорбционную) и кластогенную; 4 – биогенная зола

Наконец, *в-третьих*, еще более узкий диапазон интервалов в 1 % (рис. 5.2, в) разделил две намеченные выше группы зол по значению $A^d = 9,5$ %. Здесь же четким пиком выделяются наиболее «чистые» угли со значениями $A^d = 2$ -3 %. Учитывая, что современные высшие растения содержат около 5 % золы (в т. ч. древесина – до 1 %, корни и стебли – 4-5 %, кора – 7 %, а листья – 10-15 %), можно с высокой степенью вероятности судить о том, что для данных проб зольность связана преимущественно с биогенной составляющей.

Именно последний факт является достаточно нетипичным для «классических» угленосных толщ. Если сами по себе низкие значения A^d для многих угольных пластов, например Донбасса или Улугхемского бассейнов, составляющие обычно 2-7 %, не являются чем-то особенным, то низкие показатели A^d 2-3 %, причем с абсолютно четким их «пиком» (см. рис. 5.2, в), по отношению к *общей* выборке, аналогов в угленосных толщах не имеют (по меньшей мере, нам они не известны). Здесь напомним, что общая выборка предусматривала равномерное опробование *всех* углепроявлений по соответствующим скважинам (см. раздел 2.3).

Закономерностей в распределении таких «чистых» углей по разрезу тюменской свиты не наблюдается. Так, из 24 показателей $A^d = 1-4$ % два отмечены для ЛЦ-2, 10 – ЛЦ-3, 11 – ЛЦ-4 и один – для шеркалинской свиты (см. рис. 2.1). Нет каких-либо закономерностей и для их распределения по мощностям углепроявлений: в 18 случаях они отмечены для прослоев толщиной до 0,4 м, в 3-х – для тонких пластов 0,4-0,7 м и в 4-х – для пластов толщиной более 0,7 м.

Все перечисленное приводит нас к выводу о наличии некоторого феномена, который назовем *аномально низкой зольностью* (АНЗ) углей тюменской свиты. Конечно, такое название выглядит несколько претенциозным, исходя из общих углегеологических позиций, но, по нашему мнению, отражает нетривиальность полученных данных. К его рассмотрению мы вернемся в главе 7.

Выход летучих веществ

Выход летучих веществ в пересчете на сухое беззольное состояние (V^{daf}) – один из основных классификационных параметров каменных углей. В принципе его определение должно производиться на пробах угля с зольностью (A^d) не более 10 %. При бо́льших значениях A^d результаты будут искажаться за счет разложения минеральных компонентов. Поэтому определения V^{daf} выполнены в основном с соблюдением указанного условия (см. табл. 3.2), по 88 пробам, из которых по 51 пробе значения A^d составляют менее 10 % и еще по 24 – от 10 до 15 %.

Значения показателя V^{daf} существенно зависят от микрокомпонентного состава углей. Для инертинита, на I – III стадиях метаморфизма ($R_0 = 0, 5 - 1$ %), они примерно наполовину меньше, чем для витринита. Напротив, даже небольшое содержание липтинита существенно повышает значения V^{daf} (рис. 5.3). Как видно из приведенного на рис. 5.3 графика, различия наиболее значительны для низкометаморфизованных каменных углей, которые и являются объектом наших исследований.

На рис. 5.4 нами приведен график зависимости выхода летучих веществ (V^{daf}) от содержания в углях инертинита (*I*). При этом мы специально оставили «за рамками» изменения V^{daf} в зависимости от глубины залегания углей. Вопервых, основной диапазон изменения этих глубин не очень велик: главным образом он составляет 200-300 м, что, согласно правилу Хильта, должно определять изменения V^{daf} в первые проценты. Во-вторых, этот вопрос детально будет рассмотрен в следующей, 6-й главе.

С учетом сделанных оговорок, приведенный на рис. 5.4 график представляет определенный интерес. Со значительной степенью условности на нем выделены три "поля" – *а*, *б* и *в*.


Рис. 5.3. Выход летучих веществ V^{daf} из мацералов групп витринита Vt, инертинита I и липтинита L на различных стадиях метаморфизма [35]



Рис. 5.4. Зависимость между выходом летучих веществ (V^{daf}) и содержанием в углях инертинита (I). Кружками обведены пробы с содержанием липтинита более 10 %

Поле *а* объединяет пробы углей, в микрокомпонентном составе которых доля инертинита составляет более 30 %. Достаточно очевидно, что преимущественно этой причиной обусловлены низшие значения показателя V^{daf} : в основном, менее 40 %, и почти исключительно – менее 37 %.

Поле *в* охватывает половину из тех проанализированных проб, в которых содержание липтинита превышает 10 %. К этому же полю тяготеет и еще половина из оставшихся проб с тем же повышенным содержанием липоидных компонентов. Таким образом, этим известным фактором объясняются наиболее высокие значения V^{daf} , составляющие 50 % и более.

Как бы "отбраковав" тем самым показатели V^{daf} , обусловленные микрокомпонентным составом (существенно инертинитовые и в значительной степени липтинитовые угли), мы получили основной диапазон V^{daf} от 37 до 50 % (поле δ). Именно он в наибольшей степени характеризует изученные угли. Весьма важно, что значения V^{daf} 35 или 37 % характеризуют нижний предел длиннопламенных (Д) и газовых (Г) углей в основных «бассейновых» классификациях [35].

Элементный состав

Элементный состав органического вещества углей закономерно изменяется при их метаморфизме, или *углефикации*. При этом конкретные определения основных элементов – углерода, водорода, кислорода, азота и органической серы – по отдельно взятым пробам, как правило, не несут принципиальной информации "внутри" отдельных марок углей. Элементный состав в большей степени используется при разработке генетических классификаций, а также при оценке общих закономерностей в накоплении и преобразовании органического вещества (особенно – углерод). В табл. 5.1 приводятся результаты элементного анализа по четырем пробам, дающие минимальное, но в общем достаточное представление по данному вопросу.

Таблица 5.1

Индекс (номер) пробы	Элементный анализ органической массы, %								
(см. табл. 2.2, 2.3)	С	Н	Ν	0	S				
Т 20-57	80,75	4,32	1,12	13,45	0,36				
T 20-82	77,53	5,74	1,26	14,98	0,49				
T 20-115	81,19	3,95	0,86	13,77	0,23				
3T 23-138	80,71	5,68	1,61	11,67	0,33				

Результаты элементного анализа

Достаточность приведенных сведений заключается в том, что содержание углерода 77,5-81,2 хорошо укладывается в диапазон, характеризующий каменные угли марок Д-Г с V^{daf} 37-48 % и составляющий 75-82 % [25, 35]. Кстати, несколько повышенное значение содержания углерода (81,2 %) в пробе Т 20-115, повидимому, связано с микрокомпонентным составом: содержание инертинита здесь составляет 70 % (см. табл. 3.2). По содержанию других элементов, включая серу, можно также констатировать их соответствие "средним" параметрам низкомета-морфизованных каменных углей.

6. МЕТАМОРФИЗМ УГЛЕЙ

Основным показателем, характеризующим степень (глубину) изменения органического вещества, в том числе углей, при их метаморфизме (углефикации), является *отражательная способность витринита* R_0 (см. гл. 3). Границы изменения этого основного параметра, характеризующие соответствующую стадию изменения органического вещества (OB), даны в табл. 6.1. При этом, исходя из полученных значений R_0 (см. табл. 3.2), приведем сведения только по плотным бурым и низкометаморфизованным каменным углям.

Таблица 6.1

Стадии метаморфизма (начальный этап) и подразделение углей на классы [72]

Группа	Стадия	Показатель отра- жения витринита <i>R</i> _{0.%}	Подраздоклассы в е, сифи	Марки углей*				
		.,	класс	$R_{0,\%}$				
F	O ₁	До 0,30	02	0,20-0,29				
ьуро- уголь-	O ₂	0,30 - 0,39	03	0,30 - 0,39				
ная	O ₃	0,40 - 0,49	04	0,40-0,49	3Б			
	Ι	0,50-0,64	05	0,50 - 0,59		п		
Камен-		, ,	06		Д			
но-		0.47.0.74	00	0,00 - 0,09			ДГ	
уголь- ная	1 – 11	0,65 - 0,74	07	0.70 - 0.79				Г
			07	0,70 0,79				
	11	0,75 - 0,84	08	0,80-0,89				
		·	•	1				

* 3Б – третий бурый, Д – длиннопламенный, ДГ – длиннопламенный газовый, Г – газовый.

6.1. Исходные данные

В табл. 6.2. приведены выполненные определения R_0 по 94 пробам, соотнесенные с *абсолютными отметками* почвы (подошвы) опробованных углепроявлений. Последняя определена вычитанием из альтитуды (высота рельефа) глубины залегания угольного пласта или прослоя по керну, с поправкой на каротаж (см. табл. 2.2).

Для оценки зависимости между выходом летучих веществ и значениями R_0 сделана выборка из 28 проб, петрографический состав которых характеризуется преобладанием микрокомпонентов группы витринита ($Vt \ge 80$ %). Это сделано, чтобы исключить влияние микрокомпонентного состава углей на значения показателя V^{daf} (см. раздел 5.3).

Таблица 6.2

Глубины углепроявлений (в абсолютных значениях) и показатели отражения витринита в изученных пробах

Индекс	Абсолют-	$R_{0,\%}$	Индекс	Абсолют-	$R_{0,\%}$	Индекс (но-	Абсолют-	$R_{0,\%}$
(номер)	ная отмет-	(см. табл.	(номер)	ная отмет-	(см.	мер) пробы	ная отметка	(см. табл.
пробы (см.	ка почвы	3.2)	пробы (см.	ка почвы	табл.	(см. табл.	ПОЧВЫ	3.2)
табл. 2.2)	(подошвы)		табл. 2.2)	(подошвы)	3.2)	2.2)	(подошвы)	
	углепрояв-			углепрояв-			угле-	
	ления, м			ления, м			проявле-	
							НИЯ, М	
T66-10	-1673,7	0,42	T20-14	-1661,5	0,41	Л50-11	-2138,1	0,55
Д70-12	-1731,8	0,41	T20-41	-1681,0	0,50	Л50-13	-2146,0	0,51
Д70-18	-1735,3	0,49	T20-44	-1682,9	0,57	Л50-15	-2157,2	0,62
Тн30-5	-1411,3	0,46	T20-60	-1695,7	0,54	Л50-16	-2158,2	0,57
Тн30-8	-1415,1	0,56	T20-66	-1699,8	0,42	Л50-17	-2160,2	0,63
C11-12	-1972,5	0,47	T20-68	-1700,1	0,47	Л50-18	-2170,0	0,51
C11-19	-2010,4	0,54	T20-74	-1703,2	0,43	Л50-19	-2171,3	0,54
C29-20	-1976,8	0,49	T20-82	-1710,9	0,50	Л50-20	-2174,2	0,57
C29-21	-1977,4	0,45	T20-87	-1713,2	0,54	Л50-26	-2204,3	0,57
C29-33	-1987,9	0,43	T20-93	-1717,9	0,56	Л50-27*	-2211,4	0,65
C29-44	-1998,4	0,58	T20-95	-1719,2	0,55	Л50-29*	-2217,6	0,68
C29-59	-2025,9	0,47	T20-108	-1732,8	0,50	3T23-68	-2159,2	0,67
C48-26	-2021,2	0,46	T20-115	-1735,5	0,56	3T23-70	-2160,4	0,64
C48-35	-2037,4	0,56	Я71-6	-2177,6	0,51	3T23-85	-2167,9	0,69
C48-40	-2040,8	0,56	Я71-8	-2208,7	0,49	3T23-108	- 2189,0	0,71
C48-51	-2055,2	0,64	Я71-9	-2210,1	0,50	3T23-117	-2196,4	0,65
C48-56	-2062,8	0,61	Я71-13	-2221,3	0,57	3T23-123	-2200,3	0,69
C48-78	-2095,7	0,63	Я71-17	-2226,7	0,61	3T23-131	-2207,8	0,63
Лз63-1	-2051,3	0,46	Я71-22	-2243,8	0,60	3T23-134	-2208,5	0,68
Лз63-2	-2073,2	0,46	Я71-28	-2267,5	0,59	3T23-136	-2208,8	0,76
Лз63-4	-2105,5	0,47	Я71-29	-2269,1	0,59	3T23-138	-2210,2	0.73
Лз63-5	-2126,1	0,61	Я71-33	-2276,3	0,56	3T23-140	-2211,2	0,77
Лз98-10	-2052,4	0,52	Я71-34	-2277,4	0,59	3T23-170 [*]	-2236,4	0,73
Лз98-13	-2070,3	0,55	Л28-65а	-2136,0	0,53	3T23-172*	-2237,3	0,68
Лз98-16	-2075,8	0,49	Л28-70	-2144,0	0,57	3T23-176*	-2239,1	0,71
Лз98-17	-2089,2	0,58	Л28-82	-2156,0	0,60	3T23-187**	-2247,6	0,57
Лз98-21	-2096,1	0,62	Л28-90	-2164,7	0,53	3T23-198**	-2263,5	0,53
T19-13	-1716.3	0.48	Л28-95	-2169.2	0.58	V35-9	-1582.5	0.49
T19-14	-1716,7	0,50	Л28-98	-2170,1	0.55	¥35-10	-1584,1	0,48
T19-25	-1760,2	0,60	Л28-102	-2176,5	0,60	У35-11	-1588,1	0,57
* Раломся	сая пачка.		Л28-125*	-2199.9	0,61	У35-12	-1592.3	0,56
** Шерка	линская св	ита.	120 120	,	-,	V35 12	1505 /	0.53
1						V35-14	-1596 1	0,53

Положение результатов анализов в виде точек показано на рис. 6.1. Здесь изображены прямые регрессии, характеризующие зависимости R_0 от V^{daf} и V^{daf} от R_0 , с соответствующими уравнениями. Общий коэффициент корреляции между обеими переменными составляет значимую величину -0,63 (критические значения $r_{0,05} = \pm 0,37$, $r_{0,01} = \pm 0,48$). По этому усредненному параметру увеличение R_0 на 0,1 % соответствует снижению V^{daf} на 5 %. Полученная цифра вполне соответствует обобщенным данным по большинству угольных бассейнов, для плотных бурых и низкометаморфизованных каменных углей марок 3Б – ДГ (см. табл. 6.1). При этом следует учитывать, что выборка составлена исключительно для витринитовых углей (по «рядовым» уменьшение V^{daf} на 0,1 R_0 будет заметно ниже). Для более метаморфизованных углей марок Ж, К снижение показателя V^{daf} при увеличении R_0 на 0,1 % обычно составляет около 2 % [91].



