

ГИПОТЕЗЫ. ДИСКУССИИ. ПРОБЛЕМЫ

УДК 552.57 + 551.251

К ПРОБЛЕМЕ «ОТСУТСТВИЯ» ПРЯМОЙ КОРРЕЛЯТИВНОЙ ЗАВИСИМОСТИ МЕЖДУ ХАРАКТЕРОМ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ АРКОЗОВЫХ ПЕСЧАНИКОВ И МЕТАМОРФИЗМОМ ЗАКЛЮЧЕННЫХ В НИХ УГЛЕЙ

© 2019 г. А.Д. Коробов, Л.А. Коробова

Саратовский национальный исследовательский государственный университет

DOI: 10.24411/1997-8316-2019-110002

Аннотация: в процессе исследований установлено, что геотермический градиент угленосных бассейнов определял уровень метаморфизма каустобиолитов и состав отделившихся при этом летучих (CO_2 , CH_4), которые контролировали онтогенез аутигенного ломонтита и сопутствующих минералов в песчаниках межугольных пластов. Доказано, что при тектонической обстановке, обуславливающей сочетание низкотемпературной пропилитизации в аркозовых песчаниках и степень углефикации Г и Ж самих каустобиолитов, возникает геохимическое равновесие в системе “органическое вещество углей – минеральное вещество песчаников”. При тектонической обстановке, создающей низкотемпературную пропилитизацию в межугольных песчаниках в сочетании со слабо карбонизированными углями (Б₃ и Д₁), такое равновесие сменяется состоянием геохимических противоречий. Цеолитовые пропилиты испытывают интенсивное кислотное выщелачивание и каолинизацию, а сам каолинит в таких случаях является минералом – индикатором зон геохимических противоречий. Установлена прямая связь вторичных изменений, вмещающих угли пород, со степенью метаморфизма самих углей.

Ключевые слова: угленосный бассейн, марки углей, газоводный флюид, углекислый газ, межугольные песчаные пласты, цеолитовые пропилиты, аутигенный каолинит, гидротермальный процесс.

e-mail: korobad@yandex.ru

TO THE PROBLEM OF “ABSENCE” OF DIRECT CORRELATIVE DEPENDENCE BETWEEN THE CHARACTER OF CONVERSION OF ARKOSE SANDSTONES AND THE METAMORPHISM OF THE CARBON CONCLUDED IN IT

A.D. Korobov, L.A. Korobova

Saratov State University

Abstract: The investigation has first revealed direct relation between the secondary changes in the coal-including rocks and the metamorphosis degrees of the coals themselves. Geochemical balance has been proved to develop within the “coal organic matter – sandstone mineral matter” system in tectonic environments providing combination of low-temperature propylitization in arkose sandstones and caustobiolith coalification ranks of G and F. With decreasing levels of

coal metamorphism, this balance is substituted with the state of geochemical collisions, which is manifested in kaolinization and propylite leaching.

Key Words: coal-bearing basin, coal ranks, gas-water fluid, carbon dioxide, inter-coalsand layers, zeolite propylites, authigenic kaolinite, hydrothermal process.

Постановка задачи

Благодаря методу определения отражательной способности витринита появилась возможность выявления стадий углефикации не только концентрированного органического вещества (ОВ) в пластах, но и рассеянного ОВ в породах, а также рассматривать эти стадии как количественно выраженный индикатор стадий минерального преобразования осадочных пород [38]. Однако при этом необходимо знать, что обладает большей чувствительностью к изменению термодинамических условий – ОВ углей или минералы вмещающих их осадочных пород, и, как следствие, где четче и быстрее проявятся следы постдиагенетической перестройки.

На пути решения этой проблемы стоят разногласия, сложившиеся в среде геологов. Основная часть ученых [22, 23, 24, 38, 44 и др.] уверена в постоянно сохраняющейся большей чувствительности органического вещества углей к изменению температуры по сравнению с минеральными компонентами терригенных пород. Другие исследователи [34, 35, 45, 47] считают, что такая зависимость переменчива и может сильно варьировать, в частности, от скорости прогрева в различных тектонических обстановках. Вместе с тем, благоприятным фактором изменения терригенных пород на угольных месторождениях считается высокое содержание ОВ, трансформация которого при литогенезе погружения генерирует значительное количество CO_2 [20, 29, 42, 43]. На рассмотрении этого чрезвычайно важного обстоятельства необходимо остановиться более подробно.

Общеизвестно, что торф содержит 85–90% воды. Его трансформация и переход в бурые,

а затем каменные угли и антрациты сопровождается потерей большого количества механически связанной воды, а также газов, т. е. имеет место интенсивная дегазация. Формирующиеся угольные пласты являются мощным источником воды, углекислоты, метана, в значительно меньшей степени сероводорода и других газов. Очень важным обстоятельством представляется тот факт, что набор летучих, составляющих основную часть потерь в ходе преобразования углей, заметно меняется: на стадиях торфа и бурого угля теряется главным образом CO_2 , тогда как на стадиях антрацита – метан [41, 42].

Уголь по устоявшимся взглядам [9] является сложным органическим соединением. Его метаморфизм в свете этих воззрений представляется процессом поликонденсации, т. е. образования конденсированных ароматических систем и обрыва боковых радикалов, вещество которых удаляется из угля в виде воды и газов, преимущественно CO_2 и CH_4 . Сказанное обеспечивает необратимость данного процесса.

Потеря летучих метаморфизирующимися углями происходит в основном из органического вещества (седикахитов) арконового типа ($\text{СК}_{\text{ар}}$), наиболее распространенным мацералом которого является витринит (Вассоевич, 1973). Витринит, как известно, служит важнейшим элементом углемарочной шкалы. Именно поэтому в своих дальнейших рассуждениях мы будем рассматривать особенности процесса газообразования из $\text{СК}_{\text{ар}}$, основные этапы которого в цикле литогенеза фиксируются по изменению состава и интенсивности выделения летучих продуктов углефикации и привязаны к углемарочной шкале (рис. 1). Таким обра-

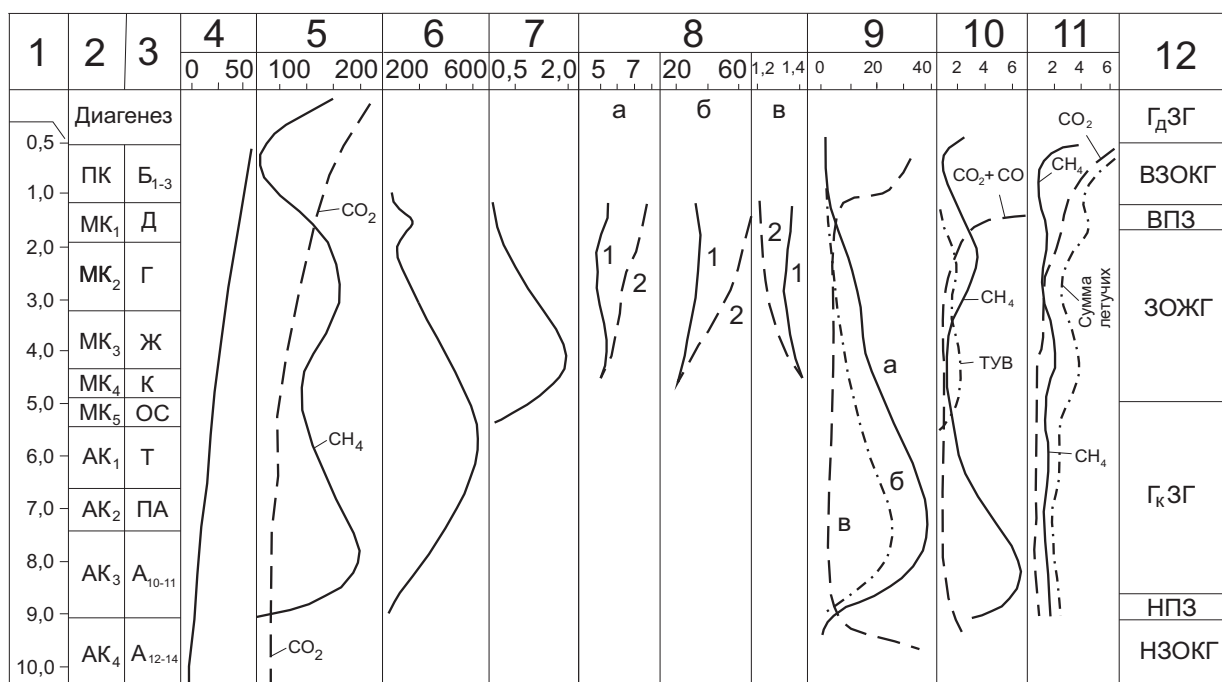


Рис. 1. Газообразование в цикле литогенеза сидекахитов арконового типа [1]

