



впадины // Литология и полезные ископаемые. 1982. №5. С. 43–56.

23. Лукьянова В.Т., Голубева Н.П., Халезов А.Б. Каолинит и диксит в мезозойских впадинах Урало-Тургайской области // Литология и полезные ископаемые. 1982. № 3. С.66–79.

24. Зубков М.Ю., Дворак С.В., Романов Е.А., Чухланцева В.Я. Гидротермальные процессы в шеркалинской пачке Талинского месторождения (Западной Сибири) // Литология и полезные ископаемые. 1991. №3. С.122–132.

25. Краснов С.Г., Хуторской М.Д. О влиянии интрузий в фундаменте Западно-Сибирской плиты на нефтеносность баженской свиты // Докл. АН СССР. 1978. Т.243, №4. С.995–997.

26. Ехлаков Ю.А., Угрюмов А.Н., Бочкарев В.С. Расчленение осадочно-вулканогенной толщи триаса (красноселькупская серия) в Тюменской сверхглубокой скважине // Триас Западной Сибири (материалы к стратиграфическому совещанию по мезозою Западно-Сибирской плиты). Новосибирск, 2001. С.32–48.

27. Казанский Ю.П., Мозгунова Е.В., Москвин В.И., Солотчина Э.П. Состав и строение триасовых вулканогенных отложений сверхглубокой скважины ТСГ-6 (Уренгойский район, Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 6. С.157–164.

28. Казанский Ю.П., Солотчина Э.П., Казанский А.Ю., Москвин В.И. Измененные вулканические породы триаса и перми (?) в Тюменской сверхглубокой скважине // Тюменская сверхглубокая скважина (интервал 0–7502 м). Пермь, 1996. Вып. 4. С.135–145.

29. Угрюмов А.Н. Вторичные изменения вулканических пород красноселькупской серии в разрезе Тюменской сверхглубокой скважины (СГ-6) // Результаты бурения и исследования Тюменской сверхглубокой скважины. Пермь, 1995. С.41–43.

30. Угрюмов А.Н. Вторичные изменения вулканических пород красноселькупской серии в разрезе Тюменской сверхглубокой скважины (СГ-6) // Тюменская сверхглубокая скважина (интервал 0–7502 м). Пермь, 1996. Вып. 4. С.146–155.

31. Олби А.Л., Зен Е.-Ан. Зависимость фаций цеолитов от химических потенциалов CO_2 и H_2O // Очерки физико-химической петрологии: В 2 т. М., 1969. Т.1. С.37–54.

32. Thompson A.B. Pco_2 in low-grade metamorphism; reolite, carbonate, clay mineral, prehnite relations in the system $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ // Contribs. Mineral. and Petrol. 1971. V.33, №2. P.145–161.

33. Мироненко М.В., Наумов Г.Б. Физико-химические условия образования ломонтита в углекислых гидротермальных системах // Геохимия. 1982. №4. С.597–602.

34. Карасева Т.В., Горбачева В.И., Келлер М.Б., Пономарева В. А. Основные научные результаты исследования Тюменской сверхглубокой скважины // Тюменская сверхглубокая скважина (интервал 0–7502 м). Результаты бурения и исследования. Пермь, 1996. Вып. 4. С.49–62.

35. Карасева Т.В. (Белоконь), Ехлаков Ю.А., Горбачев В.И. и др. Эффективность глубокого и сверхглубокого параметрического бурения для оценки ресурсов углеводородов ниже освоенных глубин // Приоритетные направления поисков крупных и уникальных месторождений нефти и газа. М., 2004. С.164–169.

36. Ерофеев В.Ф. Геотермическая активность недр и размещение залежей углеводородов // Советская геология. 1970. № 11. С.142–147.

37. Кравченко К.Н., Иванова О.В., Бурлин Ю.К., Соколов Б.А. Нафтидное районирование арктических акваторий России и Аляски в связи с размещением и поисками уникальных месторождений нефти и газа // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 2000. № 11. С.2–10.

УДК 551.491.4+553.98.2

ВИДЫ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ «ФЛЮИД – ПОРОДА» В ПРОЦЕССЕ ЭВОЛЮЦИИ ГЕОГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ СИСТЕМ ОСАДОЧНО-ПОРОДНЫХ БАССЕЙНОВ

К.А.Маврин

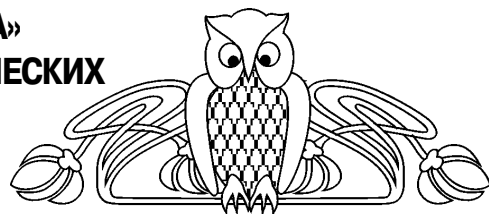
Саратовский государственный университет,
кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых
E-mail: kam@rambler.ru

В статье рассматриваются особенности взаимодействия подземных вод с горными породами, газами, органическим веществом, а также новообразованных углеводородных флюидов с породами и водами на разных стадиях эволюции осадочно-породных бассейнов и трансформации типов геогидродинамических систем (ГГДС).