Рис. 6.1. Зависимость между выходом летучих веществ (V^{daf}) и показателем отражения витринита (R_0) для витринитовых углей тюменской свиты. Тонкий пунктир – линии регрессии, с соответствующими формулами зависимости. Жирная пунктирная линия – биссектриса с коэффициентом корреляции r [52].

6.2. Метаморфизм углей тюменской свиты в рамках общих представлений

Метаморфизму углей посвящено огромное количество работ, в том числе обобщающего характера [26, 55, 72]. В самом общем плане принято выделять несколько типов метаморфизма (табл. 6.3), с определяющим значением *регионального*.

В модельном, предельно схематизированном виде процессы преобразования концентрированного в угольных пластах органического вещества показаны на рис. 6.2. При этом ось ординат соответствует погружению осадков на глубину (H), а ось абсцисс отражает повышение зрелости ОВ, фиксируемое показателями V^{daf} и R_0 . Пунктирной линией показана зависимость между этими параметрами, впервые описанная как "правило Хильта". По сути это правило является *законом*, определяющим следующее: "чем больше стратиграфическая глубина залегания пласта угля в геосинклинальном бассейне, тем меньше выход летучих веществ в угле" [97].

Угол наклона для конкретных наблюдений по той или иной толще, показанный пунктирной линией, может сильно изменяться в зависимости от многих факторов, что контролируется конкретной геологической позицией каждого из изучаемых объектов. В упрощенном виде он соответствует *полному градиенту* метаморфизма (в "классических" угольных бассейнах представляющему сумму региональной, стратиграфической и вертикальной составляющих). Максимальные изменения V^{daf} и R_0 (соответственно до 2 % и 0,2 % на 100 м глубины), то есть наиболее выположенный характер, зависимость приобретает для узкого диапазона каменных углей марок Ж-ОС. Значительно более крутонаклонный вид она имеет для низкометаморфизованных углей марок Д, Г ($\Delta V^{daf} = 0, 2 - 0,5\%$ и $\Delta R_0 = 0,02 - 0,05\%$ на 100 м увеличения глубины).

Дополнительно определим, может ли такая зависимость приближаться к *предельному* состоянию, то есть совпасть с осями, изображенными на рис. 6.2. Для оси абсцисс этот ответ может быть положительным: при контактовом метаморфизме (см. табл. 6.3) на относительно коротких расстояниях *термальный* прогрев толщи, схематично показанный в правой части рис. 6.2, может привести практически к любым превращениям ОВ. Иначе обстоит дело с осью ординат (глубина погружения). Очевидно, что какие-то изменения V^{daf} и R_0 с увеличением глубины залегания H будут неизбежны, что определяется законом Хильта (см. выше). Другое дело, каковы эти изменения. И. Б. Волкова показала, что для осадочных бассейнов с «нормальным» геотермическим режимом градиент изменения R_0 равен 0,15 % на 1 км, т. е. 0,015 % на 100 м, а в гипотермических ("холодных") бассейнах даже на глубинах 4-5,5 км угли имеют значения $R_0 = 0,5 - 0,6$ % [25]. Одним из наиболее вероятных объяснений такого низкого градиента является высокая *скорость* осадконакопления, что схематично показано в верхней части рис. 6.2 (V_{∞}).

Завершив эти предварительные рассуждения, перейдем к изложению полученных нами результатов. На рис. 6.3 в координатах $Z - R_0$ вынесены все сведения, приведенные в табл. 6.2.

Таблица 6.3

Сравнительная характеристика различных видов метаморфизма углей (по Г. А. Иванову [55]; с сокращениями)

Вид мета-	Источник тепла	Мощность	Связь с	Темпе-	Давление,	Время –
морфизма		покрываю-	мощно-	ратура,	атм	длитель-
		щих пород	стью по-	°C		ность
		(глубина	крываю-			процесса
		проявле-	щих пород			
		ния), км				
Регио-	Нормальное гео-	От 1 - 2 до	Прямая	От 30 –	Нормаль-	Десятки и
нальный	термическое поле	7 - 10	пропор-	40 до 300	ное стати-	сотни мил-
	(нормальный теп-		циональ-		ческое от	лионов лет
	ловой поток)		ная		250 до 2500	
Термаль-	Аномально повы-	От 1,5 до 5	Прямая	От 80-	Характе-	От сотен
ный	шенное геотермиче-	- 6	связь от-	120 до	рен дефи-	тысяч до
	ское поле за счет на-		сутствует	350-450	цит давле-	десятков
	личия изолированных				ния	миллионов
	или системы магма-					лет
	тических очагов (ин-					
	трузивные массивы					
	или высокий уровень					
	стояния магмы)					
		<u> </u>		.		
Контакто-	Конкретные интру-	От 1,5 до 5	Косвенная	От 200	Играет роль	От не-
вый	зивные тела или	- 6	– через	до 700 -	давление	скольких
	группы тел (в боль-		длитель-	1000	магмы и	суток (на
	шинстве мощностью		ность ос-		летучих	непо-
	менее 200 м), непо-		тывания		компонен-	средствен-
	средственно кон-		магмы		тов	ном кон-
	тактирующих с пла-					такте) до
	стами угля; послед-					тысяч лет
	ние находятся в оре-					(редко до
	оле их воздействия					10-20 тыс.
	-					лет)
Динамо-	Возможно, теплота	Разнооб-	Возмож-	?	Давление	Кратковре-
термаль-	тангенциальных тек-	разная (в	ны боль-		больше ста-	менные (?)
ный (?)	тонических напря-	зависимо-	шие тек-		тического,	
	жений и трения на	сти от глу-	тони-		обеспечи-	
	поверхностях слои-	оины обра-	ческие		вающее	
	стости, взоросовых и	зования	напряже-		возникно-	
	надвиговых разры-	складчато-	ния		вение	
	BOB	сти и раз-			складчато-	
		рывов)			сти, взбро-	
					сов и над-	
					ВИГОВ	



Рис. 6.2. Модель, отражающая зависимость показателей, характеризующих метаморфизм углей (повышение R_0 и понижение V^{daf}) от глубины их залегания (*H*).

Пояснения в тексте

Не принимая в расчет сведения по скв. 23 Западно-Тугровского месторождения (пробы 3T-23), явно выпадающие из общей выборки, получим картину, только что описанную выше, для ординаты на рис. 6.2: увеличение R_0 с глубиной составляет примерно 0,12 % на 1 км. Низкий коэффициент корреляции (r =-0,07) привел к необходимости эмпирического построения эллипсоида рассеяния по методу "дробового выстрела" [52] (если быть еще точнее и одновременно образнее: "дробового дуплета"). Полученная картина в принципе совершенно обыденна для мощной (геосинклинальной, в обычной терминологии ХХ века) угленосной толщи (см. выше). Нами же исследованы отложения тюменской свиты, имеющей толщину в пределах 80-120 м (см. раздел 2.1), а интервал опробования по каждой из полученных скважин составлял не более 60-100 м (см. табл. 6.2). В этом случае мы пока можем только констатировать совпадение полученных результатов с общими представлениями о метаморфизме углей. Ведущее влияние на степень метаморфизма углей тюменской свиты, судя по полученным данным, оказал региональный метаморфизм. При этом марочный состав углей определяется преобладающими значениями $R_0 = 0.4 - 0.6$ %, что соответствует плотным бурым и низкометаморфизованным каменным углям стадий O₃ – II (3Б – Д – ДГ: см. табл. 6.1).

Проконтролируем полученные данные следующим примерным расчетом. Для длиннопламенных (Д) углей Донбасса уменьшение V^{daf} на 100 м глубины составляет около 0,3 % [55], на 1 км – 3 %. При нашем же градиенте 0,12 % R_0 на 1 км (см. выше) снижение V^{daf} должно составить 3,6 %. Как видно, все эти цифры близки к снижению V^{daf} на 5 % при увеличении R_0 на 0,1 % (см. выше). Напомним, что наши расчеты проведены для витринитовых углей, и для всей выборки они еще больше будут совпадать с «контрольной» оценкой.

6.3. Изменения метаморфизма углей тюменской свиты по ее разрезу

Из сведений, приведенных в табл. 6.2, достаточно отчетливо видно, что по всем изученным скважинам значения *R*₀ увеличиваются с глубиной залега-



Рис. 6.3. Зависимость показателя отражения витринита (R_0) от абсолютной отметки залегания угольных пластов и прослоев:

1 – показатели *R*₀ для углепроявлений тюменской свиты; 2 – то же, по скв. 23 Западно-Тугровского месторождения (пробы 3Т-23); 3 – радомской пачки; 4 – шеркалинской свиты

ния углепроявлений. Для того чтобы количественно оценить эту зависимость, нами проведены соответствующие расчеты по 6 скважинам, где имелось достаточное количество замеров R_0 (от 6 до 14) и охарактеризован возможно бо́льший интервал разреза Z (от 60 до 100 м). Все полученные результаты приведены на рис. 6.4 и в табл. 6.4. Они расположены (как на рисунке, так и в таблице) по степени убывания коэффициента корреляции. Значимые величины на уровне 5 % последний имеет для первых трех расчетов. Однако по всем шести скважинам общая картина показала абсолютную сходимость (что весьма важно при небольшом количестве исходных данных). Именно это подобие полученных результатов позволяет нам полагать, что они не относятся к артефакту (помимо того, что пробы углей отбирались и анализировались в разное время и независимыми партиями). Полученные данные весьма необычны для собственно угленосных толщ, что требует специальных пояснений.

Таблица 6.4

			углей				
Месторож- дение, сква-	Индекс проб (ко-	Урав	нения регрессии (при Z·10 ⁻³)	Коэффи- циент	Изменения значений		
жина (см. табл. 2.2, рис. 2.1)	личество данных)	зависи- мость	уравнение	кор- реляции (в скоб- ках <i>r</i> _{0,05})	$\frac{\Delta R_0}{100\mathrm{M}},\%$	ступень, м (на 0,1 % <i>R</i> ₀)	
Яхлинское, 10671	Я 71 (10)	Z = f(R) $R = f(Z)$	$Z = -1,948 - 0,517 R_0$ $R_0 = -1,394 - 0,874 Z$	-0,67 (±0,63)	0,19	52	
Сыморьях- ское, 10548	C 48 (6)	Z = f(R) $R = f(Z)$	$Z = -1,872 - 0,313 R_0$ $R_0 = -3,694 - 2,081 Z$	-0,81 (± 0,81)	0,26	38	
Ловинское, 10650	Л 50 (11)	Z = f(R) $R = f(Z)$	$Z = -2,009 - 0,282 R_0$ R_0 = -2,170 - 1,266 Z	- 0,60 (± 0,60)	0,21	48	
Ловинское, 10628	Л 28 (8)	Z = f(R) $R = f(Z)$	$Z = -1,956 - 0,365 R_0$ $R_0 = -1,461 - 0,939 Z$	- 0,59 (± 0,71)	0,26	38	
Западно- Тугровское, 23	3T 23 (14)	Z = f(R) $R = f(Z)$	$Z = -2,029 - 0,249 R_0$ R_0 = -0,714 - 0,640 Z	- 0,40 (± 0,53)	0,21	49	
То же, без радомской пачки	3T 23 (14)	Z = f(R) $R = f(Z)$	$Z = -2,053 - 0,201 R_0$ R_0 = -1,528 - 1,013 Z	- 0,45 (± 0,60)	0,27	37	
Тальнико- вое, 10320	T 20 (13)	Z = f(R) $R = f(Z)$	$Z = -1,619 - 0,168 R_0$ $R_0 = -1,560 - 1,211 Z$	- 0,45 (± 0,55)	0,31	32	

Зависимости между глубиной залегания углепроявлений тюменской свиты и показателем отражения витринита, характеризующим степень метаморфизма углей

В п. 6.2 мы уже указывали на "обычные" градиенты метаморфизма, достаточно сходные для различных угольных бассейнов по порядку значений. В современном многотомном издании "Угольная база России" приводятся такие данные: Кузнецкий бассейн: 0,03-0,18 % R_0 /100 м для углей с $R_0 = 0,5-3,0$ %, при линейном возрастании с глубиной; Улугхемский бассейн: 0,02-0,04 R_0 / 100 м при $R_0 = 0,7-0,9$ %; Тунгусский бассейн (без площадей с контактовым метаморфизмом): 0,03-0,07 % R_0 /100 м для углей марок Ж-К; Южно-Якутский бассейн: 0,08 % R_0 / 100 м (детально этот вопрос оценен И. Я. Фаткулиным [91]).











лем отражения витринита (R₀) по скважинам; тонкий пунктир – линии регрессии Значения R_0 по пробам: 1 – тюменской свиты, 2 – радомской пачки, 3 – шеркалинской свиты; и основания тюменской свиты по бурению; Р – радомская пачка; Ш – шеркалинская свита (см. также Положение скважин выровнено по кровле тюменской свиты. Для скв. 23 Западно-Тугровского месторождения (ЗТ 23) расчеты выполнены с учетом проб по радомской пачке и без таковых рис. 1.7, 2.1).

