

ТЕКТОНО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ В ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЗАПАДНО- СИБИРСКОГО БАССЕЙНА

М. Ю. Зубков

ООО «ЗапСибГЦ», г. Тюмень, ZubkovMYu@mail.ru

АННОТАЦИЯ

Рассмотрены эпигенетические минеральные ассоциации в составе юрских отложений Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна, имеющие гидротермальное происхождение. Реконструирован механизм формирования вторичной пористости и коллекторов в юрских осадках, а также последовательность гидротермального минералообразования. Предложен оригинальный способ поисков вторичных коллекторов тектоно-гидротермального происхождения.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА

Гидротермальные флюиды, эпигенетические минералы, Вторичная пористость, сейморазведка, тектонофизика, депрессионные зоны, термо- и бароаномалии.

TECTONIC AND HYDROTHERMAL PROCESSES IN JURASSIC DEPOSITS IN THE WEST-SIBERIAN BASIN

M. Yu. Zubkov

ZapSibRGC, LLC, Tyumen, ZubkovMYu@mail.ru

ABSTRACT

Epigenetic mineral associations of hydrothermal origin contained in the composition of Jurassic deposits in the West-Siberian petroleum basin observed. Jurassic post-depositional porosity and reservoir formation mechanism is reconstructed as well as the consequence of hydrothermal mineral growth. Innovative approach to the exploration of secondary porosity reservoirs of tectonic-hydrothermal origin is proposed.

KEY WORDS

Hydrothermal fluids, epigenetic minerals, secondary porosity, seismic exploration, tectonophysics, depression zones, temperature and pressure anomalies.

ВВЕДЕНИЕ

Высокоэнтальпийные флюиды, поднимающиеся по зонам тектонического дробления из недр Земли, воздействуют не только на окружающие их породы фундамента, но проникают и в осадочную толщу, где оказывают значительное воздействие на вмещающие их осадки. Процессы тектонического дробления, сопровождаемые гидротермальной деятельностью, взаимосвязаны, так как вызываются одной причиной — внедрением в кору магматических тел, поднимающихся, вероятно, из астеносферы. В породах, расположенных над таким телом, возникают напряжения, и при превышении значений предела прочности этих пород в них формируются разрывные нарушения и, как следствие, возникают зоны дробления. В зависимости от размеров и амплитуды поднятия магматического тела зоны напряжений, формирующиеся над ними, могут проникать высоко вверх, пронизывая весь осадочный чехол, и даже выходить на поверхность в виде зон просадок (типа грабенов) или систем трещин, или отдельных разрывных нарушений.

Поскольку породы, слагающие фундамент, обычно имеют очень низкие фильтрационно-емкостные свойства (ФЕС) и высокую прочность по сравнению с осадочными породами, и особенно с их песчано-алевритовыми разновидностями, то они в меньшей степени подвержены воздействию флюидов, отделяющихся от магматического тела, чем осадочные. В результате высокоэнтальпийные флюиды и мобилизованные ими поровые воды энергично проникают в пласты осадочного чехла, интенсивно их преобразуя.

Следы воздействия гидротермальных флюидов на юрские отложения исследованы в широком временном диапазоне — от нижнеюрских базальных осадков (шеркалинская и котутинская свиты) до верхнеюрских (васюганская, абалакская и баженовская свиты).

Тектонические движения, вызываемые поднимающимся магматическим телом, не только формируют зоны дробления, по которым осуществляется проникновение флюидов, отделяемых от этого тела в отложения осадочного чехла, но и своим теплом стимулируют процессы нефтегенерации, а также осуществляют функцию тектонического «насоса», заставляющего перемещаться поровые флюиды с одного участка (зона сжатия) на другой (зона разуплотнения), формируя в последнем залежи углеводородов (УВ) [9].

МИНЕРАЛЫ И МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ В ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Прежде чем начать изложение фактического материала, с целью упрощения его понимания сделаем некоторые пояснения и формализуем используемые термины. Высокоэнтальпийные флюиды (ВФ) — это высокотемпературная смесь (вероятно, $> 1000^{\circ}\text{C}$) отделяющихся от магматического тела газов и паров воды, находящихся в надкритическом состоянии. По мере их движения вверх они взаимодействуют с вмещающими породами, вовлекают в свой состав в первую очередь поровую воду, содержащуюся в них, вследствие чего формируются гидротермальные флюиды (ГФ).

Постепенно температура и давление этих флюидов уменьшаются, и при достижении критической точки флюид разделается на жидкую и газообразную фазы. Жидкую фазу будем называть гидротермальным раствором (ГР), газообразную — газом (Г) или паром (П), так как в составе газообразной фазы будет преобладать водяной пар. Для обозначения всех жидких и твердых производных органического вещества (нефть, битумы, гетеросоединения) вслед за В. Н. Муратовым (1954 г.) используем термин «нафтиды» (Н).

Самые нижние (базальные) отложения, залегающие непосредственно на породах фундамента, подвергаются при прочих равных условиях максимально интенсивным изменениям под действием ВФ, отделяющихся от магматического тела и мобилизованных ими из окружающих пород поровых вод. Именно базальные отложения первыми испытывают воздействие этих агрессивных флюидов.

Если базальные отложения представлены слабопроницаемыми породами типа фангломератов или осадками, в составе которых преобладают глинисто-алевритовые частицы и органическое вещество (ОВ), то под действием ВФ происходит их осветление и окремнение (рис. 1а–в). Судя по цвету обломков, входящих в состав фангломерата шеркалинской свиты (Талинская площадь, J_1), можно предположить, что в нем, наряду с зернами кварца, присутствуют как минимум микроклин (обломки мясо-красного цвета) и амазонит (зерна серо-зеленого цвета). Однако на самом деле, как показали результаты анализов, абсолютно все обломочные зерна, независимо от их цвета и формы, имеют чисто кварцевый состав (см. рис. 1а).

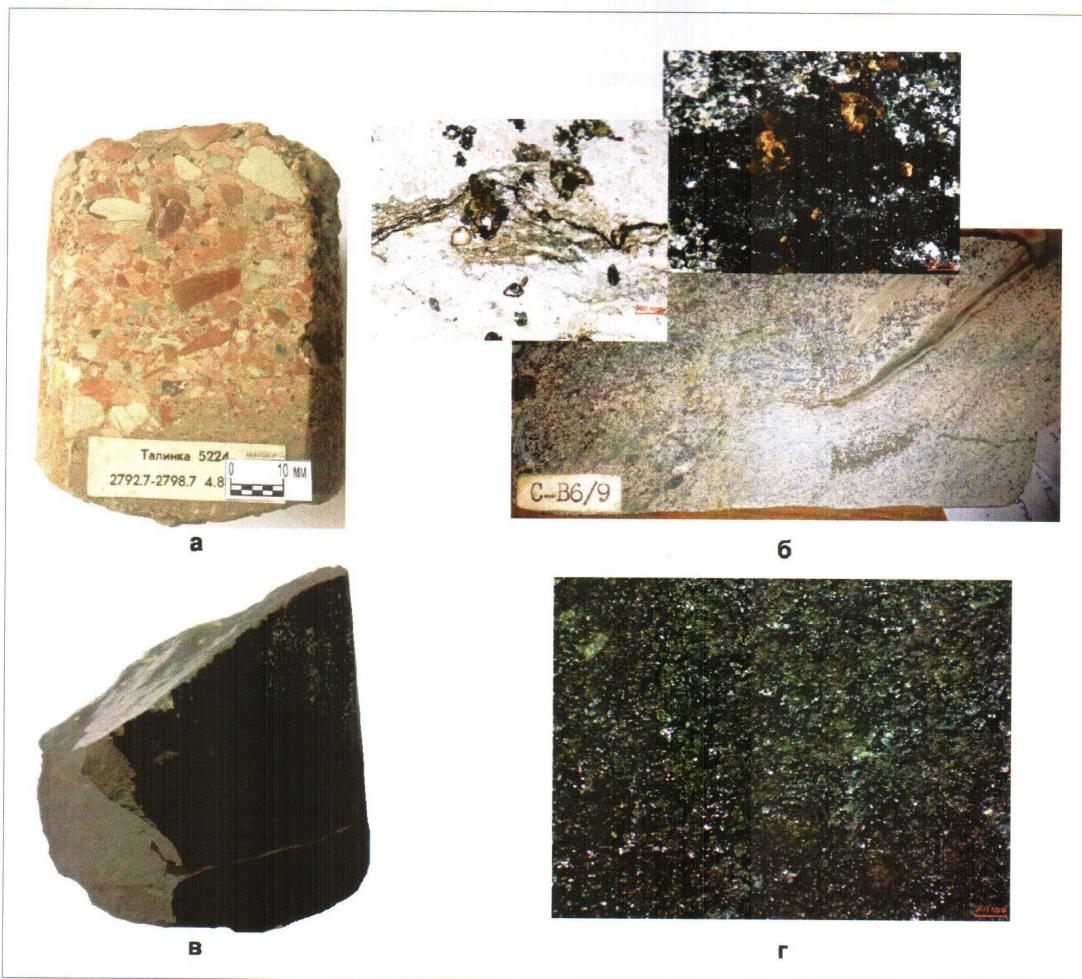


Рис. 1. Фотографии полноразмерных образцов нижнеюрских базальных отложений (а–в); прозрачных петрографических шлифов (врезка на рис. б), снятых без анализатора (слева) и с ним (справа); увеличенный фрагмент поверхности трещины с предыдущего снимка, покрытой пленкой битумов (г). Талинская площадь, скважина 5224 (а); Северо-Варьеганское месторождение, скважины 6П (б) и 9П (в, г)

Базальные отложения котухтинской свиты (Северо-Варьеганское месторождение, J_1), представленные глинисто-алевритовыми отложениями с большим или меньшим содержанием углефицированного растительного детрита, в той или иной степени осветляются под действием ВФ и, несмотря на «глинистый» облик и массу поверхностей и «зеркал» скольжения, характерных для глинистых отложений, имеют преимущественно кварцевый состав (рис. 1б, 1в). Содержание кварца в этих породах достигает 80–85 %, остальные минералы представлены каолинитом и/или диккитом (10–12 %), гидрослюдой (6–8 %) и сидеритом (4–6 %), в состав которого, судя по результатам элементного анализа, кроме Fe входят Ca, Mg и иногда Mn (см. рис. 1б, врезка с фотографиями петрографического шлифа).

В этих осветленных отложениях часто отмечаются тонкие субвертикальные трещины, на поверх-

ности которых присутствуют твердые, сильно метаморфизованные битумы черного цвета (см. рис. 1г). Причем нередко битумы расположены в виде овалов, «вложенных» друг в друга, число которых может достигать 5–6 (рис. 1г).