Kinds of «Fluid – Massive Material» Interference in Process of Evolution of Geohydrodynamic Systems of Aqueous-rocky Draws

К.А.Маврин

The article is about the peculiarities of interference of ground water with massive materials, gases, organic substances, as well as interference



of new formations of hydrocarbon fluids with massive materials and waters on the different stages of evolution of aqueous-rocky draws and transformation of the types of geohydrodynamic systems.

Сложные процессы взаимодействия флюидной и породной составляющих земной коры изучены крайне недостаточно. Важно рассмотреть характер взаимодействия воды с горными породами, газами, органическим веществом, а также новообразованных углеводородных флюидов с породами и водами на разных этапах формирования осадочно-породных бассейнов. Понимая всю сложность рассматриваемой проблемы, мы преследуем цель вскрыть те возможности, которые открываются для её решения при рассмотрении трансформации типов геогидродинамических



систем (ГГДС) на разных стадиях эволюции осадочно-породных бассейнов.

Направленность развития ГГДС идет от элизионной системы, которая трансформируется в термоэлизионную при глубоком погружении осадочных образований, к инфильтрационной, возникающей при инверсионном поднятии и развитии денудационных процессов. В ходе

длительной истории эволюции бассейна промежуточное положение занимает релаксирующая ГГДС, а при наличии мощных толщ солей в разрезе проявляется ГГДС опускающихся рассолов или гравитационно-рассольная. Для каждой ГГДС характерны свои особенности взаимодействия в системе «флюид – порода», приводящие к определенным геологическим результатам (рис. 1).



Рис. 1. Схема соотношения и эволюции геогидродинамических систем

В сложной системе происходящих превращений на элизионном этапе развития седиментационного бассейна наиболее важными или масштабными являются следующие процессы: 1) преобразование глинистых минералов; 2) преобразование карбонатов; 3) гидролиз алюмосиликатов; 4) преобразование рассеянного органического вещества (РОВ); 5) преобразование газоводных растворов (подземных вод).

Природные воды, являясь средой седиментации, захороняются вместе с твердой фазой и по мере погружения осадка взаимодействуют с различными его компонентами.

Известно, что при погружении пористость глин сокращается от 70–90% в донных осадках до 2–9% на глубине 3 км [1, 2]. Пористость песчаных отложений в этом же интервале изменяется от 25–30% до 12–20% [3, 4]. Воды глин, выдавливаясь в поровое и трещинное пространство смежных коллекторов, создают в них избыточное давление, которое вызывает отток вод от погружающихся участков бассейна вверх и к периферии.

В процессе отжатия вод изменяются механические свойства пород, возникают зоны уплотнения и разуплотнения, дилатационные трещины, гидроразрывы, иногда проявляется грязевой вулканизм и песчаный диапиризм [5, 6], происходит концентрирование и рассеяние элементов, в том числе различных металлов, нефтяных углеводородов и др.

Химическое, физико-химическое и механическое взаимодействие подземных вод с минеральным веществом приводит к изменению как твердой, так и жидкой фаз.

Трансформация глинистых минералов происходит на разных термодинамических уровнях и по мере погружения осадков возобновляется многократно. В результате этого процесса монтмориллонит преобразуется в иллит (гидрослюд), железистые хлориты – в магнезиальные хлориты, глауконит – в хлорит и мусковит (серицит).

«В результате позднекатагенетической переработки, – отмечает И.Д.Зхус, – первоначально полиминеральные ассоциации становятся одинаковыми, состоящими только из гидрослюды и хлорита» [7, с. 430].

Интенсивная водоотдача монтмориллонитовых глин при переходе в иллит происходит при температуре 70–120°C [8]. Как показывают исследования Я.Г.Линдтропа и соавт. [9], из 1 км³ монтмориллонита в интервале глубин 1800–2800 м высвобождается 100 млн т воды.

Активная гидрослюдизация смешаннослойных минералов глин и дегидратация проявляются на глубинах 4–4,5 км. На этих глубинах наиболее часто отмечается «распреснение» подземных рассолов и возникают зоны с аномально высоким пластовым давлением (АВПД) [10].