1 – ориентировочные глубины, км; 2 – градации катагенеза; 3 – марки углей (по шкале Донбасса); 4 – выход летучих, %; 5 – количество удаляющихся углеродсодержащих продуктов углефикации, м³/т г. м.; 6 – количество парамагнитных центров, n*10⁻¹⁷ КПЦ/г (по С. Г. Неручеву и др.); 7 – среднее содержание тяжелых углеводородов, % (по Б. М. Косенко); 8 – физико-химические свойства витринита (1) и экзинита (2): а – содержание водорода, %; б – выход летучих, %; в – удельный вес (по О. А. Радченко); 9 – метаноносность (а), метанообильность (б) и углекислотообильность (в) угольных пластов, м³/т г. м. (по Г. Д. Лидину); 10 – газообразование в процессе искусственной углефикации клареновых углей, л/кг г. м. (по В. Л. Соколову, В. Ф. Симоненко); 11 – интенсивность генерации гумусовыми углями летучих продуктов углефикации, % на СК_{ар} с C^r=58,87% (по Е. А. Рогозиной, В. Д. Наливкину и др.); 12 – вертикальная зональность газообразования; Г_дЗГ – главная (диагенетическая) зона газообразования; ВЗОКГ – верхняя зона образования кислых газов; ВПЗ – верхняя переходная зона; ЗОЖГ – зона образования жирных газов; Г_кЗГ – главная (катагенетическая) зона газо(метано)образования, НПЗ – нижняя переходная зона; НЗОКГ – нижняя зона образования кислых газов

зом, показателем метаморфизма углей может служить не только степень деструкции ОВ (марка угля), но и соответствующее ей количество отделяющегося газовой флюида с конкретным балансом между CO₂ и CH₄.

Сжимаясь и уплотняясь под действием возрастающей геостатической (геодинамической) нагрузки и увеличивая уровень восстановленности (карбонизации) за счет нарастающего прогрева, угли «сбрасывают» рождающиеся в них горячие газодонные флюиды в участки относительно низких давлений. Таковыми являются пласты – коллекторы, т.е. песчаники, песчано-гравийные породы, которые залегают между угленосными пачкам и свитами. Нагретый газодонный флюид включается

в гидротермальный процесс, действующий в упомянутых пластах – коллекторах [41]. Следовательно, угленосные толщи и переслаивающиеся с ними песчаники из безугольных частей разреза необходимо рассматривать как геологическое пространство единой гидротермальной системы, минерогенез которой во многом определяется не только температурой, но и составом отделяющихся от каустобиолитов летучих. Однако при рассмотрении данной проблемы геологи, к сожалению, не всегда и не в полной мере учитывают участие этого флюида в преобразовании пород-коллекторов. И уже совсем игнорируют меняющийся состав его летучих компонентов, который является функцией уровня карбонизации углей (рис. 1).

Это привело к тому, что большинство геологов признает отсутствие прямой коррелятивной зависимости между характером преобразования терригенных толщ и метаморфизмом заключенных в них углей.

Установлено, что одна и та же степень метаморфизма угля может приходиться на различные температуры с разницей в 100–200° в зависимости от скорости нагрева [35]. Связано это, по мнению Х. Л. Хедеманна [47], с обстановками стремительного нагрева толщ, когда процессы метаморфизма угля происходят медленнее, чем рост температур. При этом скорость деструкции угля в силу своей инертности отстает от скорости нарастающего прогрева. Поэтому в мобильных геодинамических обстановках с быстро растущей скоростью нагрева одинаковая масса летучих с одним и тем же балансом CO_2 и CH_4 способна поступать в коллектор, воды которого могут характеризоваться большим (100–200°) разбросом температур. Это обеспечивает в возникшей гидротермальной системе широкий диапазон преобразования минеральных компонентов осадочных пород, соответствующий одной и той же марке углей.

В таких случаях изменения песчаников могут опережать катагенез углей, и чем тектоническая активность (скорость прогревания) выше, тем контрастнее расхождения в степени преобразования пород и углистого вещества [45]. Поэтому температуры в палеогидротермальных системах, образованных угленосными толщами и переслаивающимися с ними песчаниками из безугольных частей разреза, необходимо устанавливать с помощью термобарогеохимических исследований метасоматитов из пластов – коллекторов.

При рассмотрении этой проблемы возникает вопрос об участии горячего газовой флюида в формировании метасоматитов по песчаникам. Чтобы оценить роль флюида

в этом вопросе необходимо выяснить, как влиял состав летучих (CO_2 и CH_4), отделяющихся от углей различных марок в процессе метаморфизма, на онтогенез вторичных минералов в межугольных коллекторах. Прекрасным примером для этого является наложенная ломонтитизация песчаников (гравийно-песчаных пластов), которая широко распространена на месторождениях с неодинаковыми степенями метаморфизма углей и рассматривается Д. С. Коржинским [11] и В. И. Гугушвили [4] как проявление низкотемпературной цеолитовой пропицитизации.

Наблюдения показывают (рис. 2), что ломонтит цемента песчаников ассоциирует с бурыми и длиннопламенными (Иркутский угольный бассейн), длиннопламенными и газовыми (восточная часть Пенжинской губы, Камчатка), длиннопламенными, газовыми и жирными (Печорский бассейн) углями. В Ленском угольном бассейне ломонтит, как правило, присутствует в парагенезисе с газовыми и жирными углями. Напомним, что в ходе преобразования углей сильно меняется состав отделяющихся летучих. В первую очередь надо отметить большое количество углекислоты в составе газовой флюида в ранней стадии карбонизации и его резкое сокращение в дальнейшем. Поведение метана в общем противоположное (рис. 1). При этом важно подчеркнуть, что роль CO_2 и CH_4 в эпигенезе не равнозначна. Углекислота, являясь наиболее распространенным газовым компонентом гидротермальных растворов, оказывает самое существенное влияние на величину pH, Eh и их изменение, обеспечивая условия переноса и отложения присутствующих в минералообразующей среде компонентов. Но особенно велика роль CO_2 в контроле щелочности термальных вод [27]. Она, наряду с температурой, закономерно контролирует распределение эпигенетической каолинизации,