Рассматриваемые осадки обладают очень низкими ФЕС. Их пористость (K_p) не превышает 3–5 %, а проницаемость (K_{pr}) составляет менее 0.01 мД. Гидротермальные флюиды, воздействующие на рассматриваемые отложения, не вызывают заметного улучшения их ФЕС. Это объясняется главным образом малым объемом ГФ, проникающих в эти породы, что, в свою очередь, связано с их крайне низкими величинами K_p и K_{pr} , очень мелкими размерами основной массы зерен, слагающих эти породы, а следовательно, и пор, присутствующих между ними (см. рис. 1б, врезка).

При условии если базальные отложения представлены достаточно высокопроницаемыми пес-

чано-гравийными или песчано-алевритовыми отложениями, то ВФ легко проникают в них. Они смешиваются с поровыми водами и дают начало ГФ, если они находятся в надкритическом состоянии, или ГР и Г, если произошло разделение ГФ на жидкую и газообразную (парообразную) фазы. В этом случае наблюдается интенсивное выщелачивание неустойчивых в этих условиях обломков минералов и пород кислыми ВФ и/или ГФ (рис. 2). В первую очередь растворяются темноцветные минералы и плагиоклазы. Причем в том случае когда зерна плагиоклазов имеют неоднородный состав, например, если их внешняя часть обогащена альбитовым миналом, то сохраняется альбитовая оболочка. Центральная часть, более богатая анортитовым компонентом, интенсивно выщелачивается, и возникает дополнительная (вторичная) эпигенетическая емкость, которая в рассматриваемом случае прокрашивается смолой красного цвета (см. рис. 2а, 2б). При условии если обломки плагиоклазов или щелочных полевых шпатов представляли собой продукты распада твердых растворов на две фазы, например: плагиоклазы — на более основные (имеющие преимущественно кальциевый состав) и более кислые (обладающие натриевым составом), а щелочные — на калиевую (ортоклаз) и натровую (альбит), то менее устойчивая фаза выщелачивалась, а более устойчивая сохранялась. В результате такого избирательного растворения неустойчивых фаз возникали пористые, субпараллельно ориентированные «скелетные» образования, имеющие в случае выщелачивания анортитовой компоненты преимущественно альбитовый состав (рис. 2в), а если растворялись перитты, сложенные альбитом, то сохранялась более устойчивая ортоклазовая часть исходных зерен щелочных полевых шпатов (рис. 2г).

В результате интенсивного выщелачивания обломочные зерна приобретают «сотовый» облик. Они представлены обычно калиевыми полевыми шпатами, часто покрытыми тонкими чешуйками гидрослюды, которые образовались позднее (рис. 2д, 2е). Здесь же часто присутствуют эпигенетические (гидротермальные) минералы, представленные чаще всего каолинитом (диккитом) и кварцем (см. рис. 2д).

Из новообразованных гидротермальных минералов в рассматриваемых базальных отложениях (кроме кварца и каолинита и/или диккита) обычно присутствуют гидрослюда и мелкие кристаллы альбита, часто обрастающие альбитовые перитты, оставшиеся после выщелачивания плагиоклазов (рис. 3а, 3б). Очень редко встречается диаспор и мелкие кристаллы адуляра (рис. 3в, 3г).

Довольно устойчивым по отношению к кислым ГФ является окисел титана, обычно встречаю-

щийся либо в форме многочисленных, плохо окристаллизованных мелких зерен, образующихся за счет инконгруэнтного растворения ими титансодержащих минералов, например сфена, либо в виде «скелетных» зерен ильменита или титаномагнетита, представляющих собой структуры распада твердых растворов окислов титана и железа, из которых ГФ полностью выщелачивают железистую составляющую, оставляя нетронутой окись титана (рис. 3д, 3е).

При условии если предположить, что в пределах Талинской площади источники терригенного материала не менялись в процессе накопления осадков шеркалинской и перекрывающей ее тюменской свит, то, сравнивая минеральный состав песчано-гравийных отложений шеркалинской свиты и присутствующих в ее составе глинисто-алевритовых прослоев, а также песчаников тюменской свиты, можно оценить характер изменений в минеральном составе базальных песчано-гравийных отложений под действием ГФ (табл.).

Из таблицы следует, что в базальных отложениях шеркалинской свиты (пласти ЮК_{10–11}) главным минералом, слагающим их обломочную часть, является кварц (в среднем 90 %). В глинисто-алевритовых прослойках, входящих в состав тех же отложений, кварцевых обломков в два раза меньше, а в песчано-алевритовых осадках тюменской свиты их чуть больше половины всех обломков, присутствующих в них. Напротив, полевые шпаты в продуктивных отложениях шеркалинской свиты присутствуют в виде незначительной примеси (около 2 %), тогда как в глинисто-алевритовых прослоях их в среднем больше в два раза, а в перекрывающих песчано-алевритовых отложениях тюменской свиты их содержание выше в 13 раз (см. табл.). Поэтому обломков кварцевого состава в рассматриваемых песчано-гравийных базальных отложениях больше, чем полевошпатовых, в 45 (!) раз, тогда как в глинистых прослоях того же возраста в 11.5 раза, а в песчаниках тюменской свиты всего в 2 раза (см. табл.). Карбонатных и глинистых минералов в тех же базальных отложениях меньше всего, причем и те и другие имеют почти исключительно эпигенетическое (гидротермальное) происхождение [7]. В пластах ЮК_{10–11} основными глинистыми минералами являются каолинит и диккит. Гидрослюды и смешаннослойные минералы (ССО) присутствуют в виде небольшой примеси, а хлорит — лишь в виде интенсивно измененных терригенных обломков. В одновозрастных глинистых прослоях каолинит имеет исключительно терригенное происхождение, а в вышележащих песчаниках тюменской свиты он представлен двумя разновидностями —

Таблица

**ЛИТОЛОГО-КОЛЛЕКТОРСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОДУКТИВНЫХ ПЛАСТОВ
И ГЛИНИСТЫХ ПРОСЛОЕВ ТАЛИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ПО [7])**

Вещественный состав пород, %			Относительное содержание глинистых минералов, %			Коллекторские свойства					
кварц	полевые шпаты	карбонаты	глинистые минералы	смешанно-слойные	гидрослюдя (мусковит)	хлорит*	каолинит, диккит**	пористость, %	проницаемость, мД	остаточная водонасыщенность, %	
Песчаники и алевролиты пластов ЮК₄₋₉											
55	26	8	11	2.1	12	26	12	50	12	-	80
44-75	5.6-47	0.5-31	0.9-32	5-20	10-40	5-20	40-70	5-17	0.01-18	41-87	
Песчаники и гравелиты пластов ЮК₁₀₋₁₁											
90	2	Следы	8	45	5	8	4	83	14	-	40
60-96	1-3	0-5	1-15	0-10	5-15	0-10	75-95	6.5-21	0.2-2600	8-85	
Глинистые прослои в пластах ЮК₁₀₋₁₁											
46	4	2-3	48	11.5	13	30	17	40	-	-	40
36-59	2-5	35-61	10-15	10-15	20-40	10-30	30-60	-	-	-	

Примечания: *хлорит присутствует только в виде терригенных обломков;

**диккит присутствует только в пластах ЮК₁₀₋₁₁:
в числителе — среднее значение, в знаменателе — пределы изменения параметра.

терригенной и эпигенетической, заполняющей поровое пространство тюменских песчаников. Диккит в тех и других отложениях полностью отсутствует [7].

Несмотря на то, что Кп шеркалинских песчано-гравийных отложений выше тюменских песчаников в среднем всего на 2 %, их Кп на несколько порядков превышает Кп первых (см. табл.). Остаточная водонасыщенность (Кво) шеркалинских продуктивных отложений меньше таковой у тюменских песчаников в среднем в два раза (см. табл.). Отмеченные особенности коллекторских свойств шеркалинских песчано-гравийных отложений обусловлены именно воздействием на них ГФ [7].

Оказывается, что установленные особенности ФЕС песчано-гравийных отложений шеркалинской свиты напрямую зависят от относительного содержания в составе глинистого цемента каолинита (диккита) [7]. С ростом их относительного содержания наблюдается увеличение пористости базальных отложений и уменьшение их остаточной водонасыщенности (рис. 4а). Причем улучшение ФЕС рассматриваемых отложений напрямую зависит от относительной концентрации именно диккита, а не каолинита, что хорошо видно из литолого-петрофизического разреза по скважине 5269 Талинской площади (рис. 4б) [7].

Карбонатные минералы в базальных отложениях встречаются в небольшом количестве. Они характеризуются двумя основными разновидностями: кальцитом с довольно значительной примесью в его составе Mg и Fe и сидеритом, также представляющим собой твердый раствор карбонатных минералов, в котором помимо Fe присутствуют Mg, Ca и незначительная примесь Mn (рис. 5а–в). Сидерит присутствует не только в виде хорошо окристаллизованных массивных агрегатов, но и в форме мелких разрозненных, плохо ограниченных зерен, обычно ассоциирующихся с терригенными обломками темно-цветных слюд и хлоритов за счет инконгруэнтного растворения ГФ, в которых он и образуется (рис. 5б, 5в).

Еще реже в рассматриваемых отложениях встречаются сульфиды, которые, судя по характеру своего взаиморасположения с окружающими их минералами, отлагались одними из последних. Из них наиболее распространенным является октаэдрический пирит, гораздо реже отмечаются халькопирит, сфалерит и галенит (рис. 5г–е, рис. 6а).