Глубинность отмеченных процессов преобразования глинистых минералов и само «отжатие»



связанных вод зависит от многих условий (темпа седиментации, интенсивности и величин тепловых потоков, мощности глинистых прослоев, самого характера их переслаивания, состава пород, с которыми они переслаиваются, и многих других).

Однако в среднем к глубине 4,5–5 км процесс уплотнения и упрочения структуры глин достигает стадии, при которой они становятся типично твердыми телами и для которой характерна упругая деформация вплоть до хрупкого разрушения. Развитие региональной и локальной трещиноватости в результате процесса разуплотнения способно превращать глинистые слабопроницаемые толщи в свою противоположность – коллекторы [11].

По мере погружения глинистых толщ и высвобождения различных видов связанной воды происходит мобилизация металлов поглощенного комплекса, которые затем мигрируют вместе с подземными водами и на разного рода геохимических барьерах могут создавать ореольные стратифицированные скопления.

Важное геохимическое значение на элизионном этапе имеет преобразование карбонатных минералов, являющихся поставщиками углекислоты в подземные воды. Экспериментальные данные И.Г.Киссина и С.И. Пахомова [12, 13] показывают, что в зоне температур от 75 до 120°C при давлении насыщенного пара карбонатные минералы с дистиллированной водой гидролизуются с образованием CO₂, количество которой коррелятивно связано с температурой. Схематически гидролиз карбоната кальция выражается следующей формулой: CaCO₃ + H₂O = CaOH⁺ + OH⁻ + CO₂. Как отмечает В.Н.Холодов [14], гидролиз карбонатов

реализуется только в открытой системе, а рассеянный CaCO₃ в слабопроницаемых глинистых толщах является весьма устойчивым.

Особое место в элизионном процессе принадлежит гидролизу алюмосиликатов песчаных разностей осадочно-породных бассейнов. Алюмосиликаты сохраняются в терригенных разностях пород преимущественно в условиях аридного континентального седиментогенеза. А.Г.Коссовская и В.Д.Шутов [15], детально изучившие минеральные парагенезы верхнепермских граувакк Предуралья, по составу обломочного материала выделили две ассоциации: диабазо-спилитовую в комплексе преимущественно лагунных отложений уфимского и казанского времени и альбитофирофельзитовую в комплексе преимущественно аллювиально-дельтовых татарских образований.

С.Л.Шварцев отмечает полную химическую несовместимость алюмосиликатов с природными водами, что делает систему вода–алюмосиликаты «одной из наиболее реакционноспособных, саморазвивающихся» [16, с. 255]. При взаимодействии воды с алюмосиликатами, основную часть которых составляют полевые шпаты, раствор обогащается Na, K, Ca, частично Si. Процесс разложения алюмосиликатов происходит не только при выветривании, но и на катагенетической стадии погружения бассейнов. Следовательно, подземные воды элизионного генезиса способны содержать продукты разложения алюмосиликатов.

Происходящие катагенетические преобразования глин и других пород сопровождаются соответствующими изменениями рассеянного органического вещества (РОВ), захороненного вместе с осадками (рис. 2). На каждой стадии катагенеза

Стадия литогенеза	Подстадии	Градации	Углемарочная шкала (марки углей)		Отражательная способность витринита		Ориентировочные палеотемпературы °С
Д		ДГ	Торф		–	–	–
Катагенез	Протокатагенез	ПК ₁	БУРый	Б ₁ мягкий	0.25–0.30	5.5–6.0	25–50
		ПК ₂		Б ₂ матовый	0.30–0.40	6.0–6.5	50–75
		ПК ₃		Б ₃ блестящий	0.40–0.50	6.5–7.0	75–90
	Мезокатагенез	МК ₁	Д Длиннопламенный		0.50–0.65	7.0–7.5	95–120
		МК ₂	Г Газовый		0.65–0.85	7.5–8.2	120–160
		МК ₃	Ж Жирный		0.85–1.15	8.2–9.0	160–190
		МК ₄	К Коксовый		1.15–1.55	9.0–9.8	190–215
		МК ₅	ОС Отщепно-спекающийся		1.55–2.00	9.8–10.7	215–235
	Апокатагенез	АК ₁	Т Тощий		2.00–2.50	10.7–11.5	Более 240
		АК ₂	ПА полуантрацит		2.50–3.50	11.5–13.0	
		АК ₃	А Антрацит		3.50–4.70	13.0–14.5	
		АК ₄			4.70 и более	14.5 и более	