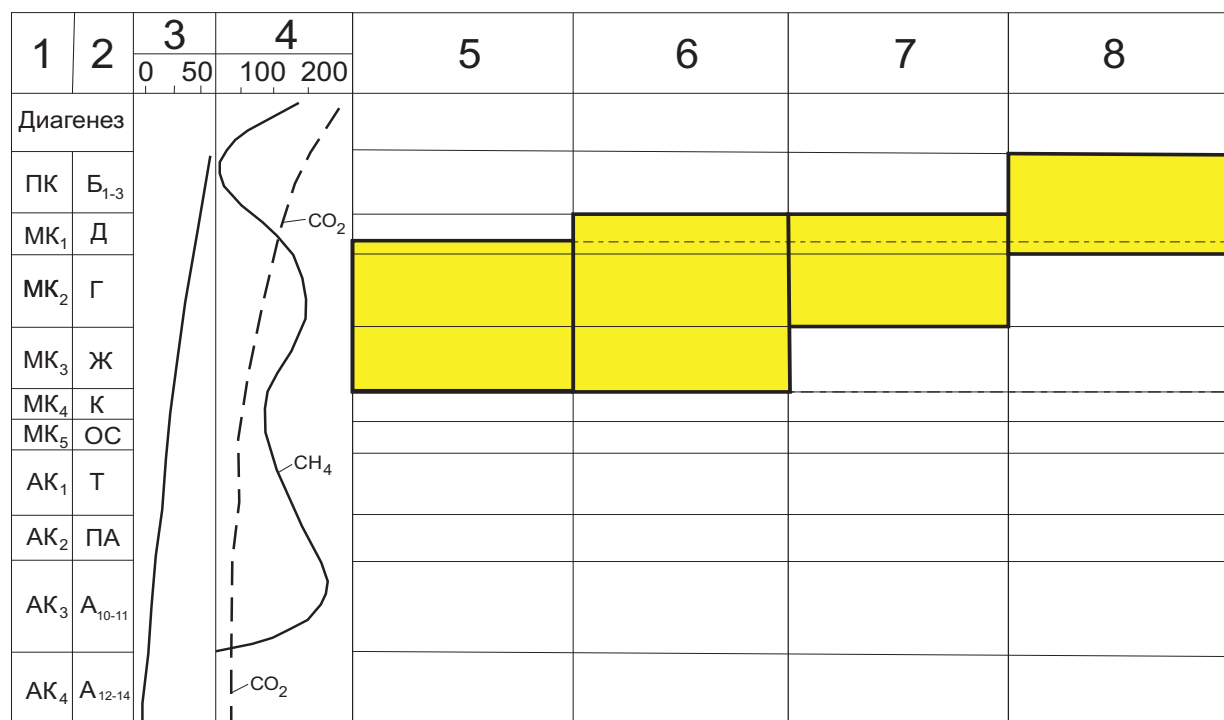


Рис. 2. Цеолитовые пропилиты междуугольных коллекторов, ассоциирующие с карбонизированными и потерявшими летучие компоненты углями

- 1 – градации катагенеза;
 2 – марки углей по шкале Донбасса;
 3 – выход летучих, % [1];
 4 – количество удаляющихся углеродсодержащих продуктов углефикации, м³/т г. м [1];
 5–8 – угольные бассейны, районы, месторождения: 5 – Ленский [8, 17, 18]; 6 – Печорский, реки Сильвая и Косью [17, 39]; 7 – Полуостров Елистратова, руч. Конгломератовый, восточная часть Пенжинской губы [16, 17]; 8 – Иркутский, Прииркутская впадина [14, 15, 17]

карбонатизации и цеолитизации (ломонтитизации) междуугольных коллекторов. Метан же химически не активен, практически не окисляется, плохо растворим в воде, его участие в гидротермальном минералообразовании весьма скромное, если не сказать большего.

В литературе практически не освещен вопрос о степени метаморфизма каустобиолитов в границах выделяемых метасоматических формаций междуугольных песчаников. Поэтому цель настоящей работы – выяснить, какой уровень карбонизации углей способствовал развитию низкотемпературной пропилитизации в междуугольных аркозовых песчаниках. И как отклонения от этого уровня сказались на судьбе цеолитовых пропилитов. Это позволит подойти к решению важнейшего вопроса, касающегося прямого сопоставления ста-

дий изменения углей и вмещающих их пород в широком термодинамическом диапазоне. В качестве примера рассмотрим Ленский угольный бассейн (марки углей К, Ж, Г) и Иркутский бассейн (марки углей Д₁ и Б₃).

Пропилитизация в междуугольных песчаниках Ленского бассейна. Марки углей К, Ж и Г

Марки углей и состав аутигенных цеолитов: общие закономерности

Во внутренней зоне Приверхоянского краевого прогиба юрско-меловые угли подверглись региональному динамометаморфизму, нарастающему с приближением к складчатой области от стадий БД до стадии Г. На всех крупных антиклиналях проявился еще и локальный динамометаморфизм до стадий

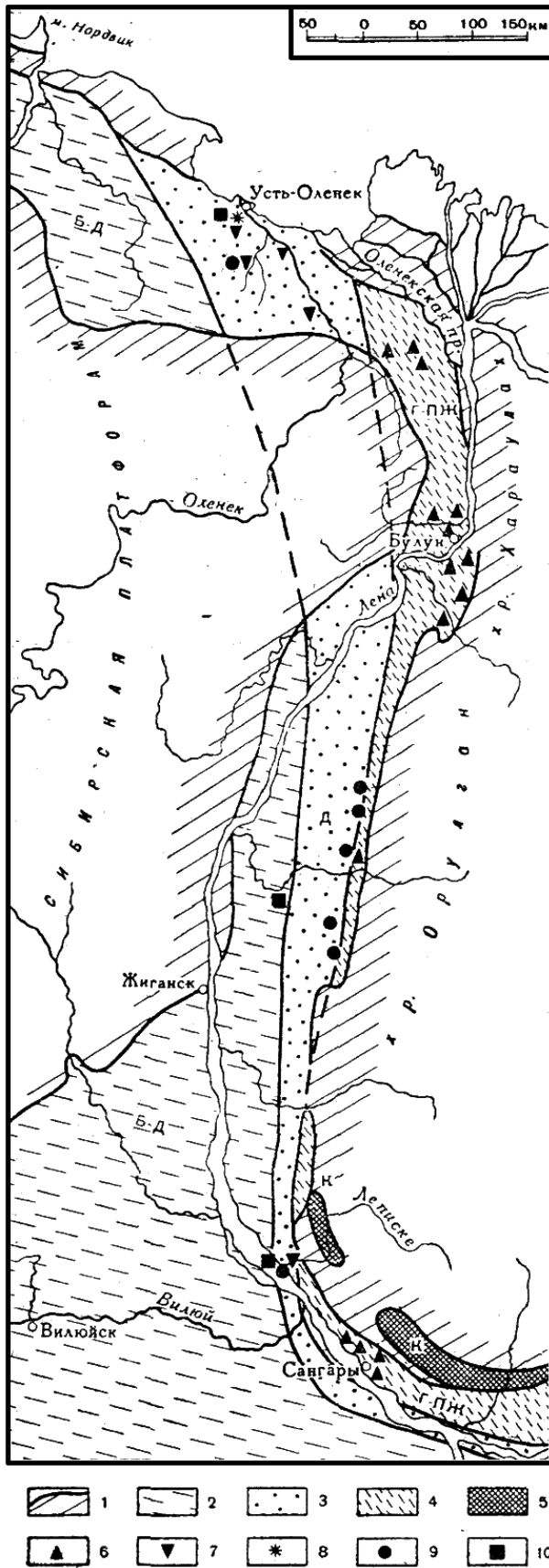


Рис. 3. Схематическая карта местонахождения цеолитов в меловых отложениях севера Якутии (Запорожцева и др., 1963)

Ж и К [3]. Это явилось отражением особой тектонической обстановки, в которой формировался Ленский угленосный бассейн. Тектонический режим контролировал повышение температуры до определенных уровней, которые сохранялись в пределах отдельных территорий. Рост температуры – главного фактора карбонизации углей – обусловливался динамометаморфизмом (боковым давлением) в сочетании с глубиной погружения (Травин, 1950; [2]). В итоге это привело к возникновению четко выраженных протяженных зон (рис. 3), в которых локализованы определенные формации меловых отложений, характеризующихся различными условиями осадконакопления, спецификой постдиагенетического изменения и степенью восстановленности углей.