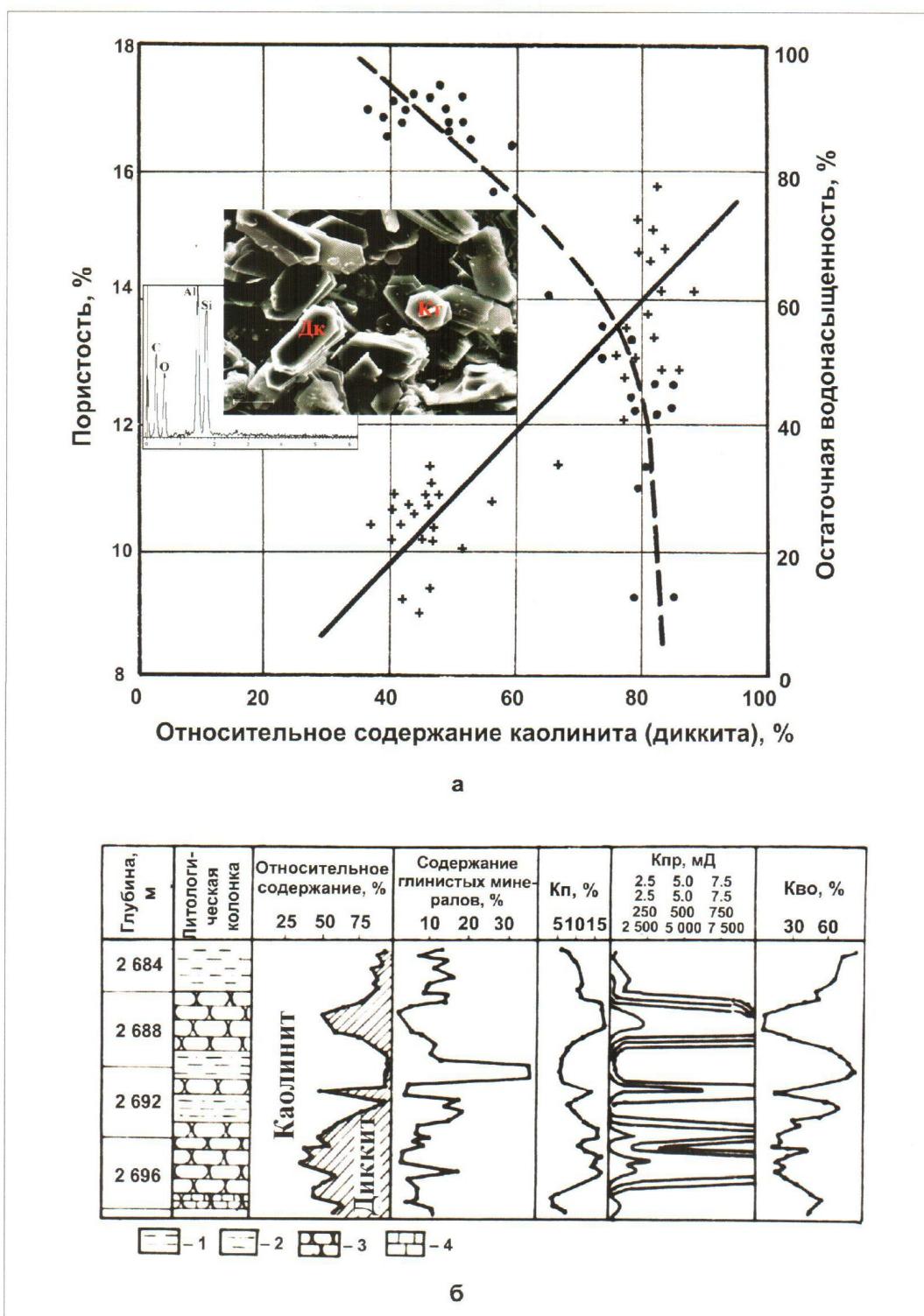
Из сульфатов наиболее часто встречаются эпигенетический барит, гораздо реже — ангидрит, а из фосфатов — апатит, гойяцит ($\text{SrAl}_3[\text{PO}_4](\text{PO}_3\text{OH})(\text{OH})_6$) и монацит (рис. 6б–г), причем последние часто ассоциируют либо

с карбонатами, либо с битумами (см. рис. 6в и 6г соответственно).

В том случае когда базальными являются более молодые отложения, например средне- или верхнеюрского возраста, и в них из фундамента проникают ВФ, то с ними происходят такие же превращения, как и в рассмотренных выше нижнеюрских осадках. То же самое справедливо и в том случае, когда молодые отложения содержат в своем составе песчаные отложения с достаточно высокими ФЕС, а более древние осадки сложены флюидоупорами. В этой ситуации ВФ или ГФ по субвертикальным трещинам, образовавшимся в более древних отложениях, легко проникают в перекрывающие их молодые осадки, слабо взаимодействуя с более древними отложениями.

В средне- и верхнеюрских песчаниках, так же как и нижнеюрских отложениях, наблюдается интенсивное выщелачивание неустойчивых минералов и обломков пород с образованием пластинчатых и «скелетных» или «сотовых» форм, сложенных преимущественно щелочными полевыми шпатами, на которых (и/или рядом) располагаются многочисленные агрегаты гидрослюды и каолинита (и/или диккита), имеющих гидротермальное происхождение (рис. 7). В результате инконгруэнтного растворения неустойчивых минералов образуются кварц (в виде регенерационных каемок и самостоятельных кристаллов), каолинит (диккит), гидрослюды и ССО (см. рис. 7).

Для рассматриваемых отложений характерно присутствие так называемых аргиллизированных обломочных зерен, образующихся вследствие метасоматического (псевдоморфного) замещения под действием ВФ (ГФ) исходных обломков неустойчивых минералов или пород эпигенетическими минералами или их ассоциациями. Термин аргиллизит (А) подразумевает, что эта порода сложена глинистыми минералами, так как происходит от однокоренного слова «аргиллит». Действительно, поскольку аргиллизит является результатом инконгруэнтного растворения и перекристаллизации тех же неустойчивых минеральных фаз, которые были рассмотрены выше, то продуктами их замещения являются в первую очередь каолинит (диккит), гидрослюды, ССО и кварц, реже альбит. Аргиллизит представляет собой мелко-зернистые, довольно рыхлые зерна, сложенные преимущественно глинистыми минералами, среди которых преобладает каолинит (рис. 8). В зернах аргиллизита присутствуют многочисленные очень мелкие поры, заполненные связанной водой, поэтому от их количества напрямую зависит величина остаточной водонасыщенности пород, в состав которых они входят.



Условные обозначения:

- 1 — глина;
- 2 — алевролит;
- 3 — песчаник;
- 4 — карбонатность (по [7]).

Рис. 4. Зависимости пористости (+) и водоудерживающей способности (•) образцов, отобранных из пластов ЮК₁₀₋₁₁, от относительного содержания каолинита (Кт) и /или диккита (Дк) в составе глинистого цемента (а) и литолого-петрофизический разрез по скважине 5269 Талинской площади, пласт ЮК₁₀ (б). На врезке (а) приведен снимок РЭМ с кристаллами диккита (Дк) и каолинита (Кт)

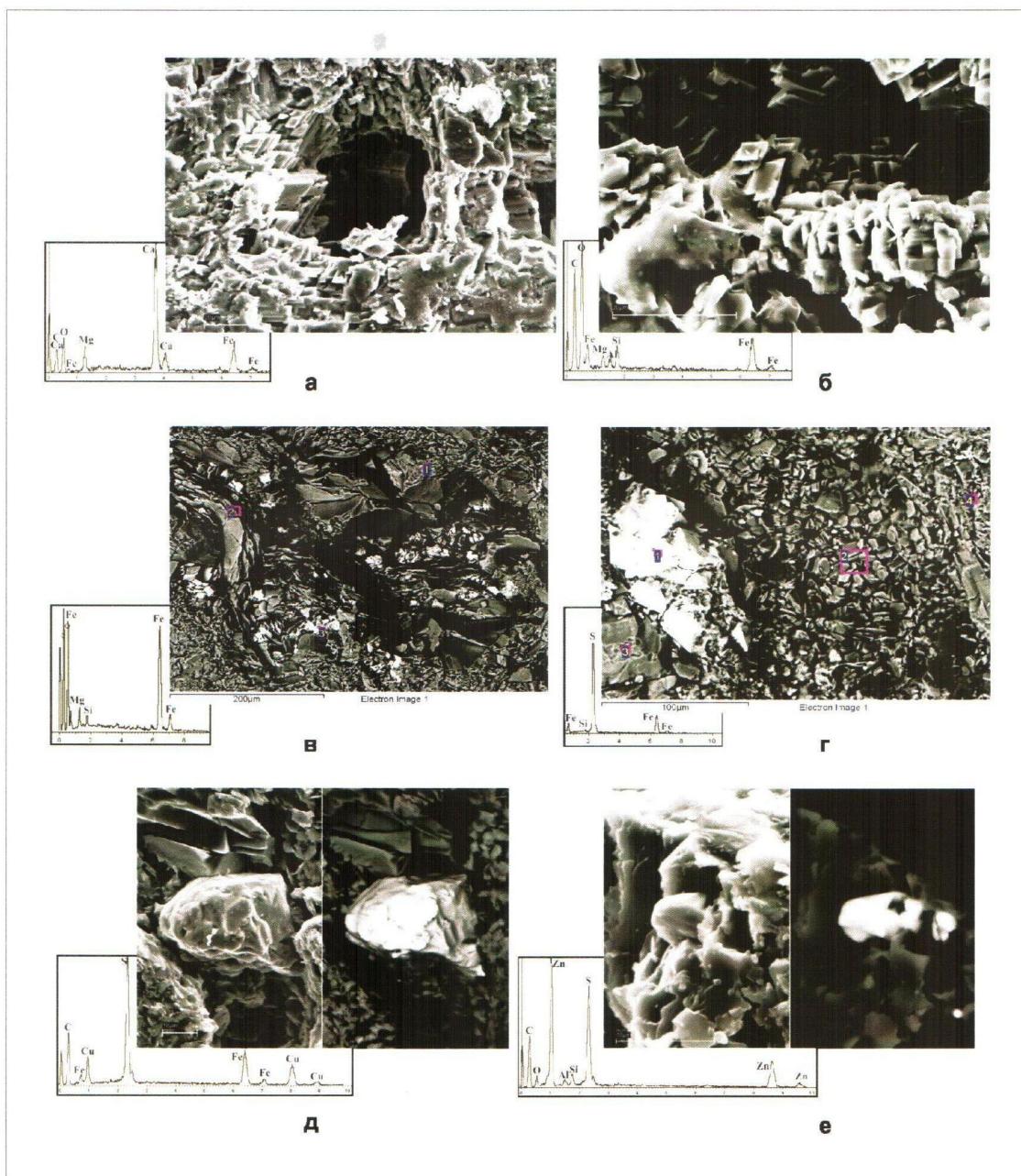


Рис. 5. Снимки РЭМ минералов гидротермального происхождения и их элементные спектры: кальцит (а); сидерит (б, в); октаэдрический пирит (г); халькопирит (д); сфалерит (е). Снимки (в, г) и правые половины снимков (д, е) сделаны в режиме КОМПО, в котором сидерофильные и халькофильные минералы выделяются самыми светлыми оттенками светло-серого цвета. Шеркалинская свита, Красноленинское месторождение

Весьма необычные породы встречены в составе пласта Ю₁⁰ (верхняя юра) в пределах Ахтамарского и Грибного месторождений. Эти породы сложены исключительно одним мелкокристаллическим кварцем. В них отмечаются многочисленные каверны и полости, поверхность которых покрыта его прекрасно ограненными кристаллами (рис. 9а, 9б). Основная часть пор и микропустот занята темно-бурым сильно

метаморфизованным битумом. Лишь в наиболее крупных пустотах присутствует открытая емкость, прокрасившаяся голубой (рис. 9а, врезка, 9в) и красной (рис. 9г) смолой. В рассматриваемых кварцитоподобных породах иногда присутствуют углефицированные остатки растительного детрита с сохранившейся клеточной микроструктурой, на которых часто располагаются прекрасно ограненные кристаллы кварца (рис. 9в–д).