Рис. 2. Сопоставление шкал катагенеза и углефикации ОВ



С.Г.Неручевым, Н.Б.Вассоевичем и Н.В.Лопатиным [17] рассчитаны общие потери РОВ при погружении палеобассейна. В результате проведенного анализа выяснилось, что 65% РОВ, сохранившегося после диагенеза, трансформируется при погружении на глубины 5–6 км, т.е. на элизионной стадии развития осадочно-породного бассейна. Из них 28% идет на образование нефтяных углеводородов. Теоретические балансовые расчеты масштабов генерации подвижных продуктов катагенеза [18] показали, что преобладающая часть сапропелевого ОБ расходуется на генерацию подвижных продуктов – битумоидов, нефтяных и газовых УВ, CO_2 , H_2S , NH_3 , N_2 , H_2O . При этом в зоне диагенеза и верхней зоне катагенеза до глубин 2 км преобладают биогенная углекислота и сероводород в составе газовой фазы; вода и битумоиды – в жидкой фазе. В главной фазе нефтеобразования (ГФН) [19], проявляющейся обычно в интервале глубин 2 – 4 км (градация катагенеза МК_1 – МК_2), в продуктах генерации резко преобладают битумоиды и нефтяные УВ (до 76–96% веса от суммы генерирующихся продуктов и 30–36% от исходной массы ОБ). Затем интенсивность генерации нефти падает на стадии градации МК_3 .

На смену ГФН (на больших глубинах) приходит главная фаза газообразования (ГФГ) (градация катагенеза МК_3 – начало АК_2), в которой генерируется более 87% метана от общего генерационного потенциала катагенеза (от градации МК_2 до графитовой стадии). При этом в начале ГФГ [18] выделяется подфаза газоконденсатообразования, когда вместе с газом из материнских пород поступают и оставшиеся после ГФН жидкие УВ. Данная подфаза еще связана с собственно элизионным режимом.

При дальнейшем опускании и прогреве пород доля генерации метана среди прочих газов снижается до 20% и менее (определения в закрытых порах) и связана уже с термоэлизионным режимом.

Глубинная зональность катагенеза ОБ неодинакова в бассейнах разного типа. Основная закономерность заключается в том, что в бассейнах палеозойской складчатости и на древних платформах с докембрийским фундаментом наблюдается сокращенная палеоглубинность катагенеза РОВ. В таких бассейнах на глубине 4 км ОБ преобразуются от градации МК_2 до градации МК_4 и может доходить до газовой стадии [20]. В бассейнах с мощным осадочным чехлом, с высоким темпом седиментации и в бассейнах, в разрезе которых присутствуют соляные толщи, наоборот, палеоглубинная зональность катагенеза сильно растянута. На глубине 4 км в таких бассейнах РОВ преобразовано только до градации МК_1 , а ГФН прослеживается до 6–7 км. В частных случаях смещение температурной зоны от 2 до 6 км для ГФН может происходить в осадочно-породных бассейнах, в разрезе которых имеются мощные соленосные толщи (например, в Прикаспийской впадине).

На элизионном этапе эволюции седиментационных (осадочно-породных) бассейнов, в условиях повышающихся температуры и давления происходит постоянное преобразование как твердой, так и жидкой фаз. Первичные седиментационные подземные воды свободного порового пространства пополняются продуктами преобразования глинистых минералов, карбонатов, алюмосиликатов, РОВ нефтематеринских пород. Помимо молекул отжатой пленочной (межслоевой) физически связанной воды и жидких УВ в коллекторы, заполненные свободными гравитационными водами, поступают двуокись углерода, сероводород, углеводороды, аммиак, органические кислоты, соединения металлов и металлоидов, различные микроэлементы. При этом часть молекул самой воды распадается на ионы и вновь синтезируются, определяя специфику геохимической среды.

С поступлением CO_2 и H_2 в пластовые воды связаны реакции, приводящие к образованию вторичного кальцита, доломита, пирита, целестина, гидрослюд и других минеральных ассоциаций.

Отмечается [21] обогащение подземных вод йодом в интервале главной зоны нефтеобразования (ГЗН) при температуре 100–120°C. Примерно в этой же зоне в подземные растворы поступает азот в молекулярной форме и в форме аммиака, который растворяясь образует ион аммония. Катагенетические преобразования глин и РОВ сопровождаются поступлением в подземные растворы элементов поглощенного комплекса, в том числе различных металлов [22–25].