Исходя из перечисленного, на круговой диаграмме, принципы построения которой разобраны выше (см. рис. 6.2), мы показали пунктирной линией весьма высокое значение ΔR_o , равное 0,1 %/100 м глубины (рис. 6.5). Здесь же показаны фактические данные по градиенту метаморфизма для общего положения тюменской свиты в разрезе (см. рис. 6.3) и узким сектором – конкретные зависимости по скважинам (см. рис. 6.4 и табл. 6.4).



Рис. 6.5. Зависимость между глубинами залегания углепроявлений (H) и отражательной способностью витринита (R_0):

1 – для общего положения тюменской свиты (см. рис. 6.3); 2 – спектр корреляционных зависимостей по конкретным скважинам (см. рис. 6.4, 6.5); 3 – линия, соответствующая увеличению 0,1 % R_0 на 100 м глубины

Налицо резкий контраст между региональной составляющей метаморфизма, установленный для общего положения тюменской свиты и трендами изменения R_0 по конкретным скважинам: это различие превышает целый порядок (изменение в 20 раз!). Более того, полученные данные для конкретных скважин «в разы» превышают и те значения ΔR_0 , присущие узкому диапазону марок углей Ж-К, для которых ступень метаморфизма характеризуется минимальной величиной 100-150 м. По сути, конкретные данные по скважинам приближаются к оси абсцисс, характеризующей контактовый метаморфизм (см. раздел 6.2, рис. 6.2).

Поскольку проявления контактового метаморфизма *s. stricto* в данном случае исключены, налицо проявление нетипичного, *аномального* характера. Во всяком случае, для "классической" угольной геологии описания подобного явления нами не встречены. Возможную причину установленного факта мы попробуем определить в следующей главе.

7. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РЕЗУЛЬТАТЫ (факты, интерпретация и информация к размышлению)

Как уже неоднократно отмечалось выше, выполненные исследования не имели специального "углегеологического" характера. Поэтому некоторые сведения, приводимые в данной, заключительной главе, могут показаться либо легковесными, либо спорными. Тем не менее, суммируем их в пяти разделах разнопланового характера и значимости.

7.1. Горизонт с повышенной угленасыщенностью и его корреляционное значение

Во второй главе, при анализе распределения угленасыщенности тюменской свиты на основании изученных скважин (см. раздел 2.1, табл. 2.1), мы определили четкую приуроченность максимума торфо(угле)накопления к её нижней части (ЛЦ-4). В разрезах с полным строением свиты (тип Л на рис. 1.7, 2.1) данный, нижний литоцикл II порядка, как правило, завершается угольным пластом (пластами) толщиной до 2-4 м. При более позднем вовлечении блоков фундамента в процессы осадконакопления (тип С на рис. 1.7, 2.1), угольный пласт "запечатывает" породы фундамента, фиксируя инициальную часть формации (см. раздел 1.3).

Изложенное, в рамках общего контекста сведений о раннемезозойской эпохе торфо(угле)накопления, позволяет вынести на обсуждение два положения.

Положение горизонта с повышенной угленосностью s.lato

Максимальное торфо(угле)накопление, реализующееся в угольных пластах повышенной мощности, в целом "скользит" в разрезе раннемезозойской эпохи с запада на восток азиатской части России, от позднетриасовых отложений восточного Урала до перехода на позднемезозойский уровень в Южной Якутии (см. рис. 1.3.) [20, 90]. Однако для Западной Сибири, включая наиболее угленасыщенный юго-восточный узел её обрамления, интервал повышенной угленасыщенности достаточно узок и приурочен к границе ааленского и байосского ярусов. Он расположен "внутри" вымского горизонта, охватывающего поздний аален и ранний байос, с длительностью формирования около 3 млн лет (см. рис. 1.4). В Обь-Тазовской фациальной области вымский горизонт соответствует нижней подсвите тюменской свиты [75]. Сразу же укажем, что в Чулымо-Енисейском районе горизонт с повышенной угленасыщенностью расположен стратиграфически ниже (это соответствует стрелке на рис. 1.3, показывающей скольжение от обрамления ЗСП к ее центру). Здесь, в Канско-Ачинском бассейне, нижний максимумов угольном ИЗ двух торфо(угле)накопления приурочен к верхней части нижнеитатской подсвиты - камалинской свите (мощные угольные пласты Назаровского и Абанского месторождений). Стратиграфически это лайдинский горизонт (основная часть аалена, без его нижней и верхней частей: см. рис. 1.4), соответствующий радомской пачке [75]. В Приишимской группе Тургайского и Майкюбенском бассейнах Северного Казахстана к границе аалена и байоса приурочены локально развитые сверхмощные угольные пласты (со своим "скольжением" по площади). В принципе, этот перечень можно и продолжить. Вполне возможно, что именно к этому стратиграфическому уровню приурочены некоторые пласты тольинской свиты Сосьвинско-Салехардского бассейна; пласт Улуг Улугхемского бассейна и т. д.

В качестве подтверждения и четкой верификации высказанного положения приведем кинематическую схему из обстоятельной статьи В. Б. Белозерова и И. А. Иванова [14] (рис. 7.1). Не приводя разбора схемы, что сделано в самой статье, лишь укажем на её полное соответствие нашим, самостоятельно полученным данным. В частности, это относится к положению коллектора Ю₆, расположенного вблизи кровли угольного пласта, венчающего ЛЩ-4 (см. рис. 1.7).

Основным же верификационным моментом является общее (s. ℓ ato) положение в стратиграфическом разрезе горизонта с повышенной угленосностью, венчающего ЛЦ-4 в Шаимском НГР (см. раздел 2.1), угольному пласту У₁₀, который широко распространен в юго-восточной части ЗСП, достигая здесь мощности 10-20 м.

Следующим уровнем скольжения горизонта с повышенным торфо(угле)накоплением является его перемещение в верхнеитатскую подсвиту (леонтьевский и малышевский горизонты) – бородинскую свиту, с мощными угольными пластами Березовского, Барандатского, Боготольского, Бородинского и др. месторождений Канско-Ачинского бассейна (верхний максимум). Как видно из начала подраздела, именно это "скольжение" соответствует общей тенденции омоложения данного горизонта в восточном направлении.

Локализация мощного торфо(угле)накопления s.stricto

В геологических реконструкциях обычно принято соотносить "визуально" наблюдаемые последовательности осадочных пород со "стратиграфическим" временем. В результате устанавливается скорость накопления осадков, которую после работ А. П. Лисицына все более принято измерять в единицах Б (1 бубнов = 1 м/млн лет = 1 мм/тыс. лет). К примеру, для тюменской свиты, при её мощности 100 м и охватываемом стратиграфическом интервале средней юры (без келловея) с длительностью около 18 млн лет, вычисленная таким образом скорость составит примерно 6 Б (при принятии международной шкалы, 100 м/11 млн лет \approx 10 Б, что принципиально не меняет ситуацию). В то же время скорость накопления осадков в юрское время была близка к современной, составляя примерно 2 тыс. Б [51], что показано нами в специальной статье [5]. Проиллюстрируем это на примере конкретного образца (рис. 7.2, 7.3). На рис. 7.3 выделены пачки слойков, верхние границы которых четко зафиксированы *корневыми* остатками растений, произраставшими *in situ*. Иной причиной, нежели *годичная* смена климатических условий, это объяснить затруднительно.







7

Рис. 7.2. Тонкое переслаивание мелкозернистого (темноокрашенные слойки) и крупнозернистого (светлоокрашенные слойки) алевролитов, с преобладанием первого в верхней и нижней, второго – в центральной части образца. Сортировка материала хорошая. Образец пронизан корневыми остатками кустарниковой (?) растительности. Фация песчаных и



глинисто-алевритовых осадков полуизолированного малоподвижного мелководья крупных озер. Восточно-Лазаревский участок, скв. 10682, глубина 2175,4 м (верхняя часть ЛЦ-II-3).

Вверху – общий вид; справа – выделение серий полого-волнистой слоистости толщиной 3-5 см (1-5). Верхние серии налегают на предыдущие с локальными несогласиями, под углом до 5-10° (границы 1 и 2, 2 и 3-й серий), фиксирующими изменения в наклоне поверхности седиментации



Рис. 7.3. Фрагмент образца, показанного на рис. 7.2, в увеличенном масштабе (4-я серия слойков).

Выделено 11 пачек ритмично чередующихся светло- и темноокрашенных слойков, верхние границы которых "фиксируются" корневыми остатками, пронизывающими нижележащие горизонты на разную глубину. Места произрастания наземной растительности в основном смещались по латерали, но иногда наследовались во времени, как в левой части образца (пачки 1-7). Строение и состав пачек от простого (левая часть пачки 1: толстый светлоокрашенный слоек; правая часть пачки 8: толстый темноокрашенный слоек), до весьма сложного (пачка 10 с внутренней тонкой ритмичностью и взмучиваниями в левой части образца). В пачках 6 и 7 (правая часть образца) следы деятельности пескожилов (?)

Длительность формирования показанной на рис. 7.3 серии, состоящей из 11 пачек слойков, тем самым удивительно соответствует аксиоматическому периоду солнечной активности. Важнейшим критерием правильности этих суждений является то, что и в других сериях (1-3, 5 на рис. 7.2) число пачек слойков, подчеркиваемых корневыми остатками, *также соответствует* 11, при некоторых возможных колебаниях. Тем самым можно полагать, что основная часть образца, изображенного на рис. 7.2, в интервале, охватывающем с первой по пятую серии, с общей мощностью 19 см, накопилась в течение 55 лет. Скорость достаточно равномерного накопления осадков в этом случае составила 3500 Б, или 3,5 мм/год.

Порядок полученной цифры хорошо соответствует значениям скорости современного осадконакопления [51]. Что же касается скорости торфонакопления, то для "древних" торфяников различными методами она вычислялась многократно. Суммируя многочисленные данные, В. Н. Волков определяет средние скорости образования торфяников в пределах 1-2,5 мм/год, или 1-2,5 тыс. Б [21, 22, 23].

Указанные скорости должны дополняться поправками на уплотнение торфа при переходе в угли разного марочного состава. Так, угольный пласт

мощностью 3 м, сложенный плотными бурыми или низкометаморфизованными каменными углями, сформировался за 7-8 тыс. лет, а мощностью 50 м – за 100-120 тыс. лет [23]. Таким образом, "растянутое" на рис. 7.1 "геологическое" время формирования пласта $У_{10}$ на 3 млн. лет, по сути, сжимается в 100(!) раз, с собственно торфонакоплением в течение максимум 30-40 тыс. лет.

Даже при осторожном принятии скорости осадко- и торфонакопления около 1 тыс. Б непосредственно наблюдаемые, закрепленные в разрезе отложения тюменской свиты мощностью 100 м накопились в течение примерно 100 тыс. лет, что составляет менее 1 % от общего геологического времени, отводимого стратиграфической шкалой на среднеюрский отдел. Остальное время относится к скрытым перерывам (гиатусам) и "потеряно" для прямого наблюдения в диастемах разного уровня [5, 27, 76].

В модельном виде это отображено на рис. 7.4. Как следует из него, в совершенно одинаковых (опять-таки "визуально" наблюдаемых) последовательностях мощный угольный пласт формировался в разные отрезки времени. На рис. 7.4, а – это интервал между 1 и 2, а на рис. 7.4, б – соответственно 3 и 4 единицами времени (условно – миллионами лет).



Рис. 7.4. Схема, отражающая изменения темпа приращения осадков (колонки слева) и относительной продолжительности формирования осадков (вверху). Принцип составления заимствован из классической схемы Дж. Баррелла (Barrell, 1917).

Обозначения: к колонкам: 1 – слои разного литологического состава, 2 – угольный пласт; к шкале времени: 3 – время накопления закрепленных в разрезе отложений, в т. ч. угольного пласта – 4.

а – режим с замедлением процесса (на накопление единицы разреза S_i требуется последовательное увеличение времени T); б – режим с ускорением процесса (на формирование S_i достаточно последовательно меньшего времени T) Проявление внутрислоевых перерывов (диастем) можно наблюдать и на образце, изображенном на рис. 7.2. Так, слойки в верхней части серии 1 *срезаются*, "исчезают" в левой части образца. И наоборот, серийный шов границы серий 2 и 3 срезает достаточно мощный интервал, не сохранившийся в его правой части. Если оценить длительность формирования описанной выше центральной части образца, с учетом влияния таких диастем (для чего, конечно, ограниченной плоскости образца явно недостаточно), то она несомненно превысит те 55 лет, которые были приняты нами выше для расчета скорости осадконакопления. Последняя, скорее всего, составит цифру около 2,0-2,5 тыс. Б, что и получено нами ранее при подобных же расчетах [5].

Из приведенной на рис. 7.4 модели следует возможное проявление *асинхронности* горизонтов с мощным торфонакоплением во внешне одинаково построенных разрезах. На этот факт обращено внимание в работе по Канско-Ачинскому бассейну, основанной на детальных палинологических и палеофлористических исследованиях [56]. При детальном анализе стратиграфического положения пласта У₁₀ также установлено, что время его формирования на конкретных площадях достаточно различно, а "интервал его возрастного *скольжения* (курсив наш. – В. А.) по палинологическим данным изменяется в пределах позднего аалена-раннего байоса" [83]: добавим, не "выходя" за пределы вымского горизонта.