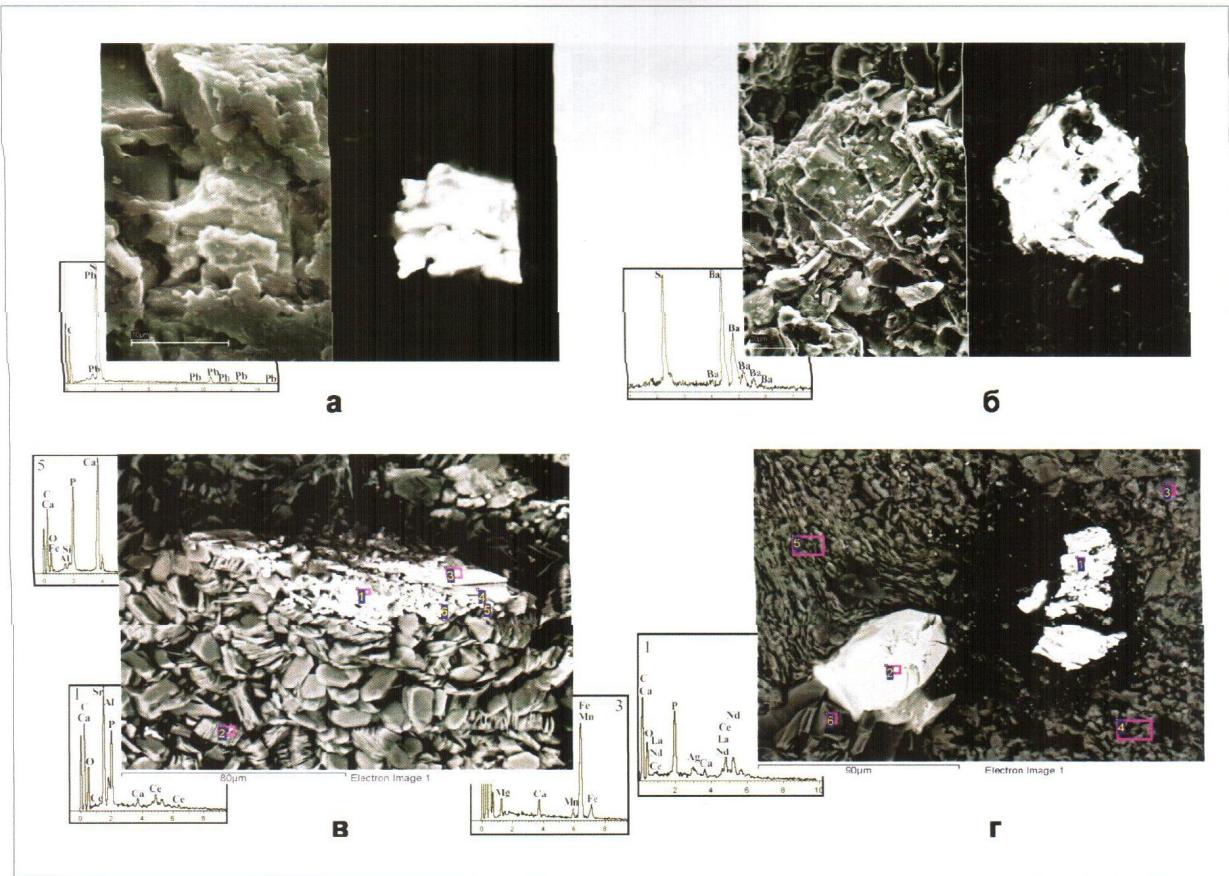


Рис. 6. Снимки РЭМ и элементные спектры эпигенетических сульфидов (а), сульфатов (б) и фосфатов (в, г): галенит (а); барит (б); апатит и гойяцит с сидеритом (в); монацит в битуме (г). Шеркалинская свита, Красноленинское месторождение

Здесь же встречаются псевдоморфозы пирита по растительным остаткам (рис. 9е).

Пирит также часто присутствует в виде прекрасно ограненных кристаллов (рис. 10а, 10б). С ним иногда ассоциируют более поздний по времени образования сульфид серебра (рис. 10в). Изредка встречаются тонкие длинные кристаллы миллерита (рис. 10г). Отмечаются мелкозернистые агрегаты сульфидов меди и олова, находящихся, скорее всего, в форме твердых растворов (рис. 10д), а также соединения серы, палладия и меди, вероятно, в форме твердых растворов сульфидов этих металлов (рис. 10е).

В нижнеуральских отложениях, так же как и в средне- и верхнеуральских осадках, часто присутствуют эпигенетические карбонатные минералы, представленные преимущественно кальцитом и сидеритом с большим или меньшим содержанием в них примесей всех «карбофильных» элементов (Mg, Ca, Fe и Mn). Мы не будем здесь подробно останавливаться на особенностях морфологии и состава этих минералов, но одну необычную разновидность

сидерита с небольшой изоморфной примесью Mg, Ca и Mn все же рассмотрим.

Эта разновидность сидерита имеет необычную — «сноповидную» форму: как будто отдельные зерна сложены многочисленными длинными тонкими кристаллами, плотно прилегающими друг к другу (рис. 11а). Поскольку рассматриваемый снимок сделан в режиме КОМПО, то на нем хорошо видны длинные тонкие кристаллы сидерита, выделяющиеся светло-серым цветом на окружающем их более темном фоне (см. рис. 11а). Следует обратить внимание на тот факт, что кроме светло-серых кристаллов сидерита в составе рассматриваемых агрегатов выделяются и темно-серые, почти черные участки (см. рис. 11а). Анализ элементного спектра, полученного со «сноповидного» сидерита, расположенного в центре снимка, показал, что кроме элементов, входящих в состав собственно сидерита, отмечается высокий фон и пик серы. Это однозначно свидетельствует о присутствии в составе описываемого агрегата серосодержащего битума

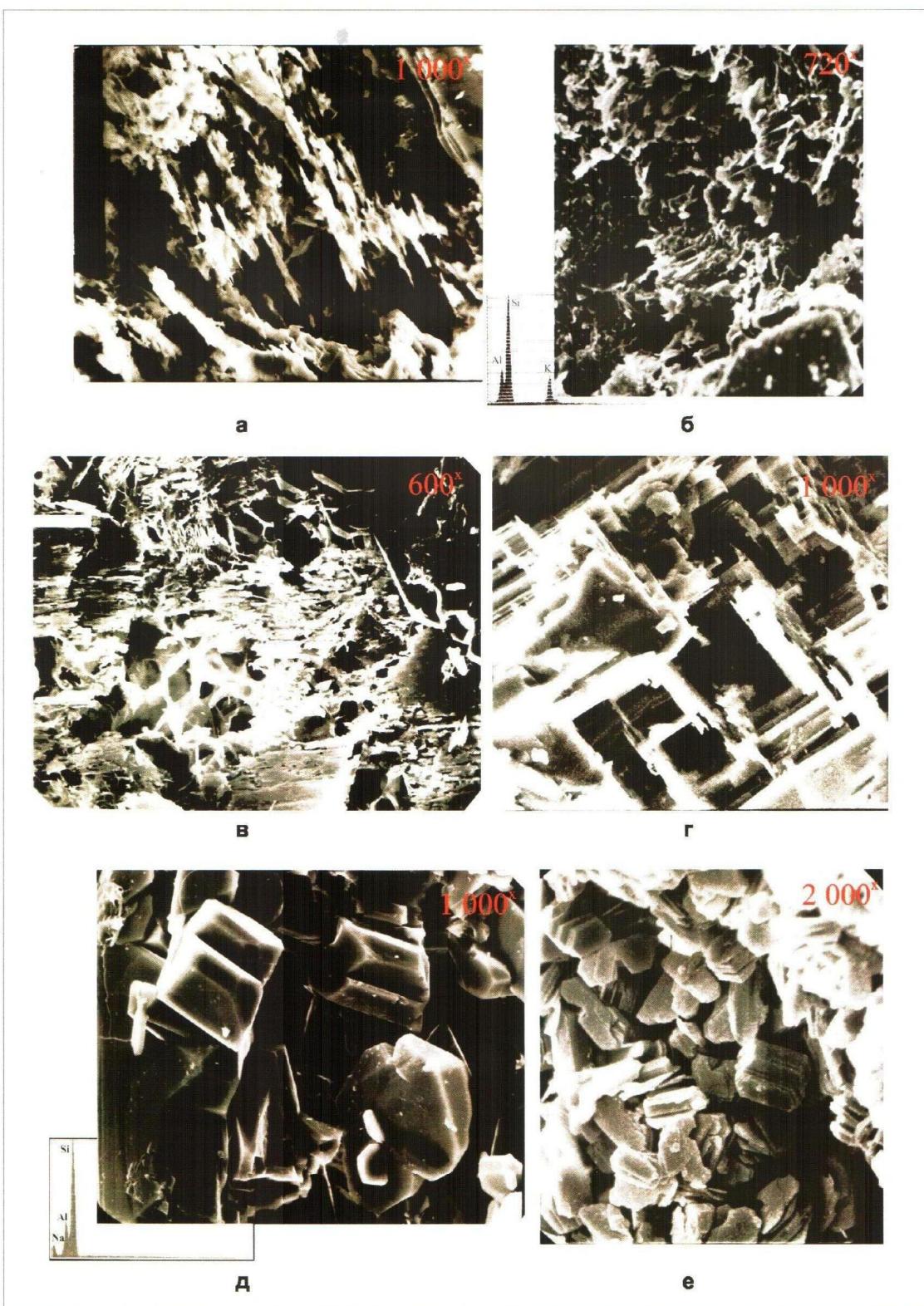


Рис. 7. Снимки РЭМ и элементные спектры образцов, отобранных из среднеюрских (б, в, д, е) и верхне-юрских (а, г) отложений: интенсивно растворенный щелочной полевой шпат с остатками калиевой разновидности и эпигенетической гидрослюдой (а, б); выщелоченный участок, на котором присутствует «сотовый» агрегат гидрослюды (в центре снимка) и многочисленные пластинчатые агрегаты каолинита и кристаллы (вверху справа) кварца (в); выщелоченное зерно плаagiоклаза с оставшимся каркасом, сложенным альбитовыми пертитами (г); эпигенетические кристаллы альбита (д); агрегаты порового каолинита и диккита (е). Узбекское (а, г), Славинское (б), Ахтамарское (в, д) месторождения и Ем-Его́вская площадь (е)