Рассмотренные виды взаимодействия флюид – порода, соответствующие начальной и средней стадиям катагенеза, характерны для элизионных гидрогеодинамических систем.

При погружении отложений осадочно-породных бассейнов на большие глубины (обычно более 5 км) элизионная система преобразуется в термоэлизионную (термогидродинамическую), в которой взаимодействие флюид – порода отвечает условиям позднего катагенеза, метакатагенеза и регионального метаморфизма [26, 27], после чего уже начинается ультраметаморфический процесс расплавления твердых горных пород (анатексис).

В.В.Колодий отмечает, что «термогидродинамические системы, по-видимому, имеют квазизастойный режим вод, оживляющийся в периоды диастрофизма» [23, с. 21]. С глубиной все сильнее проявляется дефицит емкости пространства. Его уменьшение компенсируется ростом давления и удельной газоместимости. Процент жидких флюидов снижается до минимума. В недрах формируются сверхгидростатические давления.

Преобладающей является вертикальная миграция флюидов. Разгрузка происходит периодически по трещинам, возникающим в периоды землетрясений. При наличии разломов в фундаменте возможно проникновение в осадочную



толщю мантийных газов, в частности водорода и гелия.

На стадии позднего катагенеза и метагенеза активно идут процессы хлоритизации смешанослойных минералов [15, 28], сопровождающиеся выделением избытка кремнекислоты в виде опала и халцедона. Растворимость аморфной кремнекислоты линейно связана с повышением температуры и возрастает в щелочной среде. Продолжающееся образование CO_2 способствует растворению кварца, халцедона, опала [29].

На больших глубинах (при температуре 200–300°C и более) идет активная деструкция сульфатных пород. Сульфатный ион в водной среде взаимодействует с газообразными УВ, генерируя abiогенный сероводород [30]. Термодеструкция минералов и остаточного ОВ приводит к формированию возрожденных вод, которые образуют парогазовые и жидкостные смеси. Их фазовое обособление происходит при снижении температуры и давления в подземных резервуарах более высоких частей артезианских бассейнов. Выделившиеся воды, получившие название конденсационных и солюционных [31], смешиваясь с рассолами, способствуют их распреснению, что отмечается на многих нефтегазоносных площадях.

Глинистые толщии в термобарических условиях позднего мезокатагенеза, апокатагенеза и метагенеза вплоть до графитовой стадии генерируют CO_2 , H_2S , SiO_2 , а остатки РОВ еще и углеводородные газы. В результате всех процессов формируются сложные углекисло-сероводородно-кремнистые растворы [32]. Перегретые воды и надкритические гомогенные флюиды характеризуются очень высокой текучестью и расклинивающей способностью [33], что позволяет им проникать через толщю горных пород. Таким образом, термоэлизионные системы влияют на режим элизионных вод.

В осадочно-породных бассейнах, в которых формировались эвапоритовые накопления, на последующих стадиях развития возникают специфические геогидродинамические системы опускающихся рассолов, или «гравитационно-рассольные» (по В.Н.Холодову).

Экспериментальные исследования, которые проводили М.Г.Валяшко, А.И.Поливанова и И.К.Жеребцова [34, 35], а затем продолжила А.И.Поливанова [36], показали, что системы, в которых жидкость сверху тяжелее, чем внизу, являются гравитационно неустойчивыми. Более плотные растворы в этом случае струями опускаются вниз, а более легкие, также струями, поднимаются вверх, т.е. возникает «струйное гравитационное движение», которое может проходить как в статической, так и в динамической водонапорных системах.

В природных условиях гравитационно-неустойчивые системы возникают в бассейнах мощного соленакопления. Плотная межкристаллическая рапа, отделяясь (отжимаясь) от соляной

толщи, медленно просачивается в нижележащие глинисто-алевритовые, песчаные и карбонатные отложения и вступает с ними в сложное физико-химическое взаимодействие. Следствием этого взаимодействия являются следующие основные процессы: 1) преобразование глинистых минералов с образованием вторичных магнезиальных силикатов; 2) доломитизация известняков; 3) специфические условия преобразования РОВ; 4) метаморфизация подземных вод с образованием хлор-кальциевых рассолов; 5) образование металлоносных (рудных) рассолов.

На галитовой стадии концентрации рапы с каждым кубокилометром отложившихся солей захороняется 3 км³ маточных рассолов с концентрацией 320 г/кг. Данные рассолы при проникновении в подстилающие терригенные отложения вступают во взаимодействие с комплексом аллотигенных и аутигенных силикатных минералов. При этом, как показали экспериментальные исследования Я.К.Власовой [37], кальциевые силикаты превращаются в гидромагнезиальные силикаты группы сепиолит-пальгорскита.