Так, в зоне, где залегают газовые (Г) и жирные (Ж) (паровично – жирные П – Ж) угли (пос. Сангары, Булун, месторождение Чай-Тумус), в цементе переслаивающихся с ними песчаников из безугольных частей разреза широко развит аутигенный ломонтит [5]. В зоне, где сосредоточены длиннопламенные (Д) или близкие к ним угли, в цементе песчаников присутствуют как ломонтит в ассоциации с эпидесмином (Оленекский район, р. Чарчык), так и один эпидесмин (к северо-западу от пос. Жиганск). В зоне, где залегают переходные от бурых к длиннопламенным (БД) разностям угли, в цементе песчаников могут развиваться эпидесмин (нижние горизонты тимирдяхской свиты) и гейландит

1–границы распространения меловых отложений; 2-5 – зоны меловых отложений с приуроченными к ним углями; 2– приплатформенная зона с углями бурыми и переходными от бурых к длиннопламенным (Б-Д); 3– промежуточная зона с длиннопламенными (Д) углями; 4– пригеосинклинальная зона с углями газовыми и паровично-жирными (Г-ПЖ); 5– угли коксовые (К). Участки распространения песчаников с различными цеолитами: 6– с большим количеством ломонтита; 7– с малым количеством ломонтита; 8– с десмином; 9– с эпидесмином; 10– с гейландитом

(верхние горизонты тимирдянской свиты, р. Леписке). Наконец, на участках, где распространены только бурые (Б) угли, цеолиты не обнаружены в цементе песчаников ([5]; Запорожцева и др., 1963).

Приведенные данные говорят о том, что в четко выраженных геотермических зонах Ленского бассейна устанавливается достаточно строгая взаимосвязь марок углей и состава аутигенных цеолитов в цементе межугольных пластов – коллекторов: Г, Ж (ломонтит) → Д (ломонтит + эпидесмин → эпидесмин) → БД (эпидесмин + гейландит → гейландит) → Б (цеолиты отсутствуют). Важно подчеркнуть, что такая зональность в развитии цеолитов присуща гидротермальным системам [13, 26].

Анализ литературных данных [5, 8, 10, 17, 18, 30] показал, что нижнемеловые песчаники испытали интенсивные изменения, которые, в соответствии с теоретическими представлениями Д. С. Коржинского [12], М. А. Ратеева с коллегами [31] и В. И. Гугушвили [4], можно отнести к процессам пропилитизации. Среди формации пропилитов выделяются низкотемпературная (200–290 °С) с цеолитовой и трансильванской фациями и среднетемпературная (290–380 °С) фации. Последняя встречается редко и наблюдается на ограниченной территории. Рассмотрим подробнее каждую из упомянутых фаций.

Коксовые угли

Среднетемпературные пропилиты. По данным А. И. Гусева и А. С. Запорожцевой [5], А. С. Запорожцевой с соавторами (1963), в нижнемеловых угленосных отложениях района пос. Сангары, р. Чечумы и Леписке встречены участки, где залегают коксовые (К) угли (рис. 3). В переслаивающихся с ними песчаниках в числе аутигенных минералов широко развиты иллиты, серицит и кварц. Коссовская А. Г. [18] среди этой ассоциации отмечает новообразованные эпи-

дот и альбит. Перечисленные минералы, по представлениям Д. С. Коржинского [11, 12], являются главными компонентами среднетемпературных пропилитов.

В шлифах можно видеть, как гидротермальный эпидот развивается по плагиоклазам. Коссовская А. Г. [18] описывает так называемые «сетчатые» эпидотизированные вторичные альбиты, имеющие массовое распространение в нижних интервалах меловых отложений. По мнению Т. М. Пчелиной [30], новообразованные эпидот и цоизит в песчано-алевритовых породах чонгургасской и эксеньской свит возникли за счет перекристаллизации аллотигенных зерен этих же минералов.

Особого внимания заслуживает серицит. Он характерен для верхней части джаской свиты, развитой в районе пос. Сангары. Наибольшее его количество наблюдается в прослоях среднезернистых песчаников. Серицит образует мелко- и крупночешуйчатые агрегаты часто сноповидной формы. Минерал выполняет поры, реже встречается в виде оторочек. Серицит формируется по гидрослюдистому цементу, плагиоклазам и биотиту. В песчаниках, содержащих высокий процент серицитового цемента, наблюдается и наибольшая степень серицитизации плагиоклазов. Местами они настолько сильно изменены, что сливаются с серицитовым цементом. Важно подчеркнуть, что серицит присутствует только в разрезах, где наблюдается наибольшая для Приверхоянья степень метаморфизма углей – марка К [30].

В менее глубоких горизонтах межугольных пластов серицит начинает уступать место иллиту, появляются новые вторичные минералы, падает уровень карбонизации углей. При этом сначала появляются участки, где пространство всех пор выполнено вторичной гидрослюдой. В дальнейшем отмечаются песчаники (Чай-Тумусское месторождение), у которых

внутреннюю часть одних пор занимает иллит, а у других она сложена ломонтитом [8,10]. Постепенно цеолит захватывает господствующее положение среди аутигенных минералов междуугольных аркозовых песчаников и наблюдается переход к низкотемпературным пропилитам.

Газовые и жирные угли

Низкотемпературные пропилиты. Цеолитовая фация. По данным Т. М. Пчелиной [30] и А. Г. Коссовской [18], А. С. Запорожцевой с коллегами (1963), в нижнемеловых угленосных отложениях района пос. Сангары, Булун, месторождения Чай-Тумус располагается узкая, но весьма протяженная зона, где залегают газовые (Г) и жирные (Ж) (паровично – жирные (П-Ж)) угли (рис. 3). В переслаивающихся с ними песчаниках ломонтит слагает цемент коллекторов. В алевролитах этот минерал встречается крайне редко. Песчаники с ломонтитовым цементом образуют пласты и пачки толщиной от 3 до 140 м, распространены в отложениях мощностью 2500 м, которые прослеживаются по простиранию прогиба на расстояние свыше 1000 км. Наибольшие толщины отложений, содержащих песчаники с ломонтитовым цементом, наблюдаются в сангарском и чечумском разрезах.

Количество ломонтита в песчаниках сильно колеблется от 1 до 15%, изредка достигая 20–30%. Обычно такие песчаники имеют порово-пленочную структуру цемента, где терригенные зерна и внешняя часть пор оконтурены тонкой хлоритовой оторочкой, а центральная часть пор выполнена ломонтитом.

Ломонтит является очень «агрессивным» минералом, образующим специфические структуры метасоматического замещения в песчаниках. Он интенсивно развивается за счёт полевых шпатов, эпидота, биотита, роговых обманок, граната, ортита, ильменита, в единичных случаях кварца. Иногда обра-

зует сплошные участки цемента, в котором «запечатаны» сохранившиеся кристаллы. Нередко ломонтит почти полностью замещает терригенные зерна, и о первичной форме минералов можно судить лишь по тонкой хлоритовой оторочке, оконтуривавшей прежний обломок. Важно отметить, что, рассматривая ломонтит Приверхоянья как продукт катагенеза, А. Г. Коссовская [18] подчеркивает очень большую его схожесть по оптическим свойствам и химическому составу с ломонтитом гидротермального происхождения.