Приведенные данные не дезавуируют общее высокое корреляционное значение горизонтов с повышенной угленасыщенностью. Прежде всего, потенциальную асинхронность можно установить лишь "прецизионными" палинологическими и палеофлористическими исследованиями. При длительности выделяемых горизонтов в первые миллионы лет, а времени формирования даже мощных угольных пластов в десятки тысяч лет, установить такую асинхронность последних можно в лучшем случае на качественном уровне: "выше" -"ниже". Кроме того, корреляции на значительных расстояниях подлежат уже не отдельные пласты угля, а пачки: "Анализ сейсмических материалов и корреляция разрезов скважин показывают, что в целом это (большая часть отложений, относимых к вымскому горизонту. – В. А.) – углисто-глинистая пачка (курсив наш. – В. А.) мощностью до 60 м, в которой на разных стратиграфических уровнях залегают различной мощности пласты углей и углистых алевролитов" [83]. Дополним эти рассуждения соображениями самого высокого порядка. Так, В. Аркелл [11] применительно именно к юрским отложениям четко определил: "Различные районы земного шара характеризуются различной геологической историей, но некоторые спазматические движения в пределах мобильных поясов были достаточно интенсивными, чтобы захватить очень большие площади". Начальный этап блокового последовательного вовлечения территории Шаимского НГР в процессы осадко- и торфонакопления (см. раздел 1.3) как нельзя лучше отвечает этим представлениям. Полностью соответствуют описанной в разделе 1.2 "связующей роли" тюменской свиты и сведения о "келловейской трансгрессии" позднебатского времени А. Хэллема [94].

7.2. К конвергентности нижнемезозойских угленосных толщ

Как следует из приведенных выше данных (см. рис. 7.4), положение максимума угленасыщенных пород может существенно меняться в разрезе. Это полностью соответствует представлениям В. Н. Волкова, констатировавшего следующее: "Мощные пласты приурочены к интервалам максимумов общей и рабочей угленосности, для которых характерно асимметричное положение в разрезе. Мощные залежи приурочены чаще к верхней, реже – нижней части разреза" [23]. Схематично геологическая позиция мощных угольных пластов в разрезе (стратиграфический контроль) показана на рис. 7.5.



Рис.7.5. Геологическая позиция мощных угольных пластов в разрезе (стратиграфический контроль), применительно к месторождениям окраинных частей платформ и зон эпиплатформенной активизации

"Верхнее" положение горизонтов с повышенной угленасыщенностью присуще, как свидетельствует приведенная выше модель на рис. 7.4, б, общему режиму стабилизации седиментационных процессов. Ранее мы констатировали ведущую роль такого механизма для большинства раннемезозойских угленосных формаций [90]. Поскольку в "закрывающихся" системах происходит переход к равновесному состоянию, именно мощные угольные пласты играют роль своего рода диссипативных структур, характеризующих в неравновесных условиях переход от беспорядка (хаоса) к порядку. В этом плане логичным выглядит положение горизонта с повышенной угленосностью в верхах ЛЦ-4 для типа Л (см. рис. 1.7), что, в частности, хорошо иллюстрируется колонкой скважины 10628, приведенной на рис. 2.2: угольные пласты толщиной 0,5 и 1,8 м на глубинах 2246,2 и 2249,0 м, сопровождаемые несколькими тонкими угольными прослоями.

Иное, "нижнее" положение данного горизонта (см. рис. 7.5) присуще типу "С" (см. рис. 1.7). Будучи характерным для верхней части ЛЩ-4, с которого и начинается собственно разрез тюменской свиты (см. табл. 2.1), данный горизонт как бы "запечатывает" доюрский фундамент. В качестве примера приведен фрагмент колонки одной из изученных скважин (рис. 7.6). Несколько реже аналогичный тип разреза наблюдается и для ещё более сокращенного разреза тюменской свиты, начинающегося с ЛЦ-3 (рис. 7.7).



Рис. 7.6. Фрагмент колонки скважины 10671 Яхлинского месторождения (Я71):

1 – угли, 2 – углистые породы, 3 – аргиллиты, алевролиты, 4 – песчаники, 5 – доюрский фундамент;

цифрами справа – литоциклы II порядка, Ю₆ – коллектор (см. также рис. 1.7)



Рис. 7.7. Фрагмент колонки 10438 (Шушминское месторождение). Обозначения см. на рис. 7.4

Полученные сведения в обобщенном виде изображены на модели, представленной на рис. 7.8. Принципиально она повторяет генерализованную модель строения тюменской свиты (см. рис. 1.7). Главное отличие от последней заключается в том, что сведения на рис. 7.8 показаны исключительно со структурных позиций, со "снятыми" параметрами мощностей отложений и геологического времени.

Представленную на рис. 7.8 модель можно рассматривать как сущностную *верификацию* общей модели строения раннемезозойской угленосной формации, разработанной нами на материале многих угленосных толщ азиатской части России и Северного Казахстана [20]. Тем самым мы можем очередной раз констатировать проявление сходимости – *конвергентности* – для основных показателей, характеризующих состав и строение этих широко распространенных толщ (см. раздел 1.2). Такое сходство неизбежно приводит к мысли о наличии эквифинальности (по Л. фон Берталанфи; лат. aequus – равный) в реализации рассматриваемых геологических процессов, т. е. способности достигать одинакового конечного состояния *независимо* от нарушений начальных условий или при различных начальных условиях системы. Действительно, нарушение начальных условий в виде неодновременного, последовательного вовлечения отдельных блоков в процессы осадко- и торфонакопления, не нарушает (до определенного, конечно, предела) общего строения толщи, как это четко видно из схемы на рис. 7.8. В данном случае эти нарушения *нивелируются* скольжением инициальной части формации, «запечатывающей» породы фундамента. Иначе, накоплением инициальной части формации осуществляется запуск системы в действие.



Рис. 7.8. Модель, отражающая постоянство строения тюменской свиты.

Слева и справа – сводный (полный) разрез раннемезозойской угленосной формации [20]: 1- конгломераты и гравелиты, 2 – песчаники, 3 – алевролиты и аргиллиты, 4 – пестроокрашенные породы, 5 – внутриформационные перерывы и несогласия. Вверху – буквенные обозначения типов разрезов (см. также рис. 1.7): ЛГ – "лысых гор", В – вогулкинский, Д – даниловский, С – сыморьяхский, Л – ловинский. Справа от колонок, помещенных в центре – номера литоциклов II порядка (см. рис. 1.7). Буквы в кружках: В – направление, показывающее на принципиальное замещение морских отложений континентальной угленосной толщей васюганской свиты (см. рис. 1.7); КЛ – приращение нижней части отложений за счет шеркалинской свиты Красноленинского района

Перечисленное, в частности, существенно ограничивает применимость мобилистских геодинамических воззрений к изучению угленосных толщ, по меньшей мере – рассматриваемого возраста. На это мы обращали внимание раньше [2]; полученные сведения только подтвердили высказанное предположение о необходимости постоянного использования принципа "бритвы Окка-ма" применительно к осадочным толщам континентального блока.

Завершая раздел, отметим, что установленные закономерности приводят нас к мысли о существовании некоего *алгоритма*, управляющего системой раннемезозойского осадко- и торфонакопления и приводящего её к реализации одинаково построенных толщ. Более того, весьма привлекательно положение о том, что "настоящее системы определяется не только её прошлым, но формируется также из будущего, "притягивается" аттракторами эволюции" [13]. Однако более детальное рассмотрение этого вопроса в синергетическом стиле мышления выходит за рамки представленной, прежде всего, "фактурной" работы.

7.3. Возможная причина широкого развития низкозольных углей

В разделе 5.2 нами констатировано проявление "аномально низкой зольности" (АНЗ) углей тюменской свиты, что, прежде всего, выражено в отсутствии обычной правоасимметричности гистограммы распределения A^d по общей выборке значений данного показателя. К сожалению, сведениями, которые могли бы как-то прояснить этот феномен с "внутренних" по отношению к исходным торфяникам позиций (состав золы, её распределение по микроинтервалам внутри углепроявлений и т. п.) мы не располагаем. Имеющиеся исходные данные не позволяют даже наметить какие-то зависимости от толщины углепроявлений, их распределения в разрезе, микрокомпонентного состава углей, состава вмещающих пород – их просто нет (см. раздел 5.2). Поэтому излагаемые ниже представления имеют самый общий, "пристрелочный" характер и выносятся на обсуждение, с целью выполнения (при возможности и необходимости) более детальных, специализированных исследований.

В качестве ведущей причины зафиксированного явления (АНЗ) можно выдвинуть парадоксальное (на первый взгляд) суждение. Оно вытекает из разобранного выше положения о чрезвычайно низком темпе *закрепления* осадочного материала в разрезе (см. раздел 7.1). Собственно парадокс заключается в том, что преобладающее время перерывов (диастем) способствовало закреплению в разделе *чистых* торфяников, не засоренных кластогенной золой.

Понятийная база такого объяснения, по нашему мнению, заложена хотя и небольшой по объему, но фундаментальной для угольной геологии разработкой А. С. Тараканова [86]. Рассматривая болота как саморегулирующиеся экосистемы, в противовес обычным представлениям об их хрупкости, определено, что биологические системы вообще имеют высокий запас прочности и способны сохранять основные функции, в том числе воспроизводства, и при резких колебаниях внешних воздействий. А. С. Таракановым процесс саморегуляции использован для объяснения причин формирования мощных угольных пластов: "Чем мощнее торфяная залежь, тем больше у неё шансов "выжить" при осушении торфяного болота, не прекратив при этом концентрации торфяной массы за счет её уплотнения в нижних горизонтах". И далее: "Таким образом, торфяное болото, особенно в зрелых стадиях развития, является стабильной саморегулирующейся экосистемой, которая получает в ландшафте исключительную независимость от влияния таких мощных факторов внешней среды, как климат и водный режим, конечно, в известных пределах. Растения-торфообразователи сами становятся регуляторами водного хозяйства, как своего внутреннего, так и всей окружающей среды. Если неболотные экосистемы по мере их развития и повышения иерархического уровня все более зависят от абиотических факторов, то в торфяных болотах биологические факторы оказывают свое влияние даже на уровне ландшафтных единиц (курсив наш. – В. А.)" [86]. Кроме перечисленного формирование мощных угольных пластов связано (очередной парадокс!) с эпохами повышения тектонической активности, чаще во внутриконтинентальных обстановках осадконакопления, на что впервые обратил внимание Г. Ф. Крашенинников [49].

Безусловным авторитетом в области изучения морфологии угольных пластов В. Н. Волковым процесс формирования угольного пласта при однородном режиме его формирования изображен в следующем виде (рис. 7.9).



Рис. 7.9. Геоморфологические условия образования торфяного пласта во времени для однородного режима условий образования [23]:

1 — положение верхней поверхности торфяника; 2 — интервал изменения уровня вод; 3 — продолжительность формирования торфяника; h — глубина верхней поверхности осадков относительно уровня вод; a — опускание поверхности; b — обмеление бассейна; c — затопление торфяника; t — время; d — строение разреза будущего угольного пласта.

Дополнения (в верхней части рисунка): *m*_{nop.} – минимальная и достаточная (пороговая) мощность торфяника, необходимая для перехода болота в ранг саморегулирующейся экосистемы, защищенной от нарушений извне (показаны стрелками)

Суммируя перечисленные выше сведения, предложим (как указано выше, для обсуждения) модель формирования угольных пластов и прослоев с низкой зольностью (рис. 7.10). На приведенной схеме углям с "аномально низкой", точнее – биогенной зольностью (некоторая доля сорбционной составляющей, без сомнения, присутствует) отведена позиция в колонке II. Соответствующими стрелками показано "отторжение" других компонентов, составляющих неорганическую (минеральную) часть углей. Колонка III отвечает угольному пласту с "обычной" или повышенной зольностью, а колонка IV – его размыву. Безусловно, эта схема весьма гипотетична и требует подтверждения фактическим материалом. Но главный её смысл заключается в парадоксальном (на первый взгляд) предположении. Именно предельно низкая скорость закрепления осадочного материала при формировании тюменской свиты (см. раздел 7.1), вызвавшая обилие мелких диастем, и привела к возможности формирования на ограниченных (барьерами?) площадях «сверхчистых» торфяников, занимающих "островные суши", Б. Л. Афанасьева [12]. Их переход в закрепленное в разрезе погребенное состояние не противоречит (а скорее, соответствует) механизму саморегуляции торфонакопления, по А. С. Тараканову (см. выше). Некоторую "графическую верификацию" данного соображения дает сопоставление рис. 7.7 и 7.8. По сути, последний представляет собой ортогональную развертку первого, со сменой оси времени на проекцию поверхности торфяника.



Рис. 7.10. Модель формирования малозольного углепроявления (основные пояснения в тексте).

Вверху – колонки строения (I-V): I и V – в режиме дискретного времени осадко- и торфонакопления, II-IV – наблюдаемые в «закрепленных» разрезах. 1 – малозольный уголь, 2 – уголь с различной, в т. ч. повышенной зольностью, 3 – тонкозернистые породы (аргиллит, алевролит), 4 – песчаник, 5 - эрозионный контакт, 6 – плоскости, ограничивающие перерывы в осадконакоплении (диастемы). Внизу – палеогеоморфологический профиль (ср. с рис. 7.9). 0-0 – благоприятное положение поверхности торфяника. 7 – граничные режимы, благоприятные для торфонакопления (см. также рис. 7.9), 8 – положение поверхности торфяника, 9 – затопление торфяника, 10 – размыв (как сингенетический, так и эпигенетический). Виды золы (A^d): A^d_{δ} – биогенная, A^d_{c} – сорбционная, A^d_{3} – эпигенетическая, A^d_{m} – терригенная.

Верификацией предложенной модели более общего характера служит за*печатывание* поверхности фундамента горизонтом с повышенной угленосностью (см. раздел 7.2).

7.4. Несогласия в проявлении метаморфизма углей

В 6-й главе приведены сведения о метаморфизме углей тюменской свиты, показавшие весьма нетривиальные для "классической" угольной геологии результаты. Дополним их другими данными и попробуем выяснить причины столь нетипичных проявлений метаморфизма.

Сравнение метаморфизма юрских углей Шаимского НГР и триасовых углепроявлений Северо-Сосьвинского грабена

В процессе изучения геологического строения области сочленения Приполярного Урала и Западно-Сибирского осадочного мегабассейна [92] отобрано несколько проб из угольных прослоев нерохской свиты позднетриасового возраста. Положение опробованных скважин показано на рис. 7.11, а результаты анализов – в табл. 7.1.