При взаимодействии Mg-содержащих маточных рассолов с карбонатами кальция (известняками) при температуре 150–300°C и давлении насыщенного пара идет процесс доломитизации известняков по известной реакции Мариньяка–Курнакова. Этот процесс наиболее интенсивно проявляется в тектонически ослабленных зонах, вблизи разломов, в кавернозных разностях пород.

Специфические условия преобразования РОВ в подстилающих соленосных толщиях отложениях заключаются в том, что в них подавляются процессы бактериального разложения ОВ ввиду пропитывания крепкими рассолами, причем на сравнительно ранней стадии захоронения. Опускающиеся рассолы «консервируют» захороненное ОВ.

Попадая в результате тектонического опускания в зоны нефте-, а затем газообразования, захороненное ОВ генерирует большие массы термокаталитических УВ. Наличие хорошего флюидоупора, каковым являются соли, определяет высокие ресурсы УВ в таких бассейнах, особенно их газоносность. Из-за большой массы консервированного ОВ, ГФН в них сильно растягнута. Не исчерпав свой нефтегенерационный потенциал ОВ попадает в термобарические условия, при которых жидкие УВ уже не образуются, а РОВ могут проявлять себя как мощные генераторы углеводородных газов.

В соленосных бассейнах в составе газовых скоплений (месторождений) часто содержится большое количество сероводорода. При термометаморфизме ОВ, как отмечал В.А.Успенский [38], вместе с метаном образуется сероводород в количественном соотношении 10:1. Именно сероводород сероорганических соединений, который доставляется в залежь вместе с УВ-газами в процессе струйной миграции, составляет основную часть этого газа. Однако сероводород образуется



и в процессе термической редукции сульфатных пород, составляющих значительную часть разрезов соленосных бассейнов. Именно этому генетическому типу H_2S отводят основную роль Г.И.Амурский и соавт. [30].

Так или иначе, налицо специфическая роль соленосных толщ в процессах нефтегазообразования и нефтегазонакопления, о чем свидетельствует и тесная связь нефтегазоносных и солеродных бассейнов.

Ещё один интересный аспект возникает при рассмотрении геогидродинамической системы опускающихся рассолов. Он связан с формированием рассолов хлор-кальциевого типа, которые содержат различные микроэлементы, в том числе повышенные концентрации металлов. Широко известны металлоносные рассолы Челекенского полуострова, Калифорнийские рассолы близ озера Солтон-Си, рассолы впадин Красного моря. Генезис этих термальных рассолов различный, но объединяет их обязательная связь с эвапоритовыми отложениями [39].

Источниками тяжелых металлов в рассольных подземных водах среди прочих выступают вмещающие породы. Суть процесса мобилизации рудного вещества осадочных пород состоит в следующем. Рассолы эвапоритовых бассейнов, опускаясь в подсолевую часть разреза, способствуют повышению минерализации седиментогенных, изначально морских, вод, захороненных вместе с осадками, увеличивая их агрессивность по отношению к поглощенному комплексу тяжелых металлов. Эта агрессивность обусловлена высоким содержанием комплексообразователей (Cl^- и Br^-) и их кислой средой ($pH = -5,5$ и ниже). Устойчивость комплексов в рассолах увеличивается с повышением температуры.

Расчеты и экспериментальные исследования Л.Г.Богашовой [40] показали, что для создания рудных концентраций тяжелых металлов в подземных поровых рассолах достаточно выщелачивания лишь 10% их валового кларкового содержания.

Помимо гравитационного опускания рассолов, может быть даже в большей степени, происходит диффузионное проникновение солей в подстилающие и перекрывающие эвапоритовую формацию отложения. Это способствует мобилизации рудного вещества и стратифицированному рудообразованию – медному, свинцовому, цинковому и пр.

Окраинно-платформенные седиментационные бассейны после завершения прогибания начинают испытывать инверсионное поднятие разной интенсивности и амплитуды. Особенно резкую смену знака движений испытывают передовые и краевые прогибы, перикратонные впадины, авлакогены. В результате поднятия и денудации снижается литостатическая нагрузка на погребенные комплексы пород, что приводит к деградации предшествующей элизионно-термогидродинамической обстановки.