Низкотемпературные пропилиты. Трансильванская фация. Наиболее ярко процесс возникновения этой фации проявился все в той же зоне, где залегают газовые (Г) и жирные (Ж) (паровично-жирные (П-Ж)) угли. Он выражается в кальцитизации различных ингредиентов терригенных пород-коллекторов. Кальцит содержится в цементе песчано-алевритовых отложений в количестве от долей процентов до 30%. Преобладает зернистый, изредка пелитоморфный минерал, выполняющий поры, реже порово-базальную и базальную, нередко пойкилитовую структуру. Кальцит интенсивно развивается по всем обломочным зернам, в том числе и акцессорным минералам (апатит, гранат, эпидот), зачастую полностью замещая их. Нередко оторочкой вокруг терригенного материала служит хлорит, изредка монтмориллонит [30].

Важно отметить, что характер карбонатизации терригенных пород удивительно напоминает особенности их цеолитизации. Многочисленные наблюдения свидетельствуют, что ломонтит очень часто встречается совместно с кальцитом, причем нередко кальцит замещает ломонтит.

Если расположить рассматриваемые зоны в ряд, отражающий ослабление уровня карбонизации углей (К → Ж, Г), то в междуугольных пластах ему будет соответствовать смена ме-

тасоматических фаций (табл. 1): среднетемпературные пропилиты → низкотемпературные пропилиты (цеолитовые и трансильванские). Такая же метасоматическая зональность развития в районах разгрузки гидротермальных систем [13, 26]. В этой связи надо подчеркнуть, что представления о сходстве формирования осадочного и гидротермального ломонтита высказывали Н. Л. Добрецов с коллегами [7] и В. Н. Дислер [6]. Копорулин В. И. [17] также считает ломонтитовую минерализацию разновидностью гидротермальных образований, характерных для осадочных толщ. Следовательно, ломонтит цемента песчаников района развития углей марок Ж и Г является естественным аутигенным минералом, который служит коррелятивом при сопоставлении и расчленении разрезов [5, 8, 18, 30 и др.]. Поэтому необходимо согласиться с А. Г. Коссовской [19], утверждающей, что ломонтит является характерным индикатором определенной степени катагенеза угленосных толщ, имеющих междуугольные пласты аркозового состава, а сами породы, вслед за А. С. Михайловым, В. В. Власовым и Е. К. Варфоломеевой (1975), отнести к так называемым ломонтитовым песчаникам.

Из этого вытекает важный вывод: в рассматриваемых случаях ход преобразования углей не нарушал, а способствовал нормальному развитию процесса пропилитизации в междуугольных аркозовых песчаниках. Таким образом, можно говорить о существовании в районах пос. Сангары, Булун, месторождения Чай-Тумус тектонической обстановки, которая обеспечивала в вышерассмотренных толщах геохимическое равновесие двух близко-одновременно протекавших преобразований: формирование углей марок Ж и Г, с одной стороны, и низкотемпературных пропилитов (цеолитовых и трансильванских) в терригенных породах –

с другой. Ранее уже отмечалось, что во всех геотермических зонах Ленского бассейна выявлена достаточно строгая взаимосвязь марок углей и состава аутигенных цеолитов в цементе междуугольных песчаников. Это позволяет рассматривать изменения в системе «органическое вещество углей – минеральное вещество песчаников» как единый геохимически равновесный процесс.

Пропилитизация и последующие процессы эпигенеза в междуугольных песчаниках Иркутского бассейна. Марки углей Д₁ и Б₃

Иркутский (Черемховский) угольный бассейн в целом демонстрирует зависимость степени углефикации нижнесреднеюрских каустобиолитов от интенсивности тектонических напряжений [2]. На северо-западе породы почти не дислоцированы. Угли здесь бурые (Б) и переходные к длиннопламенным (Д). В центральной части (район г. Черемхово) угли преимущественно длиннопламенные (Д). Особый интерес представляет юго-восточная часть бассейна, где располагается Прииркутская впадина со значительно дислоцированными породами. По мнению В. С. Вышемирского [3], эта территория имеет свои характерные особенности. Угленосные отложения здесь пережили эпоху напряженного геотермического режима, в течение которой геотермический градиент был высоким, но весьма изменчивым по площади. Вследствие этого в разных районах Прииркутской впадины формировались угли различных – от Б₃ и Д₁ [17] до Г – марок. Метаморфизм нарастает с глубиной, но, в силу неравномерности своего проявления, в разных районах одни и те же марки углей встречаются на неодинаковых глубинах [2].

Мозаичный характер распределения геотермического режима Прииркутской впадины, видимо, привел к соседству и даже

к пространственному совмещению слабо метаморфизованных каустобиолитов с более высокотемпературными цеолитовыми пропилитами аркозовых пластов-коллекторов. Именно поэтому в Прииркутской впадине на участках развития блестящих бурых (B_3) и длиннопламенных (D_1) углей в цементе переслаивающихся с ними песчаников из безугольных частей разреза В. И. Копорулин [14,15] наблюдал широкое распространение аутигенного ломонтита, что особым образом иллюстрирует различие хаотичной тектонической обстановки Прииркутской впадины и строго выдержанных, закономерно сменяющих друг друга тектонических зон Ленского угольного бассейна. Прежде всего это касается зоны интенсивного формирования новообразованного ломонтита, который, в отличие от анализируемой территории, ассоциирует с более карбонизированными (марки Г и Ж) углями.

В Прииркутской впадине Иркутского бассейна юрские терригенные породы заключают серию пластов каменных и бурых углей мощностью от 10–15 см до нескольких метров. Мощность всей толщи неодинакова – максимальна в центральных частях впадины (до 350–600 м) и сокращается на поднятиях до 100–150 м. Преобладают песчаники, значительно слабее развиты гравелиты, алевролиты, глинистые породы очень редки. Накопление угленосных отложений осуществлялось в континентальной обстановке. Песчано-гравийные породы угленосной толщи по вещественному составу относятся к категории аркозов [15]. Это уникальный случай, когда цеолитовая пропилитизация в межугольных коллекторах сочетается с ранними стадиями (марки B_3 и D_1) карбонизации самих углей. Сказанное нашло отражение в сложном взаимоотношении пропилитизации и гидротермальной аргиллизации во вмеща-

ющих терригенных толщах. Рассмотрим эти явления более подробно.

Низкотемпературные пропилиты. Цеолитовая фация. Минералообразующий процесс в межугольных песчано-гравийных коллекторах, по данным В. И. Копорулина [14,15], сопровождался совместным возникновением ломонтита и хлорита. Интенсивной хлоритизации подверглись зерна биотита и полевых шпатов. Отмечается активная цеолитизация средних плагиоклазов (андезина, основного олигоклаза). Новообразованный ломонтит иногда полностью замещает полевошпатовые зерна, и судить о них можно лишь по контурам, сложенным хлоритовой оторочкой. Крустификационная плёночка хлорита отчетливо фиксирует исходные грани обломков. В ряде случаев ломонтит интенсивно корродирует и замещает роговую обманку, эпидот, цоизит.

Цеолит в песчаниках и гравелитах выполняет все поры между обломочными зернами. Он возникает за счёт преобразования седиментационного цемента и значительной части крупных чешуек биотита. В зонах активной пропилитизации крупные выделения ломонтита формируются уже на ранних этапах преобразования первичного цемента. Происходит стремительная перекристаллизация тонкодисперсного цеолитового материала с образованием монокристаллического ломонтита. Последний выполняет центральные части пор и окаймлен широкой пленкой смектита с хлоритовой пленкой на границе обломочных зерен. Размер кристаллов ломонтита обычно не превышает размеров одной поры. При этом когда крупные выделения цеолита охватывают несколько обломочных зерен, цемент приобретает пойкилитовую структуру [14, 15].

Дальнейшая эволюция эпигенеза в Прииркутской впадине проявляется в стремительном развитии каолинита, свидетельствующем о резкой смене формации пропилитов

формацией гидротермальных аргиллизитов, в частности фацией гидротермальных глин.