Рис. 7.11. Положение изученных скважин с углями среднеюрского (Шаимский НГР, см. рис. 1.6) и позднетриасового (Северо-Сосьвинская площадь) возраста

Место- рождение,	Crana	Глибина	Tex ai	кничес нализ,	кий %	Петрографический					анализ, ч	%
площадь (возраст отложений)	сква- жина	М	W^{a}	A^d	V^{daf}	L^0	Vt ⁰	Sv^0	I^0	М	R _{o.n}	⊿R
Нерохская	11201	1652,9	4,8	32,5	-	1	98	-	1	31	0,43	0,129
(T ₃)		1687,8	4,5	31,3	-	4	4 77 3 16 30			0,52	0,119	
		1693,2	3,7	24,4	37,2	3	51	5 41 20		0,49	0,179	
		1696,2	4,7	24,0	45,6	4	73	2	21	19	0,47	0,179
		1852,9	5,2	18,2	45,9						0,46	
		1853,0* ⁾	6,2	31,7	38,7					0,44		
		2033,5	7,0	7,2	35,4					0,41		
Южно-	11204	1694,0	7,9	11,8	42,8	Не подсчитывался 0,42 0,43						
Сарманская		1925,0* ⁾	5,3	24,1	41,4							
$(\mathbf{T}_{\mathbf{a}})$		2323,3	3,9	26,1	45,0						0,46	
(+3)		2399,8* ⁾	3,3	23,6	49,6	1 [0,40		

Результаты анализов углей триасового возраста

*) В пробу включен уголь из линз и прослоев в породе.

Полученные данные показали, что результаты изучения практически всех проб углей, отобранных из отложений позднетриасового возраста, относят их к классу 04 (R_0 =0,40 – 0,49 %) по единой классификации углей (ГОСТ 25543-88), что соответствует бурым углям группы 3Б. Несколько повышенное значение R_0 в одной пробе (0,52 %) лишь подчеркивает, что изученные угли (особенно в скв. 11201) находятся как бы "на грани" перехода к каменным марки Д (длиннопламенный), но не достигли её. По принятой шкале катагенеза это соответствует подстадии протокатагенеза ПК₃, вблизи её границы на переходе к стадии мезокатагенеза (МК). Относительно невысокие значения V^{daf} по ряду проб обусловлены либо значительной зольностью, либо повышенным содержанием инертинита, либо совместным проявлением обоих факторов. Из имеющихся данных это хорошо просматривается для пробы с глубины 1693,2 м из скв. 11201 (см. табл. 7.1).

Положение полученных показателей R_0 , в соответствии с глубиной отбора проб, показано на рис. 7.12, а. Заметных зависимостей здесь не наблюдается, поэтому линия "усредненного" значения метаморфических изменений проведена по среднему показателю R_0 , чуть меньшему 0,45 %.

На этом же рисунке, справа (рис. 7.12, в) приведено изменение R_0 в соответствии с глубиной отбора проб по отложениям тюменской свиты Шаимского НГР (см. рис. 6.3). Следует учесть, что этот график смещен по отношению к приведенному на рис. 6.3 на глубину, соответствующую альтитуде, в среднем составляющей около 100 м.



Рис. 7.12. Изменения степени метаморфизма углей в зависимости от глубины отбора проб (H, м): а) – верхнетриасовые отложения Северо-Сосьвинского грабена, в – среднеюрские отложения тюменской свиты Шаимского НГР, б – их совмещение на шкале геологического времени (T, млн лет). По оси абсцисс на всех графиках показатель отражения витринита (R_0 , %)

Совмещение графиков "а" и "б" в шкале геологического времени (см. рис. 7.12, в) наглядно показывает более высокую степень метаморфизма юрских углей. Во-первых, это подтверждает более высокую степень изменения органического материала в центральных частях Западно-Сибирского бассейна (см. рис. 1.5): это площадная составляющая метаморфизма. Так, в работе [42] прямо указано следующее. "В верхних пластах средней юры показатель R₀ в основном составляет 0,6-0,7 %, снижаясь до 0,5 % в краевых моноклиналях и внутренних поднятиях и возрастая до 0,8 % в некоторых депрессиях. Максимальные (до 1,0 %) значения R₀ имеют нижнеюрские угли Мансийской, Шеркалинской впадин и прилегающих к ним склонов Сургутского и Красноленинского сводов...". Во-вторых, наблюдаемые несоответствия отчасти заложены в самой истории геологического развития изученных толщ. Формирование триасовых тафрогенных структур происходило, по всей видимости, аналогично угленосным грабенам восточного склона Урала (Челябинскому и др.) [89]. Здесь мощные терригенные толщи характеризовались высокоскоростным ("лавинным") осадконакоплением, что и определило "растянутость" интервалов, характеризующих стадии метаморфизма (последняя в данном случае не вышла за рамки катагенетических преобразований). Кстати, это хорошо подтверждается отсутствием значимых зависимостей от глубины отбора проб для триасовых углей в целом (см. рис. 7.12, а).

Исходя из этих соображений, в статье [9] мы указали, что стабильно *меньшие* значения R_0 для триасовых углей "... попросту не могли бы быть получены, если бы пробы отбирались по одной и той же площади". Такое заявление сделано исходя из "канонов" угольной геологии, и прежде всего правила Хильта, квалифицированного И. П. Шараповым как *закон* Хильта [97]. Однако новые данные заставляют переоценить сделанное заявление и иначе посмотреть на данный вопрос.

Метаморфизм углей на Западно-Тугровском месторождении (скв.23)

Западно-Тугровское месторождение расположено на крайнем севере Шаимского НГР и по своим геологическим параметрам в значительной части соответствует уже Красноленинскому НГР. Здесь основные продуктивные нефтегазоносные горизонты (Ю₁₀, Ю₁₁) приурочены к нижнеюрским аллювиальным отложениям шеркалинской свиты (см. рис. 1.4, 7.1).

Несомненно, что более высокие значения R_0 в отложениях тюменской свиты, установленные для скв. 23 (см. табл. 6.2 и рис. 6.3), обусловлены именно площадной составляющей общего градиента метаморфизма. Данный вопрос требует привлечения дополнительных материалов, поэтому пока просто остановимся на его констатации. Значительно более важными представляются другие выводы, которые следуют из детального рассмотрения полученных результатов. Последние представлены на рис. 7.13.

Левая часть рисунка показывает удивительное сходство с данными, приведенными на рис. 7.12, в. Поскольку эти результаты получены *по одной скважине*, они явно дезавуируют высказанное ранее положение о «невозможности» такого распределения значений R_0 . Кстати, в литературе подобные случаи описаны только с позиций тектонического нарушения последовательности в залегании пород (сдвоение разрезов) [72]. Конечно же, полученных данных слишком мало, чтобы уверенно судить об аномальном проявлении метаморфизма. В то же время значения R_0 по углепроявлениям радомской пачки (см. рис. 7.13) достаточно убедительно свидетельствуют о действительном понижении R_0 при увеличении глубины, причем имеющем ступенчатый характер.

Угли тюменской свиты в скв. 23 относятся к классам 06 и 07, что соответствует маркам Д-Г и определяет подстадию мезокатагенеза МК₁. На фоне постепенного увеличения R_0 с глубиной, что сопровождается соответственным снижением выхода летучих веществ V^{daf} (см. табл. 3.2), совершенно аномальными выглядят показатели R_0 для двух углепроявлений шеркалинской свиты. При невысокой зольности и весьма сложном ("микститовом") петрографическом составе они имеют значения R_0 0,53-0,57 % (класс 05, соответствующий самой низкой стадии метаморфизма каменных углей – Д). Одна из возможных причин такого стратиграфического "несоответствия" полученных показателей, возможно, заключается в различных геологических условиях формирования шеркалинской и тюменской свит, что и описано выше для разноудаленных триасовых и юрских структур Приуральской НГО (см. рис. 7.12, б). Аналогично выдвинутому ранее объяснению, меньшая зрелость углей шеркалинской свиты может определяться более "скоростным" режимом осадко- и торфонакопления, то есть иметь первичную (генетическую) природу.

В то же время изменения значений R_0 по углепроявлениям собственно тюменской свиты при более детальном рассмотрении также обнаруживают *ступенчатость* (зигзагообразность, пилообразность), показанную на рис. 7.13 двумя эллипсоидами рассеяния. Весьма симптоматично, что их длинные оси субпараллельны линии регрессии, отражающей зависимость глубины залегания от значений R_0 , причем последняя их разделяет. По вертикали (глубине залегания) ступенька в изменении значений R_0 практически совпадает с границей литоциклов 3 и 4 II порядка, вблизи которой происходит также и смена крупных палеоландшафтных комплексов (снизу вверх): озерно-аллювиального на прибрежно-бассейновый (см. рис. 1.7).





Рис. 7.13. Изменения метаморфизма углей по скв. 23 Западно-Тугровского месторождения (ЗТ23):

а – по всем проанализированным пробам; б – по тюменской свите.

Слева – колонка скважины (цифры – номера литоциклов II порядка, Р – радомская пачка, Ш – шеркалинская свита). Основное поле – значения *R*₀ и линия регрессии (см. рис. 6.4). Волнистая линия – смена палеоландшафтов (см. рис. 1.7). ^{0.8} Пунктиром обозначены эллипсоиды рассеяния

Суммируя изложенное, установим, что изменения R_0 по скв. 23 Западно-Тугровского месторождения характеризуются своеобразными "скачками", причем с наращиванием глубины каждый следующий "скачок" возвращает R_0 к начальным или даже – более того – меньшим (!) значениям. По внешней (графической) форме такого проявления назовем его Z-метаморфизмом, или *зетметаморфизмом* (как это сделано Ю. А. Косыгиным для зет-системы [48]). Поскольку описываемое проявление метаморфизма углей абсолютно не характерно для угленосных толщ и в данном случае базируется на небольшом количестве данных, проверим, не является ли оно артефактом.

Зет-метаморфизм в углях тюменской свиты

Сведения по изменению метаморфизма углей (по показателю R_0) для пяти наиболее детально изученных скважин, аналогично скв. 23 (см. рис. 7.13), показаны на рис. 7.14. Повторяя основные данные, изложенные в разделе 6.3 и показанные на рис. 6.4, они акцентированы на *проверку* намеченных в предыдущем абзаце представлений. Данные по скважинам приведены в соответствии с глубинами отбора проб по керну и выровнены по нулевому горизонту, соответствующему границе 3-го и 4-го литоциклов II порядка, геологическая значимость которого с позиций размещения угленасыщенности описана в разделе 7.1.

Как следует из приведенных на рис. 7.14 данных, во всех пяти изученных скважинах наблюдается проявление зет-метаморфизма, заключающегося в пилообразном изменении показателей R_0 . Менее отчетливо это наблюдается только в скв. С48, где наметить нижний эллипсоид рассеяния не позволяет малое общее количество данных (6 проб). Особо подчеркнем, что такие изменения *не зависят* от глубины залегания углепроявлений (равно как и от их абсолютных отметок), меняющейся в значительном диапазоне – от 1700 до 2400 м.

Отчетливо выделяется три уровня (границы) в скачках изменения R_0 , имеющие точное геологическое истолкование.

1. Граница тюменской свиты и радомской пачки. Даже по небольшому количеству проб она проявлена для скв. 3T23 (см. рис. 7.13); выделяется самостоятельным эллипсоидом рассеяния в скв. Л50 и намечается самостоятельным же положением соответствующей пробы в скв. Л28.

2. Граница ЛЦ-3 и ЛЦ-4, фиксируемая во всех шести скважинах и имеющая именно *углегеологическое* обоснование (см. выше).

3. Граница между крупными комплексами отложений: озерноаллювиальным и прибрежно-бассейновым. Смещаясь по разрезу тюменской свиты в целом (см. рис. 1.7), в ряде случаев (ЗТ23, Л50) она совпадает с границей ЛЦ-3 и ЛЦ-4 или близка к ней (Я71). В скв. С48 она не проявлена (скорее всего, из-за той же недостаточности исходных данных в виде 6 проб, на что указывалось выше). Но в скв. Т20 (крайнее на западе Шаимского НГР Тальниковое месторождение) она проявлена особенно отчетливо.

Таким образом, исходя из того, что полученные сведения, будучи *неза*висимыми по ряду параметров (глубина отбора проб, фациально-циклическая характеристика разреза, отбор и аналитические исследования), показали одни и те же результаты, приведенные данные дают нам полное основание утверждать, что они *не являются артефактом*. Дадим обобщенную схему (модель) установленного зет-метаморфизма (рис. 7.15).



границе 3-го и 4-го литоциклов; 4 – линия регрессии для зависимости Z=f(R); 5 – граница комплексов (см. рис. 1.7, 7.11); 6 – эллипсоиды рис. 1.7, 2.1); 3 – горизонт выравнивания на рассеяния



Рис. 7.15. Принципиальная модель проявления зет-метаморфизма (см. также рис. 6.2, 6.5):

 региональная составляющая, отражающая повышение значений R₀ с увеличением глубины H; 2 – разделяющие поверхности (неоднородности в строении толщи); 3
аномальные проявления метаморфизма углей, инициированные наложенным фактором F

Причины, которые привели к формированию такого нетипичного для "классических" угленосных толщ явления (фактор *F* на рис. 7.15), мы попытаемся определить в следующем разделе.

7.5. Основные этапы метаморфизма углей тюменской свиты

Ранее нами уже указывалось (см. раздел 6.2), что метаморфизму углей посвящено огромное количество работ. Для дополнительной характеристики современных представлений по данному вопросу приведем обобщающие данные из статьи [36], в которой представлена следующая этапность в направленности изменения величины кинетических факторов метаморфизма (температуры и давления) в доинверсионный и постинверсионный периоды формирования угленосных бассейнов.