В недрах, по определению В.Г.Попова [41], возникает «совокупность фильтрационно-анизотропных блоков» с сочетанием вертикального и латерального типов водообмена при преобладании первого. Это относится к бассейнам, где отсутствуют региональные флюидоупоры. В бассейнах, например в Предуралье или в Прикаспии, где подсолевые отложения надежно изолированы солями, снижение литостатического давления приводит к внутренним перемещениям флюидов под ними, что связано с релаксацией водонапорной (флюидонапорной) системы.

В условиях релаксирующего режима ранее установившееся равновесие в системе «флюид – порода» нарушается, вследствие чего происходит частичное перераспределение вещества. Генерационный потенциал РОВ к моменту возникновения такой геогидродинамической системы, как правило, оказывается уже израсходованным.

В верхней гидродинамической зоне интенсивного водообмена формируется инфильтрационная ГГДС. В условиях такой системы взаимодействие воды с породами обусловлено проникновением метеогенных, как правило, холодных пресных (маломинерализованных) вод. Инфильтрационное субэаральное питание водоносных горизонтов и комплексов нарушает ранее установившееся геохимическое равновесие в системе «вода – порода». По направлению нисходящих движений инфильтрационных вод формируется новая гидрохимическая и минералого-геохимическая зональность. Границы гидрохимических зон весьма сложны и подвижны вследствие неустойчивой окислительно-восстановительной обстановки. С инфильтрационными процессами, так или иначе, связано образование некоторых видов полезных ископаемых. Это окисленные битумы – природные асфальты, гидротированные сульфатные породы – гипсы, самородная сера, рудные скопления типа «медистых песчаников», пресные питьевые и минеральные лечебные подземные воды.

В современных условиях индустриальной деятельности на любую природную геогидродинамическую систему оказывает влияние техногенная, но это уже задача специального рассмотрения.

Библиографический список

1. *Вассоевич Н.Б.* Опыт построения типовой кривой гравитационного уплотнения глинистых осадков // *Новости нефт. техники. Геология.* 1960. №4. С.11–15.
2. *Нестеров И.И.* Уплотнение глинистых пород // *Сов. геология.* 1965. №12. С.69–80.
3. *Энгельгард В.* Поровое пространство осадочных пород. М., 1964. 232 с.
4. *Добрынин Б.М.* Изменение максимальной первичной пористости песчаников на больших глубинах // *Геология нефти и газа.* 1968. № 9 С.44–49.
5. *Холодов В.Н.* Песчаный диапиризм – новая сторона