Фация гидротермальных глин. Копорунин В. И. [14, 15] утверждает, что последующее разложение ломонтита и парагенетичного хлорита с переходом их в каолинит обусловлено резким изменением химической обстановки существования пород и появлением кислых агрессивных растворов. В нижних частях межугольных песчано-гравийных толщ, испытавших низкотемпературную пропилитизацию, монокристаллический ломонтит разлагался и переходил в каолинит. Любопытно отметить, что на ранних этапах каолинит замещал цеолит в самых крупных порах, в то время как в мелких пустотах и в заливообразных участках крупных пор еще сохранялся свежий ломонтит.

Процесс формирования каолинитового цемента был тесно связан с изменением обломков, прежде испытавших низкотемпературную пропилитизацию. Наиболее активно замещался каолинитом хлоритизированный биотит. На участках активного замещения ломонтита каолинитом отмечается интенсивная регенерация обломочного кварца. При этом хлоритовая пленка, маркирующая первичные контуры минеральных фрагментов, нередко оказывается запечатанной в новообразованном кварце. Отмечается случай, когда в песчаниках и гравелитах с каолинитовым цементом по периферии пор присутствуют реликты крустификационной пленки хлорита. На некоторых участках терригенный материал сохраняет следы интенсивной предшествующей пропилитизации. Широко представлены обломки хлоритизированных полевых шпатов и ломонтитизированных средних плагиоклазов. Цемент состоит из каолинита с хорошо выраженной пленочкой хлорита на границе преобразованных терригенных зерен.

При формировании каолинитового цемента характерным является сначала полное переобразование ломонтита, а уже затем хлоритовых пленочек, облекавших обломочные зерна коллекторов [14, 15].

Приведенный материал позволяет говорить о том, что в Прииркутской впадине в межугольных пластах существует «сокращенная» метасоматическая зональность: низкотемпературные цеолитовые пропилиты → гидротермальные каолинитовые глины (табл.). Характерной особенностью процесса, приведшего к появлению этой зональности, является ярко выраженная наложенная каолинизация и выщелачивание, в значительной степени уничтоживших пропилиты.

Возникновение агрессивных кислых вод, вызвавших каолинизацию и выщелачивание, необходимо связывать с присутствием в Прииркутской впадине углей, находящихся на ранних стадиях карбонизации (марки D_1 и B_3) и поставлявших в межугольные коллекторы повышенное количество ($133,4 \text{ м}^3/\text{т г.м}$) CO_2 [1]. Из этого следует важный вывод: газоводный флюид, отделяющийся от углей марок B_3 и D_1 , был химически резко неравновесным по отношению к цеолитовым пропилитам вмещающих аркозовых отложений. Иными словами, метаморфизм каустобиолитов активно препятствовал развитию (сохранению продуктов) низкотемпературной пропилитизации в межугольных песчаниках. Следовательно, можно говорить о существовании в Прииркутской впадине тектонической обстановки, в которой возникла резко неравновесная гидротермальная система, складывающаяся из процессов формирования углей марок B_3 и D_1 , с одной стороны, и цеолитовых пропилитов в межугольных аркозовых коллекторах – с другой. То есть изменения в системе «ОВ углей – минеральное вещество песчаников» необходимо рассматривать как геохимиче-

Таблица

Зависимость состава продуктов эпигенеза в цементе песчаников межугольных коллекторов от степени карбонизации углистого ОБ

Пропилиты			Гидротермальные аргиллизиты		Формации	Метасоматическая зональность по Д.С. Коржинскому, М.А. Ратееву и В.И. Гулушвили
среднетемпературные	низкотемпературные		Гидротермальные глины		Фации	
	цеолитовая	транильванская				
эпидот, альбит,	ломонтит	кальцит	смектит	каолинит	Минералы-индикаторы	
	хлорит					
эпидот, альбит, серицит					К	Ленский угольный бассейн районы пос. Сангары, Булун, месторожд. Чай-Тумусское
	ломонтит	кальцит			Ж, Г	
	хлорит				Д ₁ , Б ₃	Иркутский угольный бассейн Прииркутская впадина
	ломонтит, хлорит	Каолинит				
					МАРКИ УГЛЕЙ	
					Количество удаляющегося CO ₂ , м ³ /т.г.м (Бочкарев, 1984)	
					50,0–58,3 54,2	
					58,3–100,0 79,2	
					100,0–166,7 133,4	

*) В числителе приводятся минимальные и максимальные значения, в знаменателе – средние

ский неравновесный процесс. В этом состоит кардинальное отличие тектонического режима Прииркутской впадины от районов пос. Сангары, Булун и месторождения Чай-Тумус Ленского бассейна, где эти явления не вызывали геохимических противоречий, а угли были представлены марками Г и Ж.

Обсуждение результатов

На ведущую роль режима углекислоты в развитии эпигенеза межугольных пластов уже неоднократно указывалось, но в особой степени это относится к проблеме формирования ломонтита. Так, Л. Капдекомм [46], А. Л. Олби и Е-Ан-Зен [28], опираясь на термодинамические расчеты, пришли к выводу о том, что формирование ломонтита контролируется не только температурой и давлением, но и соотношением активностей H₂O и CO₂ в жидкой фазе. Сендеров Э. Э. [32],

Мироненко М. Т. и Наумов Г. Б. [25] на основании термодинамических расчетов показали, что образование ломонтита требует весьма низких концентраций CO₂ в жидкой фазе. Можно полагать, что в условиях незначительного содержания ионов (НСO₃) – в гидротермах при наложенном эпигенезе, протекавшем в интервале 300–200 °С, что соответствует низкотемпературной пропилитизации, кальций осаждается не в форме кальцита, а в форме ломонтита. Это, в частности, доказывается предельной температурой устойчивости ломонтита ~ 300 °С [33].

Сравнение особенностей пропилитизации и последующих процессов эпигенеза в межугольных песчаниках, ассоциированных, в одном случае, с углями марок Г и Ж, а в другом – Б₃ и Д₁, отдающих различное количество CO₂, показало следующее. Угли

марок Г и Ж (Сангарский и аналогичные районы) поставляют в межугольные пласты 58,3–100,0 м³/т г. м (в среднем 79,2 м³/т г. м), а их аналоги марок Б₃ и Д₁ (Прииркутская впадина) – 100,0–166,7 м³/т г. м (в среднем 133,4 м³/т г. м) СО₂ [1]. Прежде отмечалось, что рост температуры – главного фактора карбонизации углей и, в меньшей степени, гидротермального минерогенеза – обуславливался динамометаморфизмом в сочетании с глубиной погружения. В Сангарском и аналогичных районах Ленского бассейна при реализации этих факторов достигалось гармоничное сочетание уровня преобразования терригенных толщ (цеолитовые и трансильванские пропилиты) и заключенных в них углей (марки Г и Ж).

Одним из главных показателей этого является широкомасштабная (региональная) цеолитовая пропилитизация в межугольных аркозовых песчаниках и выдержанная на этой же территории степень карбонизации каустобиолитов (марки углей Г и Ж). Ломонтитовая минерализация обязана своим проявлением незначительному количеству углекислоты (79,2 м³/т г. м), что отделяется от метаморфизирующихся каустобиолитов в термодинамической обстановке, соответствующей низкотемпературной пропилитизации. Но и в такой ситуации поведение СО₂ во флюиде может существенно меняться, что сказывается на особенностях пропилитизации. Сообразно теоретическим представлениям Н. М. Страхова [36] и В. Н. Холодова [41], этому способствует заметное падение давления в пластах-коллекторах, куда поступают газоводные флюиды, выделяющиеся из толщ углей. Это, в свою очередь, вызывает частичную дегазацию системы, ее физико-химическую перестройку и приводит к сложным взаимоотношениям уже ломонтита (минерала-индикатора цеолитовых

пропилитов) и кальцита – ведущего минерала трансильванских пропилитов. Следствием является резорбция одного минерала другим и их пространственное сонахождение в нижнемеловых песчаных и песчано-гравийных отложениях анализируемой территории Ленского бассейна, что отмечают Пчелина Т. М. [30], Запорожцева А. С. [8], Коссовская А. Г. [18] и многие другие.