Этап 1. Постепенное увеличение температуры и давления при погружении угленосной толщи. При этом давление растет более интенсивно, чем температура.

Этап 2. Прекращение опускания. Стабилизация давления. Продолжение роста температуры. Выравнивание геотермического градиента.

Этап 3. Первая фаза поднятия. Начальное складкообразование. Продолжение роста температуры и достижение на преобладающей части площади бассейнов максимальных её значений. Снижение гидростатического давления.

Этап 4. Орогенез. Усиление процессов складкообразования. Размыв поднятых толщ. Снижение давления. Стабилизация и только в некоторых тектонических блоках, ограниченных разрывами больших амплитуд, продолжение роста температуры...

Этап 5. Продолжение поднятия. Усиление процессов образования разрывных нарушений (*механохимические процессы*) (курсив наш. – В. А.). Более интенсивное снижение давления и замедленное понижение температуры. Этап 6. Продолжение поднятия отдельных блоков. Размыв. Снижение давления и температуры до современного уровня.

Данная шестиэтапная схема применительно к углям среднего карбона Донецкого бассейна в координатах глубины погружения и геологического времени приведена на рис. 7.16 [36].

Такая и подобные им схемы разрабатываются именно для угленосных толщ, испытавших постинверсионную складчатость, с выводом на поверхность разнометаморфизованных углей.



Рис. 7.16. Хроноструктура погружения и поднятия угленосной толщи среднего карбона Донбасса по И. В. Еремину:

1, 2 – пласты угля с конечным значением R_0 , соответственно 0,85 и 2,5 %

По-иному обстоит дело с нефтегазоносными отложениями многих осадочных бассейнов, которые ощутимого поднятия (этапы 3-6 в приведенной выше стадийности) не испытали. В то же время тепловое поле последних весьма неоднородно. Так, Е. П. Свистунов четко определяет, что в ходе развития нефтегазоносных бассейнов "... по мере погружения происходит их самоорганизация и формируются энергетические уровни, на которых идет трансформация потенциальной энергии, аккумулированной в процессе образования..." [81]. При этом один из типов геотермических аномалий связан "... со скачкообразным изменением теплофизических свойств пород при нелинейно протекающих процессах литогенеза, что приводит к локальной деформации теплового поля (разуплотнение пород, трансформация минералов и др.)" [81]. О зонах разуплотнения, возникающих в ходе нелинейных преобразований в нефтегазоносных толщах, пишут Ю. К. Бурлин и Е. Е. Карнюшина [16]. Они же указывают, что "наличие цикличности строения толщ способствует развитию этих периодических процессов", приводящих к неустойчивому критическому состоянию. На критических уровнях "... наиболее вероятны рост флюидонасыщенности, скачкообразное изменение свойств пород и появление зон разуплотнения" [16].

Возможный ответ на причину аномальных проявлений метаморфизма углей тюменской свиты содержится в своего рода "точке соприкосновения" кратко изложенных выше позиций. Она заложена В. В. Мокринским в понятии фрикциометаморфизма (лат. frictio – трение), использованным им при изучении углей Южно-Якутского бассейна [60]. К таковому отнесен особый вид
динамометаморфизма, возникающий под влиянием давления или сильного перенапряжения пород, переходящего в трение и сопровождаемое значительным выделением тепла. Идея фрикциометаморфизма, как таковая, была достаточно быстро дезавуирована даже для южно-якутских углей [19, 93]. Однако, изложенные факты по несогласованности изменений органического вещества с классически линейными представлениями угольной геологии позволяют вернуться к ней, рассматривая проблему в несколько ином ракурсе.

В. Б. Писецким предложена *дискретная модель среды* (DFM – динамико-флюидная модель), в которой рассматривается "…организованное множество блоков различного порядка, образовавшихся в результате закономерного процесса разрушения среды с предварительной *системой дефектов структуры, заложенной на временных границах седиментационных циклов и событий* (разрядка наша. – В. А.)" [74]. Запас накопленной энергии реализуется в виде трения между плоскостями, где флюидная составляющая играет роль смазки поверхностей. Тем самым обеспечивается высокая изменчивость горизонтальной компоненты напряжения, которая достигает экстремальных значений на фрикционных границах [73].

В качестве ещё одного, "упреждающего" замечания отметим, что повышения температуры, достаточного для изменения углей, вполне могло не хватить для преобразования вмещающих пород. Этот вопрос для того же Южно-Якутского бассейна детально рассмотрен В. М. Желинским и В. Н. Коробицыной: "... повышение температур...было достаточным для перехода длиннопламенных и газовых углей в коксовые, но его не хватало для заметных минеральных и структурных преобразований вмещающих терригенных пород..." [38]. Такой редкий характер зональности постдиагенетических преобразований минерального и органического вещества назван *несогласованным* метаморфизмом [47].

Для определения основных этапов метаморфизма углей тюменской свиты обратимся к общей истории формирования осадочной толщи Западно-Сибирского бассейна. На рис. 7.17 приводятся сведения по последовательности и динамике её формирования.

Как видно из приведенных данных, в течение плитной стадии развития Западно-Сибирского бассейна шло постоянное накопление огромной массы осадочных пород. Нефтеносный осадочный комплекс «запечатан» турон – эоценовой покрышкой VII этапа (см. рис. 7.17), с продолжением накопления на юге морских осадков вплоть до границы олигоцена и миоцена (24 млн лет).

Именно с неотектоническим этапом, имеющим общую длительность около 40 млн лет, и следует, по нашему мнению, связывать проявление зетметаморфизма, т. е. его "наложенной" составляющей, вызванной фрикционными смещениями по плоскостям, оформленным ещё в период осадконакопления.



Рис. 7.17. Динамика формирования мезозойско-кайнозойского осадочного слоя Западно-Сибирского бассейна [85]:

1 – орогенные формации верхнего палеозоя; 2 - рифтогенные (вулканогенноосадочные) формации нижнего – среднего триаса; 3 – морские отложения; 4 – континентальные и прибрежно-морские отложения; 5 – объем пород

Покажем это на кинематической схеме, отражающей последовательность осадконакопления мезокайнозойской толщи на территории Шаимского НГР (рис. 7.18).

Этап I (II и III эпизоды на рис. 7.17) отвечает последовательному вовлечению в процессы осадконакопления территории Шаимского НГР и подробно описан в разделе 1.3. Данный этап соответствует седиментогенезу и торфогенезу (накопление торфяников тюменской свиты), с формированием зрелых торфов в погружающихся частях разреза.

Этап II (IV эпизод на рис. 7.17) фиксирует начало собственно плитной стадии в развитии Западно-Сибирского бассейна. В отношении углей тюменской свиты он соответствует их диагенезу и, по-видимому, переходу в мягкие бурые угли на достигаемых глубинах 250-300 м в наиболее погруженных частях разреза.

Собственно углефикация происходила в течение длительного III этапа (V - VII) эпизоды на рис. 7.17), который мы не расчленяем на отдельные временные отрезки. Когда именно угли тюменской свиты достигли своих "базовых" значений R_0 , составляющих 0,45-0,55 %, мы не знаем. Возможно, это происходило постепенно, под воздействием комплекса факторов, включающих достаточно зависимые температуру и давление, в течение всего геологического времени данного этапа (120 млн лет). Не исключено, что для основных превращений при метаморфизации органического вещества был достаточен промежуток 40-50 млн лет с соответствующим температурным режимом [36]: тогда эти значения R_0 в основном были достигнуты уже к рубежу нижнего и верхнего мела. Последняя позиция представляется более предпочтительной, хотя дополнительными сведениями по её подтверждению мы не располагаем.



Этап IV соответствует существенному изменению в развитии Западно-Сибирской плиты, с переходом в неотектоническую стадию (см. рис. 7.17). Для собственно угленосных толщ это соответствовало бы стадии начала подъема или инверсии на описанном ранее 3-м этапе (см. рис. 7.16). Мы склонны *пред*положить, что именно на этом, IV этапе, охватывающем период от тавдинского (поздний эоцен) до туртасского (поздний олигоцен) времени, произошла интенсификация углефикационных процессов, обусловивших переход плотных бурых – длиннопламенных (БД) углей в низкометаморфизованные каменные марок Д и Г. Основанием к такому суждению служит повышенный метаморфизм углей тюменской свиты в скв. 23 Западно-Тугровского месторождения, где значения R_0 выше примерно на 0,1 % (см. рис. 6.3). Незатронутость же таким повышением R_0 углей шеркалинской свиты (и частичная – радомской пачки), что показано на рис.7.13, в данном случае вполне объяснима как с общих геологических позиций, так и возможным неоднородным тепловым полем, что также описано выше. Тем самым именно для углей из скв. 23 реализовался 4-й этап из приведенной в начале раздела схемы, а именно этап орогенеза. Однако, в отличие от выведенных к настоящему времени на поверхность угленосных толщ, здесь этот этап не вызвал поднятий, а осадконакопление продолжалось, но уже в иных условиях.

Наконец, в течение V эmana, охватывающего неоген и продолжающегося до настоящего времени, происходило формирование современной структуры Западно-Сибирского бассейна. Несомненно имевшие место вертикальные тектонические подвижки в основном "гасились" мощным осадочным чехлом, но импульсы литостатического напряжения "разряжались" на фрикционных послойных границах, как это показано В. Б. Писецким (см. выше). Именно с ними связано проявление фрикциометаморфизма углей, имеющего зетобразный облик. Мы не в силах точно ответить на вопрос, когда конкретно он проявлен. Наиболее вероятно – это граница олигоцена и миоцена (23 млн лет: см. рис. 7.18). Однако с не меньшим "правом" на эту роль могут претендовать границы миоцена и плиоцена (5,3 млн лет), плиоцена и плейстоцена (1,8 млн лет). В этой роли могут выступать и более "древние" границы, проявившиеся именно для Шаимского НГР. С достаточной степенью уверенности можно лишь полагать, что зет-метаморфизм проявился не ранее позднеолигоценового времени.

Перечисленное изображено на сводной схеме (рис. 7.19). На нее вынесены сведения, синтезирующие фактический материал, отображенный на рис. 6.3, 7.13, 7.14.

Рис. 7.19. Схема, иллюстрирующая этапы метаморфизма углей тюменской свиты:

1 – линия регионального метаморфизма, построенная по двум точкам отсчета; 2 – минимальные значения R_0 для комплекса проб T20; 3 – среднее значение R_0 по шеркалинской свите (3T23); 4 – такая же линия для проб 3T23; 5 – граница 3-го и 4-го литоциклов II порядка (см. рис. 7.14); 6 – граница комплексов пород (см. рис. 7.14); 7 – оси эллипсоидов, выделенных на рис. 7.13, 7.14



Наконец, завершая самый нетривиальный и уже поэтому спорный раздел, вернемся к его началу. С нашей точки зрения, некоторой верификацией приводимых данных служит признание наличия механохимических процессов для пятого этапа, сопровождающих разрывные нарушения [36], что и позволило В. В. Мокринскому выделить в самостоятельный вид фрикциометаморфизм углей [60]. Приводимые данные вполне согласуются с представлениями о неоднородности геотермических характеристик нефтегазоносных бассейнов [63, 81]. Более того, напрашивается предположение о более тесной связи установленных зон послойной дезинтеграции с зонами водонефтяных (ВНК) контактов [81], однако рассмотрение этого вопроса явно выходит за рамки данной работы. Наконец, приведенные данные находятся в полной согласованности с работами В. Б. Писецкого, на которые мы частично ссылались выше [73, 74] и которые имеют особое значение для выделения и прослеживания сейсмических отражающих горизонтов. Таким образом, зет-метаморфизм, имеющий фрикционную природу, проявился без инверсионного подъема осадочной толщи и независимо от современной глубины залегания тюменской свиты, о чем убедительно свидетельствуют представленные данные. Разумеется, в значительной мере они имеют предварительный характер и должны быть заверены на новом материале и других объектах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Значительная часть нефтегазовых ресурсов Западно-Сибирского осадочного мегабассейна приурочена к нижнеплитному этажу, сложенному континентальными отложениями позднетриасового-среднеюрского возраста. Их существенная угленасыщенность послужила основанием для выделения гигантского Западно-Сибирского угольного бассейна. Его основные ресурсы сосредоточены на глубинах, недоступных для освоения традиционными для угольной промышленности способами. Авторами выполнено целенаправленное изучение состава и строения среднеюрских отложений Шаимского нефтегазоносного района (тюменская свита) с позиций, во многом являющихся классическими для *угольной* геологии (литолого-фациальный анализ, углепетрографические исследования, метаморфизм углей). Тем самым решался круг вопросов, по сути относящихся к "стыку" угольной геологии и литологии нефтегазоносных толщ. Получение значимых и преимущественно однозначно интерпретируемых результатов оказалось возможным благодаря соблюдению ряда исходных условий:

- документация керна 40 скважин, перекрывших *полный* разрез тюменской свиты, в основном со сплошным его отбором и высоким качеством проходки (до 100 % выноса);

- опробование по 15 скважинам *всех* углепроявлений, начиная с мощности (толщины) 5 см;

- выполнение углепетрографических и аналитических исследований в *одной* аккредитованной профильной организации (ВУХИН), одним составом исполнителей.

Основная часть представленной работы посвящена изложению *фактического* материала, относящегося к характеристике угленасыщенности тюменской свиты на территории Шаимского НГР, детальному описанию петрографического состава углей и оценке изменений их метаморфизма.

Детальное изложение полученных данных определено тем, что подобных работ для столь глубоко залегающих угленосных толщ пока известно очень немного (Атлас петрографических типов визейских углей Камского бассейна; отдельные публикации по ранне-среднеюрским угольным пластам юго-востока Западно-Сибирской плиты).