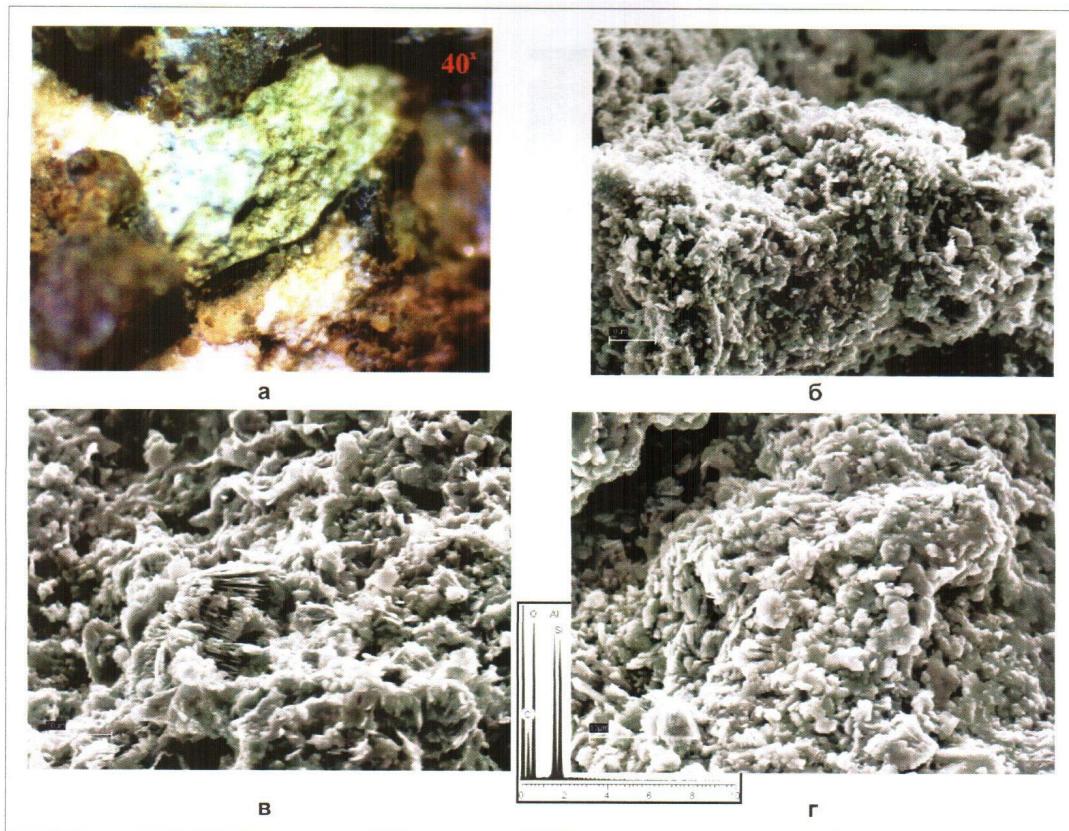


Рис. 8. Фотография фрагмента образца (а) и снимки РЭМ (б–г) с аргиллизированными обломками в средненорских отложениях; под снимком (г) приведен элементный спектр, полученный с его площади. Тальниковое (а) и Славинское (б–г) месторождения, тюменская свита

(тиобитума). Кроме того, в виде незначительной примеси (по наличию малоамплитудных пиков Al и Si) отмечается также наличие и каолинита, окружающего описываемые образования (см. рис. 11а). Исследование этих агрегатов в петрофикационных шлифах показало, что они имеют сложное строение: в центральной части находится битум, причем часто в виде небольшой капли (рис. 11б). Внешняя же часть битумного микроягрегата покрыта тонкими, длинными, субпараллельно ориентированными кристаллами сидерита (см. рис. 11б). Описываемые микроагрегаты неравномерно распределены в порах песчаников. Отмечаются участки с небольшой их концентрацией, как, например, на рисунке 11б, но встречаются поры, практически полностью заполненные этими необычными образованиями (рис. 11в).

Как правило, нефть, содержащаяся в порах песчаников, растекается по поверхности обломочных зерен, а также глинистым или карбонатным минералам, слагающим цемент тонкой пленкой, невидимой даже в электронный микроскоп. Однако если в центральной части пор при-

сутствует достаточно вязкая, с высоким содержанием асфальто-смолистых компонентов остаточная нефть, то при высыхании поровой воды первоначально сферические (в пластовых условиях) капли такой нефти растекаются по поверхности поровых минералов в виде своеобразного блинновидного «покрывала» (рис. 11г). Вполне возможно, что эти микрокапли остаточной нефти присутствуют в пласте в виде нефтяной эмульсии. Ориентировочные размеры таких капелек эмульсии составляют около 10 мкм.

В зависимости от термодинамических условий и в первую очередь от величины температуры ВФ или ГФ нафтиды, присутствующие в порах пород-коллекторов, сорбируются на их поверхности либо путем физической, либо химической сорбции, покрывая их тонкой пленкой (рис. 11д, 11е). До экстракции, независимо от типа сорбции нафтидов (чаще всего это поверхностно активные смолы и асфальтены), такие породы являются гидрофобными. После экстракции, в случае если наблюдалась физическая сорбция нафтидов, поверхность минералов вновь при-

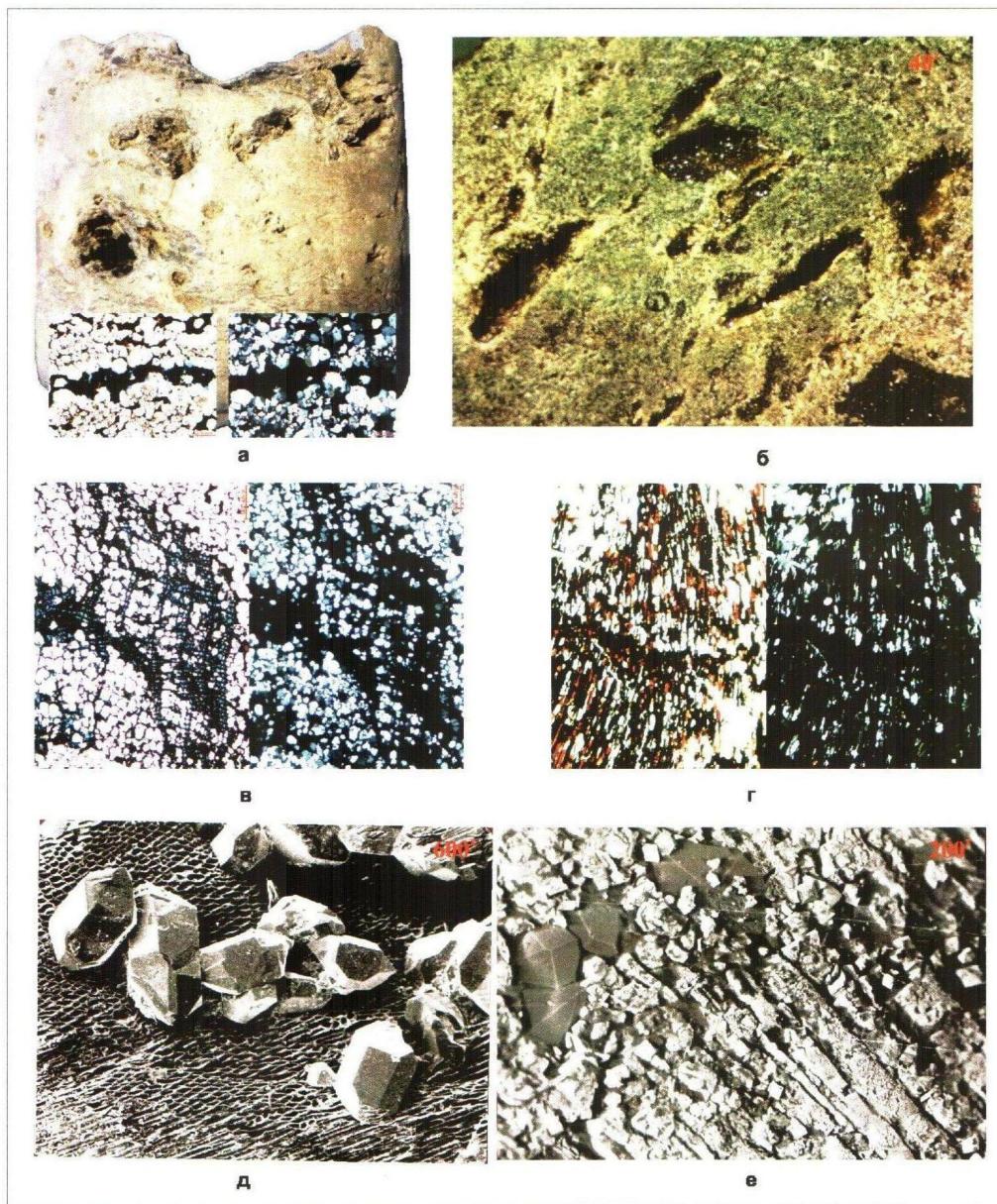


Рис. 9. Фотографии полноразмерного образца (а), его фрагмента (б), прозрачных петрографических шлифов (в, г и врезка на а), снятых без анализатора (слева) и с ним (справа); снимки РЭМ (д–е) образцов, отобранных из пласта Ю₁⁰ (Васюганская свита) Грибного (а–в) и Ахтамарского (г–е) месторождений

обретала гидрофильные свойства, а если происходила химическая сорбция, то гидрофобизация становилась необратимой, и даже после длительной экстракции гидрофильные свойства к таким породам не возвращались [11]. Поверхность минералов, на которых под действием ВФ и/или ГФ осуществлялась необратимая гидрофобизация, характеризуется своеобразной сетчатой микротекстурой «усыхания». Такую микротекстуру им придают химически сорбированные гетеросоединения, из которых в результате высокотемпературного воздействия

флюидов были удалены наиболее летучие компоненты (см. рис. 11д, 11е) [6].

Результаты влияния ВФ и ГФ на самые молодые, верхнеюрские осадки, представленные отложениями абалакской и баженовской свит, здесь детально не рассматриваются. Они представлены в многочисленных публикациях, посвященных этим отложениям и способам поисков в них УВ залежей, возникших, по мнению автора, в результате тектоно-гидротермальных процессов, протекавших в этих отложениях [12, 13].