- катагенетических процессов // Литология и полезн. ископаемые. 1978. №4. С. 50–67.
6. Холодов В.Н. О роли песчаного диапиризма в трактовке генезиса грязевых вулканов // Литология и полезн. ископаемые. 1987. №4. С.12–27.
7. Зхус И.Д. Глинистые минералы различных климатических и геохимических зон на разных стадиях литогенеза // Докл. АН СССР. 1978. Т.238, №2. С.426–429.
8. Хитаров Н.И., Пугин В.А. Монтмориллонит в условиях повышенных температур и давлений // Геохимия. 1966. №7. С.790–795.
9. Линдтрон Н.Т., Анфилатова Э.А., Дмитриева Е.А. Геологические закономерности распространения крупных месторождений нефти и газа за рубежом. Л., 1970. 152 с.
10. Лагунова И.А. Условия проявления и особенности формирования вод пониженной минерализации в глубоких зонах осадочных бассейнов // Сов. геология. 1979. №2. С.48–52.
11. Кривошеева З.А., Соколов В.А. Образование нефтяных залежей в глинистых толщах в результате процесса разуплотнения // Геология нефти и газа. 1980. №1. С.26–30.
12. Киссин И.Г., Пахомов С.И. О возможности генерации углекислоты в недрах при умеренно высоких температурах // Докл. АН СССР. 1967. Т.174, №2. С.451–454.
13. Киссин И.Г., Пахомов С.И. К геохимии углекислого газа в глубоких зонах подземной гидросферы // Геохимия. 1969. №4. С.460–472.
14. Холодов В.Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах (на примере Восточного Предкавказья). М., 1983. 150 с.
15. Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Минеральные парагенезы граувакк, их климатическая специфика и связь с полезными ископаемыми // Граувакки. М., 1972 (Тр.ГИН АН СССР, Вып. 238). С.323–333.
16. Шварцев С.Л. Физико-химическая и геологическая эволюция системы вода-порода // Подземные воды и эволюция литосферы: В 2 т. М., 1985. Т.1. С.253–266.
17. Неручев С.Г., Вассоевич Н.Б., Лопатин Н.В. О шкале катагенеза в связи с нефтегазообразованием // Тр. 25-й сессии Междунар. геол. конгресса. Доклады советских геологов. Горючие ископаемые. М., 1976. С.47–62.
18. Рогозина Е.Н., Неручев С.Г. и др. Преобразование сапропелевого органического вещества и генерация углеводородов в зоне больших и сверхбольших глубин // Нефтегазообразование на больших глубинах. М., 1986. С. 6–8.
19. Вассоевич Н.Б. и др. Главная фаза нефтеобразования // Вест. Моск. ун-та. Сер.4, Геол. № 6. 1969. С.3–27.
20. Парпарова Г.М., Неручев С.Г. и др. Глубинная зональность катагенеза и петрографические свойства РОВ на больших глубинах в бассейнах разного типа. // Нефтегазообразование на больших глубинах. М., 1986 С. 13–15.
21. Кирюхин В.К., Швец В.М. Процессы формирования йодных вод. М., 1980. 95 с.
22. Матусевич В.М. Геохимия подземных вод Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. М., 1976. 160 с.
23. Колодий В.В. Подземные воды нефтегазоносных провинций и их роль в миграции и аккумуляции нефти (на примере юга СССР). Киев, 1983. 248 с.
24. Капченко Л.Н. Взаимодействие твердой и жидкой фаз в процессе нефте- и газообразования // Подземные воды и эволюция литосферы: В 2 т. М., 1985. Т.1. С.72–84.
25. Королев М.Е. Гидрогеологические условия рудообразования. Казань, 1982. 119 с.
26. Карцев А.А., Колодий В.В., Кудряков В.А., Семашев Р.Г. Типы и эволюция геогидродинамических систем // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 6. С. 122–127.
27. Яковлев Л.Е. Процессы тепломассопереноса в осадочных бассейнах // Осадочные бассейны: методика изучения, строения и эволюции / Под ред. Ю.Г.Леонова, Ю.А.Воложа. М., 2004. С.323–366.
28. Логвиненко Н.В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л., 1968. 92 с.
29. Кабанова Е.С. Материалы по растворению минералов кремнезема в водных растворах // Кора выветривания. М., 1960. Вып. 3. С.14–32.
30. Амурский Г.И., Жабров И.П., Максимов С.П., Соколов В.Л. Сероводородсодержащие газы – условия и масштабы распространения // Геология нефти и газа. 1980. № 5. С. 11–18.
31. Колодий В.В. Подземные конденсационные и солюционные воды нефтяных, газоконденсатных и газовых месторождений. Киев, 1975. 122 с.
32. Холодов В.Н. Типы катагенеза и осадочно-гидротермальное рудообразование // Подземные воды и эволюция литосферы: В 2 т. М., 1985. Т.1. С. 226–253.
33. Блох А.М. О свойствах связанной воды при повышенных температурах // Литология и полезные ископаемые. 1970. №5. С.120–130.
34. Валяшко М.Г., Поливанова А.И., Жеребцова И.К. Экспериментальное исследование перемещения растворов разного удельного веса в пористых породах в связи с вертикальной гидрохимической зональностью // Геохимия. 1963. № 3. С.312–329.
35. Валяшко М.Г., Поливанова А.И., Жеребцова И.К. Струйное гравитационное движение и его роль в формировании и распределении природных вод // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1965. № 5. С. 9–31.
36. Поливанова А.И. Роль плотности и состава в перемещении растворов (по экспериментальным данным) // Новые данные по геологии, геохимии, подземным водам и полезным ископаемым соленосных бассейнов. Новосибирск, 1982. С.16–28.
37. Власова Н.К. Экспериментальное изучение процессов метаморфизации растворов морского галогенеза карбонатами и силикатами кальция: Автореф. дис... канд. геол.-минерал. наук. М., 1978. 22 с.
38. Успенский В.А. Опыт материального баланса процессов, происходящих при метаморфизации угольных пластов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1954. № 6. С.94–101.
39. Эмери К., Хант Дж., Хейс Э. Общий обзор проблемы термальных рассолов и рудных осадков Красного моря // Современное гидротермальное рудоотложение. М., 1974. С.7–26.
40. Богашова Л.Г. О генетической связи рудоносных гидротерм с солеродными бассейнами и подстилающими их терригенными отложениями // Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакпления. М., 1985. С.19–28.
41. Попов В.Г. Гидрогеохимия и гидрогеодинамика Предуралья. М., 1985. 275 с.