В части работы, относящейся к петрографическим исследованиям углей, детально описан их микрокомпонентный состав и выделенные петрографические типы. Сопровождение выполненной характеристики 23-мя фототаблицами, содержащими 132 фотографии аншлифов-брикетов и шлифов, дает возможность рассматривать эту часть исследований как Атлас углей тюменской свиты Шаимского НГР. Выполненные исследования позволили установить и охарактеризовать фациальный состав ископаемых торфяников.

Объем аналитических исследований (W^a , A^d , V^{daf}) не очень велик (132 пробы), но сопряжение данных технического анализа с результатами петрографических исследований и значительным объемом измеренных показателей отражения витринита R_o (по 94 пробам) представляют существенный практический интерес. Последний особенно значим для определения метаморфизма углей. Для шести детально изученных скважин рассчитанные тренды изменения R_o многократно превысили "обычные" для низкометаморфзованных каменных углей (Д-Г) темпы его увеличения, составляющие 0,01-0,03 % на приращение стратиграфической глубины в 100 м.

Впервые полученный для столь глубоко залегающих толщ детальный и *однородный* материал, несмотря на локальность изученного объекта (в рамках всего Западно-Сибирского угольного бассейна), позволил сделать и наметить ряд выводов, имеющих существенное геологическое значение:

- определена и показана роль тюменской свиты как недостающего прежде *"связующего звена"* для цепочки раннемезозойских угленосных формаций, опоясывающих Западно-Сибирскую плиту;

- с принципиально новых позиций рассмотрены горизонты с повышенным торфо(угле)накоплением – мощными угольными пластами, являющимися *инвариантом* в строении нижнемезозойских угленосных толщ;

- определено *корреляционное* значение этих горизонтов, приуроченных (s. lato) к границе аалена и байоса, и *асинхронность* их локализации на конкретных площадях (s. stricto);

- выявлена устойчивость хроностратиграфического положения горизонта с повышенной угленасыщенностью (вымский горизонт – нижняя подсвита тюменской свиты – литоцикл ЛЦ-II-4), являющегося своеобразным "*стабилизатором*" при неодновременном вовлечении блоков фундамента в процессы осадко- и торфонакопления.

Помимо этого, выявлены некоторые особенности, не известные для традиционных углегеологических исследований. К ним относится "аномально" *низкая зольность* многих углепроявлений. Предположено, что наличие и закрепление в геологическом разрезе столь "чистых" торфяников в предельно низкоскоростном (по темпу приращения осадков) разрезе тюменской свиты может объясняться *саморегулированием* в развитии локальных торфяников, накапливавшихся на ограниченных территориях с сингенетичными перерывами (*диастемами*). Несогласованность в проявлении метаморфизма углей, имеющего *Z*образный характер, дала возможность выделить новый его тип, названный *зетметаморфизмом*. Предположено, что он связан с послойными фрикционными подвижками на определенных геологических границах, соответствующих комплексам слоев разного состава, и особенно ярко проявился не ранее, чем на границе олигоцена и миоцена (23 млн лет).

В значительной степени изложенные материалы укладываются в представления о *нелинейности* процессов, что соответствует новой парадигме синергетического мировидения [46]. Последняя интенсивно развивается в отдельных отраслях геологического знания (нелинейная геодинамика, нелинейная геофизика) и снимает огромные трудности при описании заведомо сложных систем, какими, вне сомнения, являются осадочные толщи. Будучи открытыми нелинейными системами, они могут быть описаны небольшим количеством фундаментальных понятий и *моделей*. Так, свертыванием изначально сложного мы выходим на относительно простые структуры – *атракторы* (лат. attrahere – притягивать), в их эволюции. По сути, такими аттракторами являются литоциклы и раннемезозойские угленосные формации в целом, к чему нас вплотную привели построения, описанные в разделе 7.2.

Суммируя перечисленное в целом, выразим надежду на то, что комплекс полученных результатов может вызвать интерес как у геологов-"угольщиков" (по необычно глубокому положению рассматриваемого объекта и нетривиальности некоторых данных для "классической" угольной геологии), так и для литологов-"нефтяников". Последнее определяется тем, что использование достаточно обычных методов при изучении сложнопостроенных континентальных угленосных толщ (фациально-циклические исследования) представляет добротную и надежную основу для любых структурно-тектонических реконструкций, имеющих конечной целью определение пространственного положения песчаных пластов-коллекторов. Угольные пласты, во многом являющиеся "антиподами" коллекторов по положению в литоциклах, обеспечивают более надежную корреляцию отложений, а изучение сконцентрированного в них органического вещества дает обширную информацию, полезную при решении многих вопросов геологии и геохимии нефтегазоносных толщ. 1. Алексеев В. П. К вопросу об узлах и унаследованности угленакопления // Геология угольных месторождений. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 1994. Вып. 4. С. 38-47.

2. Алексеев В. П. К вопросу о геотектонической природе некоторых триас-юрских угленосных впадин Урало-Монгольского пояса // Рифты литосферы: VIII чтения А. Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. С. 90-92.

3. Алексеев В. П. Классический литолого-фациальный анализ как базовый метод при изучении состава, строения и условий формирования раннемезозойских отложений Западно-Сибирской плиты // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. (Шестая научно-практ. конф.). Ханты-Мансийск, 2003. Т. 1. С. 145-150.

4. Алексеев В. П. Отложения тюменской свиты Западной Сибири как факт подтверждения проявления конвергентности в строении раннемезозойских терригенных толщ (с позиций сравнительного анализа) // Нефть и газ Западной Сибири. Тюмень: ТюмГНГУ, 2003. Т. 2. С. 22-23.

5. Алексеев В. П. К вопросу о скорости терригенной седиментации на континентальном блоке // Изв. УГГГА. Вып. 18. Сер.: Геология и геофизика, 2003. С. 50-56.

6. Алексеев В. П., Журавлева Д. Д., Красковская Т. Ф., Пронина Н. В., Русский В. И., Федоров Ю. Н. Новые сведения по углям Приуральской части Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна (состав, качество, мета-морфизм) // Горный информ.-анал. бюлл. 2004. № 5. С. 25-28.

7. Алексеев В. П., Кошевой В. Н., Кривихин С. В., Русский В. И., Свечников Л. И. Нижнемезозойские терригенные отложения Уральской складчатой системы и Западно-Сибирской плиты с позиций угленефтегазоносности // Геология угольных месторождений. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2002. Вып. 12. С. 57-66.

8. Алексеев В. П., Русский В. И., Федоров Ю. Н., Газалеев С. С., Печеркин М. Ф., Свечников Л. И. Значимость и разрешающая способность литолого-фациального анализа при изучении терригенных отложений: проверка гипотезы // Геология угольных месторождений. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2003. Вып. 13. С 55-66.

9. Алексеев В. П., Русский В. И., Федоров Ю. Н. Угленосность тюменской свиты Шаимского нефтегазоносного района (Западно-Сибирский угольный бассейн) // Геология угольных месторождений. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2005. Вып. 15. С. 107-119.

10. Алексеев В. П., Федоров Ю. Н., Газалеев С. С., Русский В. И., Свечников Л. И., Хакимов А. Ф. История формирования отложений тюменской свиты Шаимского нефтегазоносного района // Геология угольных месторождений. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2004. Вып. 14. С. 130-139.

11. Аркелл В. Юрские отложения земного шара. Пер. с англ. М.: Изд-во ИЛ, 1961. 801 с.

12. Афанасьев Б.Л. Палеотектоника и угленосность. М.: Недра, 1968. 155 с.

13. Баксанский О. Е., Кучер Е. Н. Когнитивные науки: от познания к действию. М.: КомКнига, 2005. 184 с.

14. **Белозеров В. Б., Иванов И. А.** Кинематическая модель осадконакопления отложений платформенного чехла Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 8. С. 781-795.

15. Боголепов К. В. Типы структурных элементов и эволюция земной коры. Новосибирск: Наука, 1985. 296 с. (Тр. ИГиГ СО АН. Вып. 605).

16. **Бурлин Ю. К., Карнюшина Е. Е.** Нелинейные процессы в нефтегазовой литологии // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1998. № 6. С. 35-41.

17. Вальц И. Э. Петрографический состав и строение угольных пластов Южной Якутии // Южно-Якутская угленосная площадь. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 176-277 (Тр. ЛАГУ. Вып. XI).

18. Вальц И. Э., Гинзбург А. И., Крылова Н. М. Основные принципы вещественно-петрографической классификации углей // Химия твердого топлива, 1968. № 3. С. 9-21.

19. Власов В. М., Корженевская Е. С., Сцепинская Г. Л. К вопросу о проявлении так называемого фрикциометаморфизма в Южно-Якутском бассейне // Вопросы метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих пород. Л.: Наука, 1968. С. 222-237.

20. Внутриконтинентальные раннемезозойские угленосные формации СССР: Препринт. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 70 с.

21. Волков В. Н. Генетические основы морфологии угольных пластов. М.: Недра, 1973. 136 с.

22. Волков В. Н. Геология и охрана ресурсов ископаемых углей (месторождения мощных угольных пластов). Л.: Недра, 1985. 216 с.

23. **Волков В. Н.** Феномен образования угольных пластов большой мощности // Литология и полезные ископаемые. 2003. № 3. С. 267-278.

24. **Волков В. Н.** Основы геологии горючих ископаемых: Учеб. пособие. СПб.: Изд-во С.-Петерб. ун-та, 2005. 262 с.

25. Волкова И. Б. Органическая петрология. Л.: Недра, 1990. 299 с.

26. Вопросы метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих пород. Л.: Наука, 1968. 329 с.

27. **Вылцан И. А.** Фации и формации осадочных пород. Томск: Изд-во ТГУ, 2002. 484 с.

28. Гинзбург А. И., Волкова И. Б. Комплексные петрографические исследования ископаемых углей // Угленосные формации и петрология углей: Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия. Т. 332. Л., 1985. С. 12-20.

29. Голицын М. В., Голицын А. М., Андросов Б. Н., Шнырев Л. Н., Соловьев Д. Г. Угли Западной Сибири // Изв. вузов. Геология и разведка. 1992. № 2. С. 75-83.

30. Голицын М. В., Голицын А. М. Угленефтегазоносные бассейны мира // Геология угольных месторождений. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 1996. Вып. 6. С. 36-46. 31. **ГОСТ 9414-74** (СТ СЭВ 5431-85). Угли бурые, каменные и антрациты. Метод определения петрографического состава. М., 1974. 19 с.

32. ГОСТ 12112-78. Угли бурые. Метод определения петрографического состава. М., 1978. 18 с.

33. **Гурари Ф. Г.** Дискуссионные вопросы литостратиграфии мезозоя Западно-Сибирской равнины // Проблемы стратиграфии мезозоя Западно-Сибирской плиты. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2003. С. 11-14.

34. **Егоров А. И.** Пояса углеобразования и нефтегазоносные зоны земного шара. Ростов-н/Д: Изд-во РГУ, 1960. 183 с.

35. Еремин И. В., Броновец Т. М. Марочный состав углей и их рациональное использование: Справочник. М.: Недра, 1994. 254 с.

36. **Еремин И. В., Гагарин С. Г.** Основные этапы формирования ископаемых углей в недрах // Кокс и химия. 1999. № 9. С. 5-9.

37. Еремин И. В., Лебедев В. В., Цикарев Д. А. Петрография и физические свойства углей. М.: Недра, 1980. 263 с.

38. Желинский В. М. Мезозойская угленосная формация Южной Якутии. Новосибирск: Наука, 1980. 119 с.

39. Жемчужников Ю. А. Угленосная толща и методика ее изучения. Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1951. Т. 25. Вып. 2. С. 23-47.

40. Жемчужников Ю. А., Гинзбург А. И. Основы петрологии углей. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 400 с.

41. Журавлева Д. Д., Алексеев В. П., Красковская Т. Ф., Пронина Н. В., Русский В. И., Федоров Ю. Н. Петрографический состав и метаморфизм триасовых и юрских углей Шаимского нефтегазоносного района // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО (Седьмая научно-практ. конф.). Ханты-Мансийск, 2004. Т. 1. С. 196-203.

42. Западная Сибирь // Геология и полезные ископаемые России. Т. 2. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 477 с.

43. Западно-Сибирский угольный бассейн / А. З. Юзвицкий, А. С. Фомичев, О. И. Бостриков, В. И. Данилов // Угольная база России. Т. II. М.: ООО «Геоинформцентр», 2003. С. 515-559.

44. **Звонарев И. Н.** Обь-Иртышский угольный бассейн // Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 7. Кузнецкий, Горловский бассейны и другие угольные месторождения Западной Сибири. М.: Недра, 1969. С. 855-882.

45. Карнюшина Е. Е., Чочия Г. Л., Пронина Н. В., Фадеева Н. П. Методы изучения вещественного состава пород и органического вещества в осадочных бассейнах. М.: Изд-во Московского ун-та, 1990. 192 с.

46. Князева Е. Е., Курдюмов С. П. Основания синергетики. Синергетическое мировидение. М.: КомКнига, 2005. 240 с.

47. Коробицына В. Н., Желинский В. М. О несогласованной зональности постдиагенетических преобразований вмещающих пород и метаморфизма углей Чульманской впадины (Южная Якутия) // Докл. АН СССР, 1975. Т. 221, № 6. С. 1419-1422.

48. **Косыгин Ю. А.** Тектоника. М.: Недра, 1983. 536 с.

49. **Крашенинников Г. Ф.** Мощные пласты угля и дифференциальные тектонические движения // Изв. АН СССР, сер. геол. 1945. № 3. С. 69-84.

50. Крылова Н. М., Вальц И. Э., Любер А. А., Гинзбург А. И. Основные принципы вещественно-петрографической классификации и терминологии гумусовых углей // Тр. ЛАГУ АН СССР. Л., 1956. Вып. 6. С. 42-53.

51. Кукал З. Скорости геологических процессов. М.: Мир, 1987. 246 с.

52. Лутков Р. И., Бондаренко В. Н. Математические модели зависимости геологических объектов. М.: Наука, 1989. 120 с.