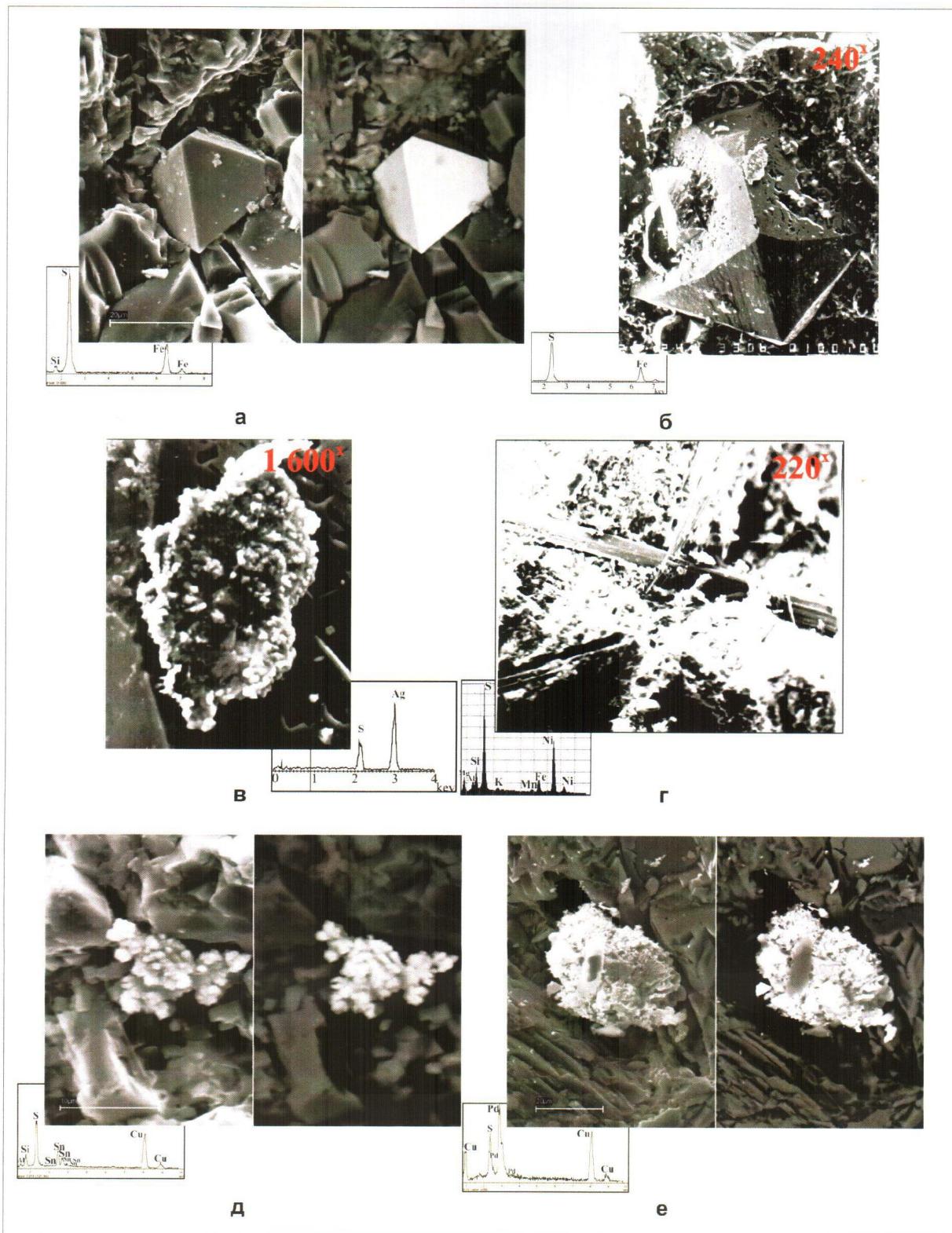


Рис. 10. Снимки РЭМ и элементные спектры присутствующих на них объектов: кристаллы октаэдрического пирита (а) (J_2 Южно-Парусовая площадь); сросток кристаллов пирита (б) (J_2 Узбекское месторождение); увеличенный фрагмент центральной части предыдущего снимка с мелкозернистым агрегатом акантита (в) (Ag_2S); тонкие длинные кристаллы миллерита (г) (J_2 Северо-Даниловское месторождение); мелкокристаллический агрегат сульфида меди и олова (д) (J_2 Ямбургская площадь); мелкозернистый агрегат сульфида меди и палладия (е) (J_2 Южно-Парусовая площадь). На снимках (д, е) левая часть получена в обычном режиме, а правая — в КОМПО

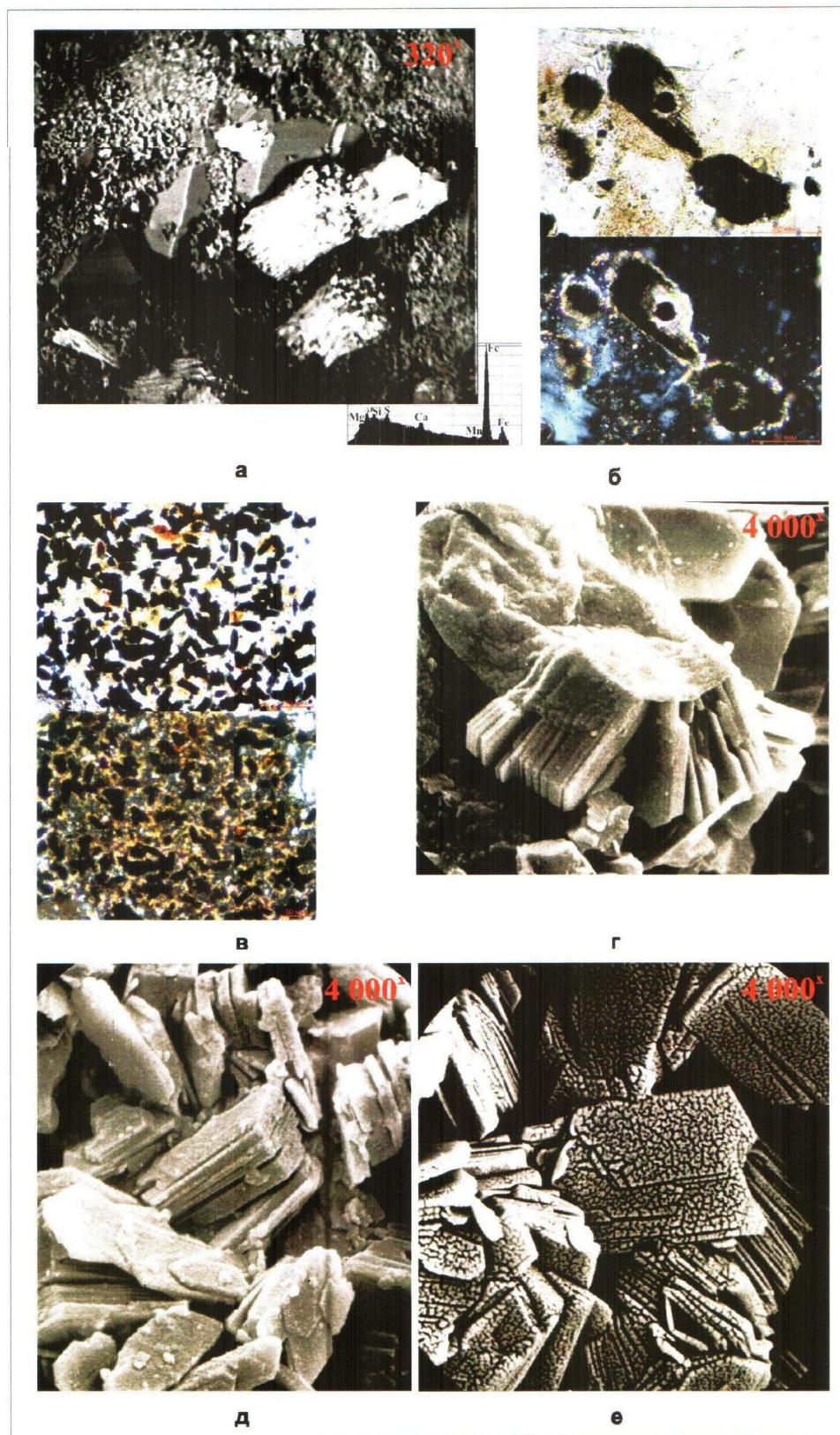


Рис. 11. Снимки РЭМ (а, г–е) и фотографии петрографических шлифов (б, в), снятые без анализатора (вверху) и с ним (внизу): «сноповидные» агрегаты сидерита светло-серого цвета, снятые в режиме КОМПО, и их элементный спектр (а); отдельные (б) и многочисленные (в) зерна «сноповидного» сидерита; капля вязкого битума, растекшаяся по поверхности поликристаллического агрегата диккита (г); агрегаты порового диккита (д, е), покрытые тонкой пленкой битумов со слабо (д) и явно (е) выраженной структурой «усыхания». Узбекское месторождение (J_3) (а–в); Ем-Еговская (J_2) (г, д) и Талинская (J_1) (е) площади

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

К сожалению, состав глубинных флюидов изучен недостаточно хорошо. Подавляющее большинство проанализированных жидким и газообразных проб отобрано в приповерхностных условиях, а потому в большей или меньшей степени гидротермальные растворы разбавлены атмосферными и/или грунтовыми водами, а в пробах газа присутствует примесь воздуха. Кроме того, существуют представления о том, что компонентный состав флюидов, отделяющихся от оставшегося магматического тела, зависит от его состава, температуры и глубины, на которой оно находится [15–17, 19, 21, 24, 25]. Скорее всего, флюиды, отделяющиеся от магматических тел на различных участках Западно-Сибирской плиты, имеют различный состав.

По данным петрологов, в магме, в зависимости от ее состава, содержание воды изменяется в широких пределах (0.2–10 %) [3, 15, 16, 19, 21, 24, 25]. Летучие компоненты (помимо паров воды, являющейся обычно главной составляющей вулканических газов) представлены CO_2 , CO , H_2 , HCl , HF , SO_2 , H_2S , NH_3 , N , COS , CH_4 , HCNS , SiF_4 , $\text{B}(\text{OH})_2$, O_2 (!) и благородными газами [1–3, 15–17, 19, 21–25]. Причем в зависимости от стадии дегазации магмы состав газа изменяется в широких пределах. Тем не менее вторичные (тектоно-гидротермальные) процессы приводят к формированию близких по набору минеральных фаз и их ассоциаций, кроме того, последовательность их образования, как мы убедимся ниже, также в большинстве случаев сохраняется.

На набор образующихся минеральных ассоциаций и процессы нефтегенерации огромное влияние оказывают не только состав ВФ, но и активность или подвижность входящих в их состав летучих компонентов, определяющих их кислотно-щелочные и окислительно-восстановительные свойства. Можно предположить, что благодаря присутствию в ВФ кислых компонентов (HCl , HF , H_2SO_4 и др.), а также высокой подвижности протона (H^+) первые порции флюидов, отделяющихся от магматического очага, имеют явно выраженные кислотные свойства (очень низкие значения pH). В итоге наблюдается кислотное выщелачивание пород, через которые они движутся [3, 5, 7, 10, 13–17, 19, 21–25]. Затем в результате их реакции с окружающими породами их кислотность уменьшается, и они становятся практически нейтральными или даже слабощелочными [3, 21, 23, 24].