В силу большой неравномерности распределения геотермического градиента в Прииркутской впадине, не только одни и те же марки углей встречаются на разных глубинах [2], но и продукты гидротермального перерождения межугольных терригенных коллекторов оказываются в беспорядочном взаимоположении с метаморфизованными каустобиолитами. В частности, ломонтитовая минерализация цемента песчаников оказалась пространственно совмещенной со слабо карбонизованными углями. Последние, находясь на территории с напряженным геодинамическим режимом [3], сбрасывали (видимо, за счет пульсирующего стресса) повышенное количество (133,4 м³/т г. м) СО₂ в пропилитизированные межугольные песчаники. Это явилось причиной появления кислых растворов, интенсивной каолинизации и выщелачивания сформировавшихся и продолжавших образовываться ломонтита и сопутствующих аутигенных минералов в межугольных коллекторах. Сказанное свидетельствует о том, что в Прииркутской впадине в период формирования угленосных толщ существовала тектоническая обстановка, при которой возникла ярко выраженная неравновесная система в процессе преобразования терригенных отложений и метаморфизма заключенных в них углей.

Промежуточную позицию в рассматриваемом процессе (рис. 2) занимают верхнемеловые угленосные толщи восточного побережья

Пенжинской губы (Камчатка), где цеолитовые пропилиты ассоциируют с углями марок Д и Г [16]. Здесь, в силу вышеназванных причин, отмечается начало нарушения геохимического равновесия в системе «органическое вещество углей – минеральное вещество песчаников». В таких случаях в породах-коллекторах не всегда чётко определяются масштабы и последовательность наложенных преобразований. В частности, в песчано-гравийных толщах континентальных фаций Копорулин В. И. [16] выделяет две фазы аутигенного минералообразования. В ходе первой фазы формировался каолинитовый цемент, а во вторую – ломонтитовый (монокристаллический) с крустификационным хлоритом по периферии пор и цеолитизированные зёрна плагиоклазов.

К сожалению, мы не располагаем материалами [39] по отложениям интинской свиты юга Печорского угленосного бассейна, но приводимые Копорулиным В. И. [17] данные позволяют предполагать близость условий эпигенеза в межугольных пластах-коллекторах этой территории и охваченных ломонтитизацией зон Ленского бассейна (рис. 2).

Изложенный материал можно представить в виде рисунка 2, на котором за эталон геохимически равновесной системы принят тектонический режим рассмотренной нами части Ленского угленосного бассейна. В таком случае смещение положения ломонтитовой минерализации относительно осевого поля распространения углей марок Г и Ж в сторону ослабления степени карбонизации в ряду: Ленский бассейн (Сангарский, Булунский районы, месторождение Чай-Тумус) → Печорский бассейн (р. Силовая, р. Косью) → угленосный бассейн Пенжинской губы, северная часть (полуостров Елистратова, руч. Конгломератовый) → Иркутский бассейн (Прииркутская впадина) будет гово-

рить о последовательно нарастающем геохимическом неравновесии (противоречии) в системе «ОВ углей – минеральное вещество песчаников». Мерилом геохимических противоречий в предлагаемой нами модели может послужить степень разрушения (каолинизации и выщелачивания) цеолитовых пропилитов в межугольных аркозовых пластах. А минералом-индикатором, маркирующим зоны геохимических неравновесий в рассматриваемой системе, следует считать аутигенный каолинит. Следовательно, нельзя соглашаться с мнением Г. Ф. Крашеникова и О. В. Япаскурта [21] об отсутствии прямой коррелятивной связи вторичных изменений вмещающих угли пород со степенью метаморфизма самих углей. Сказанное имеет принципиальное значение, поскольку доказывает возможность сопоставления в широком термодинамическом диапазоне. Важно подчеркнуть, что такое сопоставление считалось возможным только для процессов седиментогенеза и диагенеза [21, 22, 23].

Выводы

На основании вышеизложенного можно заключить следующее:

1. В период формирования угленосного бассейна продуктивные толщи и переслаивающиеся с ними песчаники из безугольных частей разреза необходимо рассматривать как геологическое пространство единой гидротермальной системы, минерагенез которой во многом определяется не только температурой, но и составом отделяющихся от каустобиолитов летучих.

2. Тектонический режим угленосного бассейна отвечал за изменение температуры – ведущего фактора карбонизации углей и, в меньшей степени, гидротермального минералообразования. Геотермический градиент был обусловлен динамометаморфизмом в сочетании с глубиной погружения.

Он контролировал уровень метаморфизма углей и состав отделяющихся при этом летучих (прежде всего CO_2), которые определяли характер онтогенеза аутигенного ломонтита и сопутствующих минералов в междугольных аркозовых песчаниках.

3. При тектонической обстановке, обуславливающей сочетание низкотемпературной пропилитизации в аркозовых песчаниках междугольных пластов и степень углефикации Г и Ж самих каустобиолитов, возникает геохимическое равновесие в системе “органическое вещество углей – минеральное вещество песчаников”. При этом метаморфизм каустобиолитов не препятствовал развитию цеолитовой пропилитизации в междугольных аркозовых толщах. При тектонической обстановке, создающей низкотемпературную пропилитизацию в междугольных песчаниках в сочетании со слабо карбонизированными углями (B_3 и D_1), такое равновесие уступает место состоянию геохимических противоречий. Цеолитовые

пропилиты разрушаются: испытывают интенсивное кислотное выщелачивание и каолинизацию, а сам каолинит в таких случаях является минералом-индикатором зон геохимических противоречий.

4. Главным критерием оценки уровня геохимических противоречий является степень разрушения цеолитовых пропилитов в междугольных аркозовых песчаниках.

5. Температуры в палеогидротермальных системах, образованных угленосными толщами и переслаивающимися с ними песчаниками, необходимо определять на основе минералогических (термобарогеохимических) исследований метасоматитов, возникших в междугольных терригенных отложениях.

6. Впервые установлена прямая коррелятивная связь вторичных изменений вмещающих угли пород со степенью метаморфизма самих углей. Это доказывает возможность прямого сопоставления стадий изменения углей и вмещающих их пород в широком термодинамическом диапазоне.

Л и т е р а т у р а

1. Бочкарев А.В. Катагенез и газоносность угленосных толщ//Известия АН СССР. Сер. геолог.–1984.– № 4.– С.108–115.
2. Вышемирский В.С. Геологические условия метаморфизма углей и нефтей.– Саратов: Изд-во Саратов. ун-та.– 1963.– 380с.
3. Вышемирский В.С. О формах проявления динамометаморфизма углей// Геология и геофизика.– 1968.– № 4.– С.23–31.
4. Гугушвили В.И. Поствулканический процесс и формирование месторождений полезных ископаемых в древних островных дугах и интрадуговых рифтах (на примере Аджаро-Триалетской зоны Кавказа).– Тбилиси: Мецниереба.–1980.–184 с.
5. Гусев А.И., Запорожцева А.С. О некоторых закономерностях накопления меловых осадков в Ленском угленосном бассейне// Литологическая характеристика пород и состав углей Ленского бассейна.– М.: Госгортехиздат.– 1960.– С.3–23 (Труды НИИ геологии Арктики.Т.112).
6. Дислер В.Н. Гидрогеологический анализ регионального распространения ломонтита на Сахалине // Литология и полезные ископаемые.– 1981.– № 5.– С.137–151.
7. Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Хлестов В.В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений.– М.: Недра.– 1972.– 288с.