53. Мальцева А. К., Крылов Н. А. Формационный анализ в нефтяной геологии. М.: Недра, 1986. 184 с.

54. Матвеев А. К., Мазор Ю. Р., Нейштадт М. И., Пелымский Г. А., Пронина Н. В., Стефанова Е. И. Закономерности образования торфов, углей и горючих сланцев // Месторождения твердых горючих ископаемых: 27-й МГК. С. 14. М.: Наука, 1984. С. 38-55.

55. **Метаморфизм углей** и эпигенез вмещающих пород. М.: Недра, 1975. 256 с.

56. Методика корреляции разрезов континентальных толщ на примере некоторых мезозойских впадин Сибири. Л.: Наука, 1970. 184 с.

57. Методы корреляции угленосных толщ и синонимики угольных пластов. Л.: Наука, 1968. 380 с.

58. Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли. Рифтогенез в подвижных поясах. М.: Недра, 1987. 297 с.

59. Миткарев В. А., Левчук М. А., Сазоненко Д. Ф., Топешко В. А. Геологическое строение среднеюрского продуктивного комплекса Шаимского НГР // Особенности геологического строения и разработки месторождений Шаимского нефтегазоносного района. Урай-Тюмень, 2002. С. 75-83.

60. Мокринский В. В. Метаморфизм углей Южной Якутии // Южноякутская угленосная площадь. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 382-420 (Тр. ЛАГУ; вып. 11).

61. Мясникова Г. П., Савельев А. В., Кубышкин В. И. Угленосность нижнесреднеюрского нефтегазоносного комплекса Западной Сибири // Дистанционные методы в геологии нефти и газа. Тюмень: Зап.СибНИГНИ, 1990. С. 97-110.

62. Нежданов А. А., Огибенин В. В. Материалы по региональной стратиграфической схеме нижней-средней юры Западной Сибири // Биостратиграфия мезозоя Западной Сибири. Тюмень: Зап.СибНИГРИ, 1987. С. 17-27.

63. **Нефтегазообразование** в отложениях доманикового типа / С. Г. Неручев, Е. А. Рогозина, И. А. Зеличенко и др. Л.: Недра, 1986. 247 с.

64. **Никонов Н. М.** Происхождение золы в торфах // Докл. АН СССР, 1955. Т. 105. № 2. С. 309-311.

65. Основные закономерности строения и образования угленосных формаций и методы прогноза угленосности / Под ред. Г. А. Иванова, Н. В. Иванова, А. В. Македонова. Л.: Недра, 1985. 255 с. (Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер. т. 313).

66. Основные закономерности углеобразования на территории СССР / Под ред. Н. В. Шабарова. Л.: Недра, 1975. 335 с. (Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер. т. 239).

67. Основы геологии горючих ископаемых / Под ред. И. В. Высоцкого. М.: Недра, 1987. 398 с.

68. **Парпарова Г. М., Жукова А. В.** Углепетрографические методы в изучении осадочных пород и полезных ископаемых. Л.: Недра, 1990. 308 с.

69. **Петрографические типы** углей СССР / А. И. Гинзбург, Е. С. Корженевская, И. Б. Волкова и др. М.: Недра, 1975. 248 с.

70. Петрография углей СССР. Основы петрографии углей и методы углепетрографических исследований / Под ред. И. Э. Вальц. Л.: Недра, 1982. 191 с.

71. **Петрография углей СССР.** Вещественно-петрографический состав угольных пластов и качество углей основных бассейнов / Под ред. И. Б. Волковой. Л.: Недра, 1986. 248 с.

72. **Петрология органических веществ** в геологии горючих ископаемых / И. И. Аммосов, В. И. Горшков, Н. П. Гречишников и др. М.: Наука, 1987. 333 с.

73. Писецкий В. Б. Прогноз флюидодинамических параметров нефтегазоносных бассейнов по сейсмических данным: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Тюмень, 2005. 47 с.

74. Писецкий В. Б. Механизм разрушения осадочных отложений и эффекты трения в дискретных средах // Изв. вузов: Горный журнал. 2005. № 1. С. 48-65.

75. Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2004. 114 с., прил. 3 на 31 листе.

76. Романовский С. И. Физическая седиментология. Л.: Недра, 1988. 240 с.

77. Русский В. И. Петрографический и фациальный состав угольных пластов Кызылтальской депрессии (Тургайский прогиб) // Геология угольных месторождений. Екатеринбург, 1991. С. 72-80.

78. Русский В. И. О химическом составе золы углей Тургайского бассейна // Геология угольных месторождений. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 1994. Вып. 4. С. 93-103.

79. Русский В. И. Эволюция мезозойского и кайнозойского торфообразования на восточном склоне Урала и в Тургайском прогибе: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Екатеринбург, 2002. 41 с.

80. Русский В. И., Алексеев В. П. О закономерностях строения мощных и сверхмощных угольных пластов южной части Урало-Тургайской зоны // Геология угольных месторождений. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 1998. Вып. 8. С. 75-85.

81. Свистунов Е. П. Геотермическая зональность нефтегазоносных бассейнов // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология, 2002. № 6. С. 54-56.

82. Северное Приобье Западной Сибири. Геология и нефтегазоносность неокома (системно-литмологический подход) / Ю. Н. Карогодин, В. А. Казаненков, С. А. Рыльков, С. В. Ершов. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. 200 с.

83. Седиментогенез и геохимия нижне-среднеюрских отложений юговостока Западной Сибири / В. С. Сурков, О. В. Серебренникова, А. М. Казаков и др. Новосибирск: Наука, 1999. 213 с.

84. Сурков В. С., Смирнов Л. В. Тектоника нижнеплитного нефтегазоносного структурного этажа Западно-Сибирской плиты // Отеч. геология. 2003. № 4-5. С. 22-26.

85. Сурков В. С., Смирнов Л. В., Гурари Ф. Г., Девятов В. П., Казаков А. М. Динамика накопления мезозойско-кайнозойского осадочного слоя Западно-Сибирского бассейна // Геология и геофизика, 1997. Т. 38, № 5. С. 919-926.

86. Тараканов А. С. Современное торфонакопление и вопросы генезиса мощных угольных пластов // Научные основы прогнозирования мощных угольных пластов. Л.: Недра, 1985. С. 6-25.

87. Тимофеев П. П. Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования. М.: Наука ,1970. 208 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 198).

88. Угленосные формации и петрология углей. Л., 1985. 139 с. (Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер. т. 32).

89. Угольная база России. Том 1. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2000. 483 с.

90. Угольные пласты триас-юрских отложений азиатской части СНГ: Препринт. Екатеринбург: УИФ «Наука», 1993. 80 с.

91. Фаткулин И. Я. Метаморфизм углей и некоторые закономерности его изменения на Чульмаканском месторождении // Геологическое строение и метаморфизм углей Южно-Якутского бассейна. Якутск, 1976. С. 49-57.

92. Федоров Ю. Н. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности области сочленения Приполярного Урала и Западно-Сибирского мегабассейна: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург, 2004. 28 с.

93. **Фролов В. И.** Метаморфизм углей Алдано-Чульманского района. Новосибирск: Наука, Сиб. отд. 1975. 76 с.

94. Хэллем А. Юрский период. Пер. с англ. Л.: Недра, 1978. 272 с.

95. **Хрусталева Г. К.** Словарь по петрологии твердых горючих ископаемых. Ростов-на-Дону, 2001. 152 с.

96. Цейслер В. М. Угленосные формации и эпохи торфонакопления // Изв. вузов. Геология и разведка. 2004. № 4. С. 3-7.

97. Шарапов И.П. Метагеология: Некоторые проблемы. М.: Наука, 1989. 208 с.

98. Юдович Я. Э. Геохимия ископаемых углей (неорганические компоненты). Л.: Наука, 1978. 262 с.

99. **Юдович Я. Э., Кетрис М. П.** Неорганическое вещество углей. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 422 с.

100. **Юзвицкий А. З., Фомичев А. С., Бостриков О. И.** Западно-Сибирский угленосный бассейн // Отечественная геология. 2000. № 2. С. 25-33.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ
1. УГЛЕГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И КРАТКАЯ
ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА РАБОТ (В. П. Алексеев, Ю. Н. Федо-
ров, Л. И. Свечников)
1.1. Угленосные отложения Западно-Сибирской плиты и ее об-
рамления
1.2. Раннемезозойская эпоха торфо(угле)накопления
1.3. Нижнеплитный комплекс отложений Шаимского нефтегазо-
носного района
2. ТЮМЕНСКАЯ СВИТА КАК УГЛЕНОСНАЯ ТОЛЩА
(В. П. Алексеев, Ю. Н. Федоров, Л. И. Свечников)
2.1. Угленасыщенность разреза отложений
2.2. Взаимосвязь углей с вмещающими породами
2.3. Исходный материал (пробы углей)
3. МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ УГОЛЬНЫХ ПРОБ
(Д. Д. Журавлева, Т. Ф. Красковская)
4. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ УГЛЕЙ
4.1. Микрокомпоненты и минеральные примеси углей (Д. Д. Жу-
равлева, Т. Ф. Красковская)
4.2. Петрографические типы углей (В. И. Русский)
4.3. Фации ископаемых торфяников (угольных пластов) (В. И.
Русский)
5. РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ
(В. П. Алексеев)
6. МЕТАМОРФИЗМ УГЛЕЙ (В. П. Алексеев, Н. В. Пронина)
6.1. Исходные данные
6.2. Метаморфизм углей тюменской свиты в рамках общих пред-
ставлений
6.3. Изменения метаморфизма углей тюменской свиты по ее раз-
резу
7. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РЕЗУЛЬТАТЫ (факты, интерпретация и ин-
формация к размышлению) (В. П. Алексеев)
7.1. Горизонт с повышенной угленасыщенностью и его корреля-
ционное значение
7.2. К конвергентности нижнемезозойских угленосных толщ
7.3. Возможная причина широкого развития малозольных углей
7.4. Несогласия в проявлении метаморфизма углей
7.5. Основные этапы метаморфизма углей тюменской свиты
ЗАКЛЮЧЕНИЕ
Литература

Заявки на книгу направлять по адресу: 620144, г. Екатеринбург, ул. Куйбышева, 30 Уральский государственный горный университет Кафедра литологии и геологии горючих ископаемых e-mail: igg.lggi@usmga.ru

Научное издание

УГЛЕНАСЫЩЕННОСТЬ, ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ И МЕТАМОРФИЗМ УГЛЕЙ ТЮМЕНСКОЙ СВИТЫ ШАИМСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО РАЙОНА (Западная Сибирь)

Редактор Л. В. Устьянцева Компьютерная верстка и макетирование А. В. Алексеева, Н. В. Устьянцевой и Т. С. Мызниковой

На обложке: уголь в проходящем свете. Николи ||, увел. 155. Из атласа микроструктур углей СССР, 1937 (h – коллинит, c – кутинит, s – споринит, fx – семифюзинит).

 Подписано в печать
 Бумага писчая
 Формат 60х84 ¹/₁₆

 Печать на ризографе.
 Печ. л. 10,0.
 Уч.-изд. л. 13,25.
 Тираж 200 экз.
 Заказ №

 Издательство УГГУ.
 620144, г.
 Екатеринбург, ул.
 Куйбышева, 30

 Размножено с оригинал-макета в типографии ООО "ИРА УТК"
 620219, г.
 Екатеринбург, ул.
 К.

Алексеев Валерий Порфирьевич – доктор геолого-минералогических наук, профессор, заведующий кафедрой литологии и геологии горючих ископаемых УГГУ.

Основные научные интересы: общие вопросы литологии, фациально-циклический анализ терригенных толщ. Особенно детально изучаются юрские отложения Урала, Северного Казахстана, Западной, Южной и Восточной Сибири, включающие горючие полезные ископаемые. Автор 225 научных и учебно-методических работ, 16 из которых вышли отдельными изданиями.

Русский Владимир Изотович – доктор геолого-минералогических наук, профессор кафедры литологии и геологии горючих ископаемых УГГУ.

Основные научные интересы: геология и вещественный состав кор выветривания, торфяных и угольных месторождений Урала и Северного Казахстана; литология коллекторов нефтяных месторождений Западной Сибири. Автор более 120 научных и учебно-методических работ, включая 6 препринтов и 4 учебных пособия.

Федоров Юрий Николаевич – кандидат геолого-минералогических наук, начальник управления по аудиту и сертификации углеводородного и минерального сырья УГГУ.

Основные научные интересы: тектоника, стратиграфия и нефтегазоносность Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. Автор более 110 научных работ, из них 9 опубликовано в реферируемых изданиях.

Журавлева Джемма Даниловна – старший научный сотрудник ФГУП «Восточный углехимический институт» (ВУХИН).

Круг научных интересов: углепетрографические исследования, вопросы технологического использования углей, прикладное применение углепетрографических данных в различных направлениях. Автор 15 опубликованных работ, многочисленных научно-исследовательских и производственных отчетов.

Красковская Татьяна Федоровна – научный сотрудник ФГУП «Восточный углехимический институт» (ВУХИН).

Работы по исследованию качества углей восточных районов России и Средней Азии. Углепетрографические исследования по разведуемым месторождениям и действующим предприятиям. Количественный анализ углей и углистых включений. Участник многочисленных отчетов по исследованию углей различных объектов.

Пронина Наталья Владимировна – кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых МГУ.

Научные интересы: углепетрография, использующая различные методы исследования органического вещества; геология угольных бассейнов России и мира. Автор более 70 опубликованных работ, в том числе двух монографий и учебного пособия.

Свечников Леонид Ильич – начальник геологического отдела ТПП «Урайнефтегаз» ООО «ЛУКОЙЛ – Западная Сибирь».

Научные интересы сосредоточены в области геологии и разработки нефтяных месторождений, их локального прогноза, а также литологии продуктивных комплексов. Автор и соавтор более 20 публикаций, ряда научно-исследовательских и производственных отчетов.