Это касается и более подвижного водорода, который, опережая кислород, поднимаясь в составе ВФ, активно реагирует с ОВ (керогеном), входящим в состав юрских осадков,

вызывая их гидрирование, то есть делая его более восстановленным и благоприятствуя процессам нефтегенерации. Высокое давление и температура, существующие в ВФ и ГФ, способствуют процессам гидрирования ОВ, так как энергия активации этой реакции достаточно велика. Исследования В.И. Молчанова подтверждают реальность протекания реакций гидрирования в осадочной толще, так как по его данным ОВ вовсе не донор, а напротив — акцептор водорода [20].

Процесс окисления, так же как и ощелачивания, немного запаздывает по времени, поэтому кислород, растворенный в ВФ и/или ГФ, главным образом окисляет оставшиеся на месте углефицированные остатки (растительный детрит) и слабо взаимодействует с нафтидами, образовавшимися чуть раньше, по двум причинам. Во-первых, потому что они (H) успели уйти «вперед» и находятся на некотором удалении от пришедшего им на смену флюида, содержащего в своем составе кислород, и, во-вторых, из-за большей устойчивости H по сравнению с керогеном к процессам окисления.

Рассмотрим диаграмму фазовых равновесий в системе координат $\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ и $\lg[\text{K}^+]/[\text{H}^+]$ при 250 °C и 100 Мпа, чтобы разобраться в минеральных ассоциациях и последовательности их образования в гидротермальных условиях (рис. 12а). Все минералы, присущие на этой диаграмме, были встречены в исследованных нами образцах (см. рис. 2, 3, 7, 11г–е). Из диаграммы следует, что для образования того или иного минерала неважно, какие именно из перечисленных выше компонентов будут создавать, например, кислую среду в ВФ или ГФ, важна лишь сама величина pH флюида и концентрация в нем щелочей (см. рис. 12а).

По существующим в настоящее время представлениям о составе ВФ, отделяющихся от магматического очага, они характеризуются очень низкими значениями pH из-за высокого содержания в них кислых компонентов (главным образом HCl и HF) и низкой минерализацией, а также имеют преимущественно Na-Cl состав [15–17, 21, 25].

Из-за низкой минерализации, высокой температуры и чрезвычайно кислых свойств первые порции ВФ и/или ГФ интенсивно растворяют окружающие (вмещающие) их породы, вследствие чего в них (например, в песчаниках) формировалась дополнительная емкость (см. рис. 2, 3, 7, 9). Здесь необходимо обратить внимание на то, что все породообразующие минералы, кроме кварца, характеризуются инконгруэнтной растворимостью в ВФ и/или ГФ. Элементы, слагающие тот или иной минерал, переходят в раствор с нарушением их стехиометрии. Кислые слабоми-

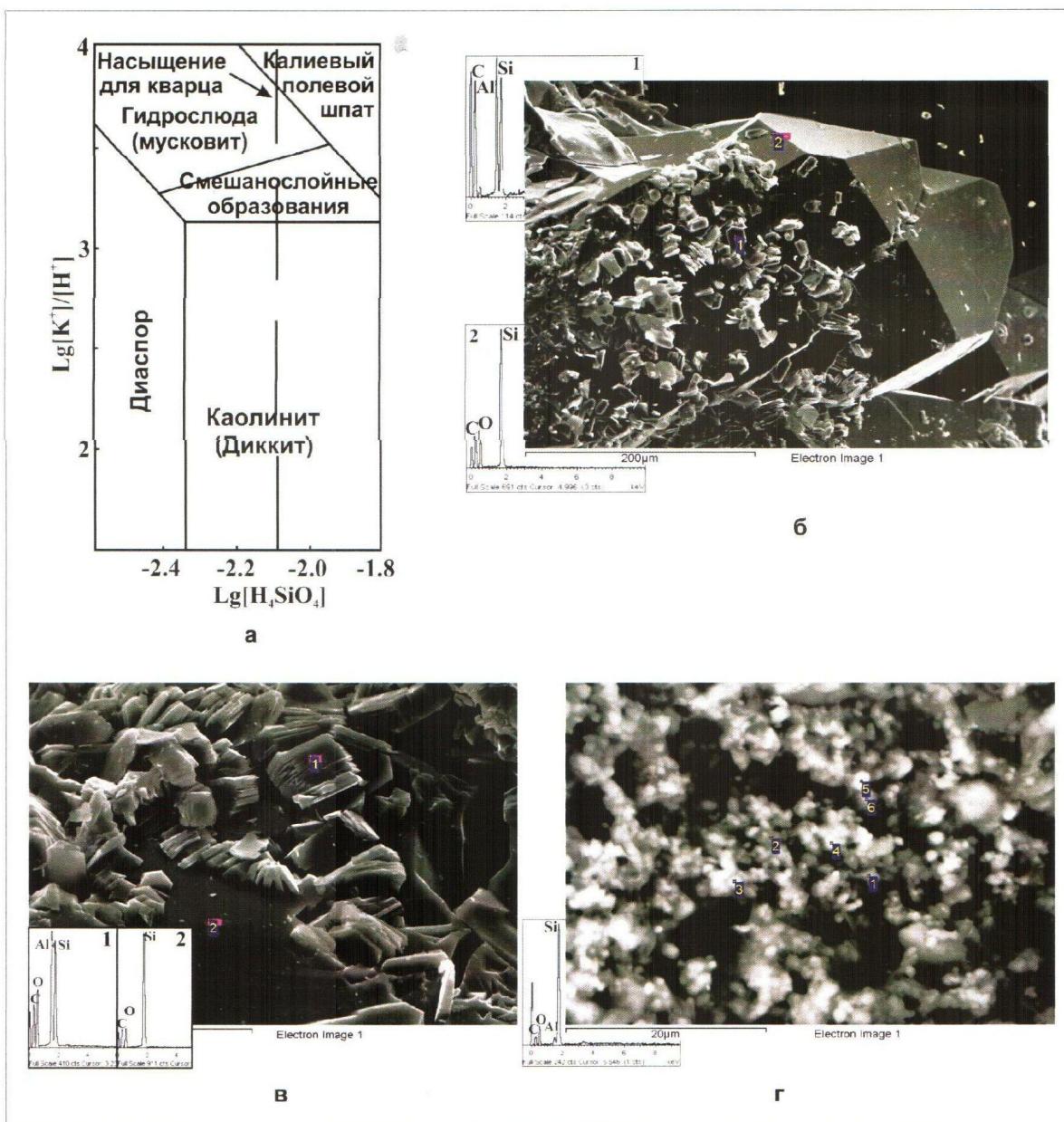
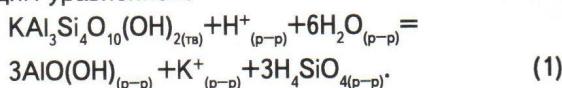


Рис. 12. Диаграмма соотношений минералов в системе $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ при $250^\circ C$ и 100 МПа в координатах $\lg [H_4SiO_4]$ и $\lg [K^+]/[H^+]$ (а); снимки РЭМ кристаллов кварца с расположенным на их поверхности агрегатами каолинита, диккита (б, в) и микроглобулярным кварцем (г). Тюменская свита, Восточно-Ингинский ЛУ

нерализованные ВФ и ГФ интенсивно выщелачиваются из исходных минеральных обломков K, Na, Ca, Mg, Fe, Al [3, 5, 7, 10, 12, 15–17, 21, 23–25]. Напротив, растворимость Si в них очень низкая, поэтому они быстро им насыщаются, и выделяющийся при инконгруэнтном растворении полевых шпатов, слюд, хлоритов и других неустойчивых в этих условиях алюмосиликатов кремнезем кристаллизуется здесь же в виде кварца. Происходит окремнение исходной породы, формируются

практически мономинеральные кварцевые породы, напоминающие собой по составу и механизму образования вторичные кварциты [7, 10]. Именно такие породы встречены в составе базальных отложений котухтинской свиты Северо-Варьеганского месторождения, шеркалинской свиты (пласты ЮК_{10–11}) Красноленинского месторождения, васюганской свиты (пласт Ю₁⁰) Ахтамарского и Грибного месторождений (см. рис. 1а–в, 9а–д).

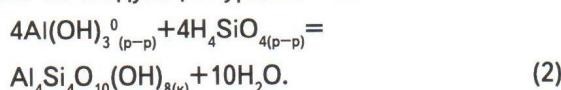
С учетом внешнего вида листоватых микротретиков диаспора (см. рис. 3в) можно предположить, что он представляет собой псевдоморфные образования по слюде в соответствии со следующим уравнением:



Его образование происходит в кислой среде, причем раствор является недонасыщенным относительно кварца и катиона K^+ (см. рис. 12а). Поскольку диаспор встречается крайне редко, то можно предположить, что условия, в которых ГФ является недонасыщенным кремнеземом, наблюдаются лишь в единичных случаях.

Калиевый полевой шпат (адуляр) гидротермального происхождения также отмечается редко (см. рис. 3г). С учетом приведенной диаграммы можно заключить, что для его образования необходимы два главных условия: во-первых, раствор должен быть пересыщен кремнеземом, а во-вторых, необходимо, чтобы произошло его ощелачивание, так как внезапное появление большого количества катионов K^+ в его составе представляется маловероятным. Ощелачивание раствора может возникнуть, например, при падении давления вследствие образования трещин в породах, что может спровоцировать вскипание ГФ и выделение из него в свободную фазу CO_2 . В этом случае будет наблюдаться калиевый метасоматоз [15, 21, 23, 25]. Поскольку адуляр встречается очень редко, то можно заключить, что такая ситуация в юрских осадках возникает также нечасто.

По мере охлаждения ГФ и роста его pH растворимость Al в нем уменьшается, и он начинает реагировать с присутствующим в составе раствора кремнеземом, отлагаясь в поровом пространстве гранулярных коллекторов вслед за кварцем (часто на его поверхности) в виде каолинита и/или диккита (рис. 12б, 12в), в соответствии со следующим уравнением:



Основная масса растворенного в ГФ кремнезема выделяется из него при его охлаждении в виде регенерационных граней обломочных зерен кварца, а также многочисленных новообразованных, великолепно ограненных его кристаллов (см. рис. 2д, 7в, 9д, 9е, 12б, 12в). Однако встречается и другая — микроглобулярная разновидность кварца, которая выпадает из ГФ в порах песчаников при его резком охлаждении и/или падении давления, сопровождаемых его вскипанием, что, в свою очередь, приводит к сильному

пересыщению раствора кремнеземом (рис. 12г). Эту разновидность кремнезема часто при макроскопическом описании ошибочно принимают за поровый каолинит.