8. Запорожцева А. С. Литология и фациальные условия накопления меловых отложений района Чай-Тумусского месторождения угля (левобережье дельты реки Лены) // Литологическая характеристика пород и состав углей Ленского бассейна. – М.: Госгортехиздат. – 1960. – С.93–136 (Труды НИИ геологии Арктики. Т. 112).
9. Касагочкин В.И., Ларина Н.К. Строение и свойства природных углей. – М.: Наука. – 1975. – 179 с.
10. Корженевская Е. С. Петрографический состав и качественная характеристика углей Чай-Тумусского месторождения // Литологическая характеристика пород и состав углей Ленского бассейна. – М.: Госгортехиздат. – 1960. – С.137–179. (Труды НИИ геологии Арктики. Т. 112).
11. Коржинский Д. С. Зависимость метаморфизма от глубинности вулканогенных формаций // Труды лаборатории вулканологии. – 1961. – Вып.19. – С. 5–11.
12. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов// Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. – М.: Изд-во АН СССР. – 1953. – С.332–452.
13. Коробов А. Д., Гончаренко О. П., Главатских С. Ф. и др. История гидротермального минералообразования Паужетского месторождения парогидротерм и палеогидротермальных систем района // Структура гидротермальной системы. – М.: Наука, 1993. – С. 88–120.
14. Копорулин В.И. О происхождении цеолитового цемента в песчано- гравийных породах юго-восточной части Иркутского бассейна// Докл. АН СССР. – 1961. – Т.137. – № 1. – С. 174–177.
15. Копорулин В.И. Типы вторичных изменений песчано- гравийных пород угленосной толщи Иркутского бассейна и их возможная связь с подземными водами //Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1962. – № 3. – С. 72–87.
16. Копорулин В.И. Мезозойские и кайнозойские терригенные отложения Северо- востока и Дальнего Востока России. – М.: Наука. – 1992. – 126 с. (Труды ГИН РАН. Вып.480).
17. Копорулин В.И. О формировании ломонтита в осадочных отложениях (на примере осадочных толщ России) // Литология и полезные ископаемые. – 2013. – № 2. – С. 128–144.
18. Коссовская А.Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилуйской впадины и Западного Верхоянья. – М.: Изд-во АН СССР. – 1962. – 250 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып.63).
19. Коссовская А.Г. Геокристаллохимия в решении проблем литологии //Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. – М.: Наука. – 1975. – С. 7–18.
20. Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Швец В.М. Геохимия подземных вод. Теоретические, прикладные и экологические аспекты. – М.: Наука. – 2004. – 677с.
21. Крашенинников Г. Ф., Япаскерт О.В. Эпигенетические изменения пород северной части Ленского угленосного бассейна// Литология и полезные ископаемые. – 1977. – № 3. – С. 53–66.
22. Мазор Ю.Р. Процессы преобразования органического вещества и их корреляция //Угольные бассейны и условия их формирования. – М.: Наука. – 1983. – № 1. – С. 161–165.
23. Мазор Ю.Р. Соотношение стадий преобразования органического вещества углей и вмещающих их пород// Осадочные бассейны и их нефтегазоносность. – М.: Наука. – 1983. – № 3. – С. 254–264.
24. Мазор Ю.Р., Матвеев А.К. Изменение углей и вмещающих их пород// Литология и полезные ископаемые. – 1974. – № 6. – С.68–80.
25. Мироненко М.В., Наумов Г.Б. Физико- химические условия образования ломонтита в углекислых гидротермальных системах// Геохимия. – 1982. – № 4. – С. 597–602.
26. Набоко С.И. Закономерности формирования цеолитовых пород в областях разгрузки гидротермальных систем// Природные цеолиты. – М.: Наука. – 1980. – С. 38–52.

27. Наумов В. Б., Малинин С. Д. Новый метод определения давления по газовой– жидким включениям // Геохимия.–1968. – № 4. – С. 432–441.
28. Олби А. Л., Зен– Е– Ан. Зависимость фаций цеолитов от химических потенциалов CO₂ и H₂O // Очерки физико– химической петрологии. Т. 1. – М.: Наука.–1969.– С. 37–54.
29. Посохов Е. В. Общая гидрогеохимия.– Л.: Недра, 1975.– 208 с.
30. Пчелина Т. М. Литолого– петрографическая характеристика мезозойских пород Сангарского района Ленского бассейна // Литологическая характеристика пород и состав углей Ленского бассейна.– М.: Госгортехиздат.– 1960.– С. 24–92 (Труды НИИ геологии Арктики.Т. 112).
31. Ратеев М. А., Градусов Б. П., Ильинская М. Н. Глинообразование при постмагматических изменениях андезитов– базальтов силура Южного Урала // Литология и полезные ископаемые.– 1972. – № 4.– С. 93–109.
32. Сендеров Э. Э. Влияние CO₂ на устойчивость ломонтита // Геохимия, 1973.– № 2.– С. 190–200.
33. Сендеров Э. Э., Хитаров Н. И. Цеолиты, их синтез и условия образования.– М.: Изд– во АН СССР.–1970.– 283с.
34. Станов В. В. Общее уравнение метаморфизма // Химия твердого топлива.– 1979.– № 6.– С.53–64.
35. Станов В. В. Метаморфизм углей и скорость нагрева // Отечественная геология.– 1985.– № 7.– С.13–21.
36. Страхов Н. М., Логвиненко Н. В. О стадиях осадочного породообразования и их наименование // Докл. АН СССР.– 1959.– Т.125.– № 2.– С. 389–392.
37. Тайхмюллер М., Тайхмюллер Р. Катагенез угля (углефикация) // Диагенез и катагенез осадочных образований.– М.: Мир.– 1971.– С. 353–378.
38. Тимофеев П. П., Коссовская А. Г., Шутов В. Д. и др. Новое в учении о стадиях осадочного породообразования // Литология и полезные ископаемые.– 1974. – № 3. – С. 58–82.
39. Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И., Копорулин В. И. Седиментогенез и литогенез отложений интинской свиты юга Печорского угленосного бассейна.– М.: Наука.– 2002.– 224 с.
40. Успенский В. А. Введение в геохимию нефти.– Л.: Недра.– 1970.– 307 с.
41. Холодов В. Н. Геохимия осадочного процесса.– М.: ГЕОС, 2006.– 608 с. (Труды ГИН РАН, Вып.574).
42. Шварцев С. Л., Рыженко Б. Н., Алексеев В. А. и др. Геологическая эволюция и самоорганизация системы вода– порода в условиях зоны гипергенеза.– Новосибирск: Изд-во СО РАН.– 2007.– 389 с.
43. Щербаков В. С. Генетические типы фациально– гидрохимических сред и их роль в процессах минералообразования // Изв. вузов. Геология и разведка.– 1977.– № 10.– С.74–79.
44. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Неорганическое вещество углей. – Екатеринбург: Изд-во УрО РАН.– 2002.– 422 с.
45. Япаскерт О. В. Катагенез угленосных отложений и особенности тектонического развития севера Ленского бассейна // Угольные бассейны и условия их формирования.– М.: Наука.– 1983.– С.145–149.
46. Capdecombe L. Laumontite du Pla des Aveillans (Pyrenees – Orientales) // Bulletin de la Societe d’Histoire Naturelle de Toulouse.– 1953. – P. 299–304.
47. Hedemann H.A. Die Gebirgstemperaturen in der Bohrung Munsterland-1 und die geothermische Tiefenstufe //Fortschr.Geol.Rheinl.und Westf.– b.11.– 1963.– P. 403–418.