В отличие от кварца, который практически сразу выделяется из пересыщенных им кислых ГФ и ГР вследствие инконгруэнтного растворения неустойчивых минералов (плагиоклазов, слюд, хлоритов и т. п.), другие элементы накапливаются в растворе и по мере пересыщения ими растворов выделяются в виде диаспора, альбита, адюляра, гидрослюды, ССО, диккита, каолинита (см. рис. 12а). Катионы Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} и Mn^{2+} могут длительное время накапливаться в ГФ. Исключение представляет лишь катион Fe^{2+} , который в случае присутствия в растворе сульфид-аниона легко входит в состав пирита (см. рис. 5г, 9е, 10а, 10б). Остальные катионы, включая тем не менее и двухвалентное железо, если оно не было полностью израсходовано в процессе образования пирита, выделяются из раствора главным образом в форме карбонатов при появлении в его составе карбонат-аниона (см. рис. 16, 5а, 5б, 11а–в, 13б–е).

Восстановить последовательность образования во времени новообразованных (гидротермальных) минералов можно приблизительно, сопоставляя их между собой. Так, из анализа поверхности скола верхнеюрских песчаников Тальникового месторождения следует, что вслед за аргиллизитами отложились поликристаллические агрегаты пирита, а последними выделились многочисленные ромбоздрические кристаллы сидерита бурого цвета (рис. 13а).

После кристаллов кварца вслед за диккитом и каолинитом образовались поликристаллические агрегаты магнезиального кальцита, отложившиеся на поверхности кристаллов кварца (рис. 13б). Кристаллы апатита образовались раньше доломита (рис. 13в), а баритокальцит отложился после кристаллов магнезиального кальцита (рис. 13г). В свою очередь, кристаллы барита выпали из раствора после доломита и магнезиального кальцита (рис. 13д).

Здесь следует отметить, что выделение тех или иных типов гидротермальных минералов происходит не единовременно, а может повторяться несколько раз, что определяется термодинамическими условиями и химическим составом ГФ. Например, наряду с высокотемпературными разновидностями диккита и каолинита, характеризующимися прекрасно ограненными кристаллами (см. рис. 4а, 6в, 7е, 11г–е, 12б, 12в), на поздних, более низкотемпературных стадиях гидротермального процесса из ГФ также могут выделяться многочисленные агрегаты эпигенетического каолинита,

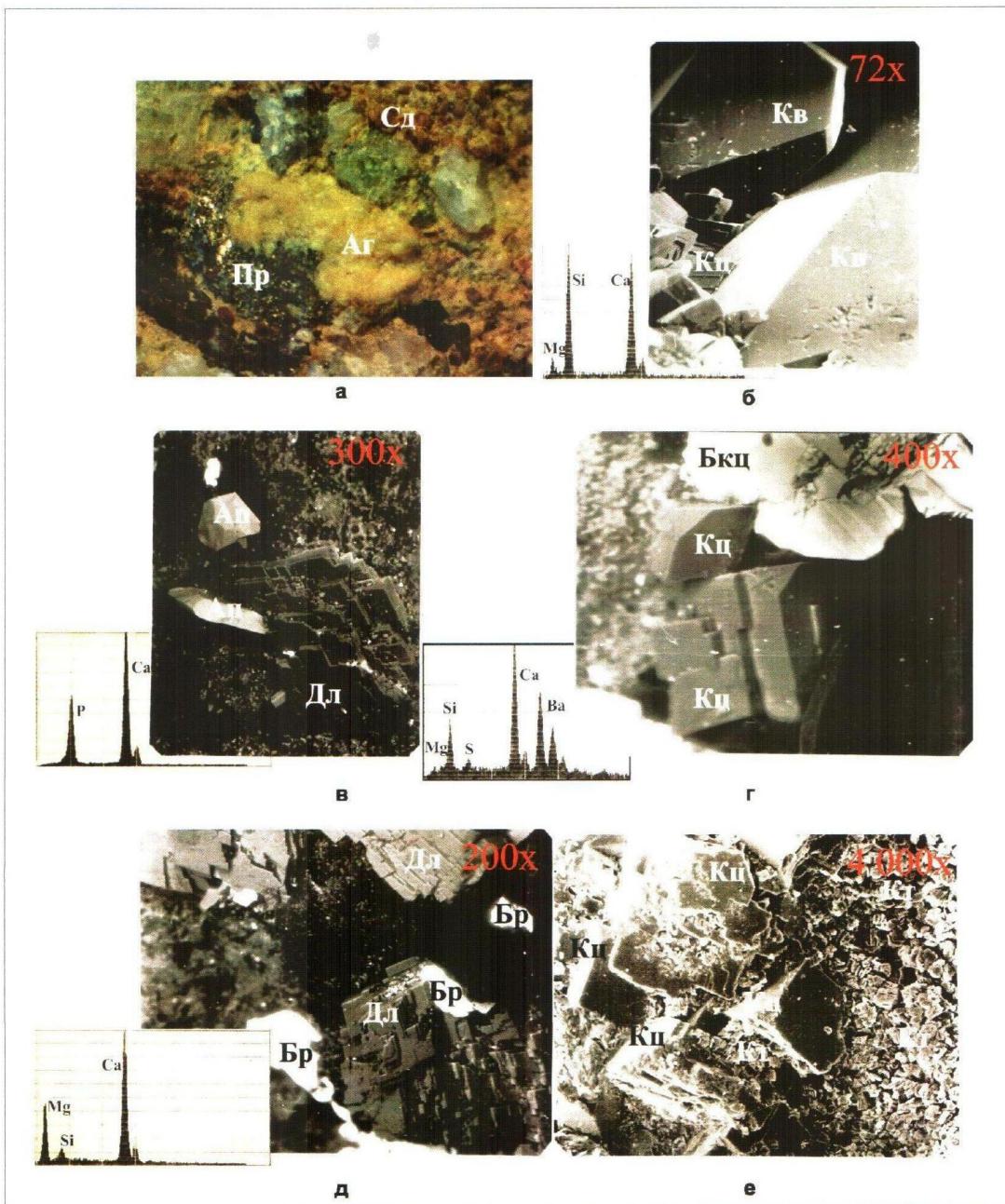


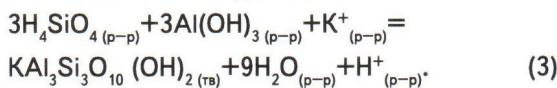
Рис. 13. Фотография поверхности верхнеурского песчаника (а) и снимки РЭМ отложений баженовской свиты с элементными спектрами микрообъектов (б–е), подвергшихся воздействию ГФ и /или ГР. Тальниковое (а) и Маслиховское (б–е) месторождения. Сокращения: Пр — пирит; Аг — аргиллизит; Сд — сидерит; Кв — кварци; Кп — кальцит; Дл — доломит; Ап — апатит; Бкц — баритокальцит; Бр — барит; Кп — каолинит

который не отличается высокой степенью совершенства кристаллической структуры и огранки его кристаллов (рис. 8в, 8г, 13е).

Несмотря на то, что термодинамические условия и состав ГФ могут меняться в пространстве и во времени, вызывая формирование несколько отличных друг от друга минеральных ассоциаций в различных обстановках, тем не менее общая последователь-

ность их смены со временем в целом сохраняется. На первом этапе в процессе кислотного выщелачивания слабо минерализованными кислыми ВФ и /или ГФ происходит окремнение осадочных пород, подвергаемых их воздействию, в результате первая по времени образования минеральная ассоциация представлена практически одним кварцем (см. рис. 1а, 16, 9а–в, 12б, 13б).

По мере ощелачивания раствора и пересыщения его алюминием возможно образование диаспора, но такая ситуация, как мы видели выше, возникает редко. Чаще вслед за образованием гидротермального (метасоматического) кварца наблюдается выделение диккита и каолинита (см. рис. 2д, 6в, 7е, 11г–е, 12б, 12в). При условии если происходит дальнейшее ощелачивание раствора и его пересыщение щелочами и кремнекислотой, то становится возможным формирование эпигенетических полевых шпатов, представленных чаще всего альбитом и гораздо реже адуляром (см. рис. 2а–г, 3б, 3г, 7д, 12а). В случае более низкой концентрации в растворе кремнезема вместо щелочных полевых шпатов образуются гидрослюды и ССО (см. рис. 2д, 2е, 3а, 7а–г), поэтому каолинит (диккит) и гидрослюды часто встречаются вместе, хотя, судя по их пространственным взаимоотношениям, гидрослюды образуются позже первых двух минералов в соответствии с уравнением



Поскольку в результате осуществления этой реакции происходит слабое подкисление раствора, то для ее успешного протекания необходима нейтрализация образующегося протона, то есть ощелачивание раствора, например, вследствие его вскипания и выделения из него CO_2 в газовую fazу (калиевый метасоматоз) [21, 25] либо обычного взаимодействия с карбонатами, результатом чего является образование углекислого газа и воды.

Следом за эпигенетическими глинистыми минералами из ГР выделяются карбонаты, представленные твердыми растворами на основе Ca, Mg, Fe, Mn с преобладанием кальцитового и сидеритового миналов (см. рис. 1б, 5а, 5б, 11а–в, 13б–е).

Одними из последних кристаллизуются сульфаты, представленные чаще всего баритом и ангидритом (см. рис. 6б, 13д). За ними из оставающих ГР в небольшом количестве образуются разнообразные сульфиды, содержащие целый комплекс халькофильных элементов (Zn, Cu, Pb, Sn, Ni, Ag) и более редких, например Pd, а также редких фосфатов типа гойяцита и монацита (см. рис. 5д, 5е, 6а, 6в, 6г). Кристаллы апатита могут выделяться из раствора как до образования карбонатов (см. рис. 6в, 13в), так и после [13]. О закономерной смене более высокотемпературной сульфатной минерализации более низкотемпературной сульфидной отмечается также и в работе Л. Н. Овчинникова [22].

Несколько особняком стоит гидротермальный пирит, который, судя по всему, может образовываться в широком интервале Р-Т условий.

Поскольку в составе ГФ и ГР постоянно присутствует Fe^{2+} , то определяющим фактором возникновения пирита является наличие в растворе сульфид-иона, который способен связывать минимальные его количества в виде пирита или его метастабильных разновидностей (марказит, мельникит), а также величина pH — около 4 и выше [4].

Уже отмечалось, что ВФ и/или ГФ интенсивно воздействуют на ОВ, присутствующее в юрских отложениях. Во-первых, присутствующий в их составе водород гидрирует рассеянное и концентрированное в виде углистых прослоев ОВ, вызывая образование из него насыщенных и более легких УВ. Во-вторых, происходит активное термическое воздействие на ОВ (природный пиролиз), что приводит к интенсивной генерации УВ и битумов из этого ОВ. Эксперимент, выполненный коллективом авторов [18], показал, что из исходного образца баженовской свиты, в котором практически полностью отсутствовали подвижные нефтеподобные УВ (низкотемпературный пик S_1), но присутствовал достаточно высокий нефтегенерационный потенциал (высокотемпературный пик S_2), после его обработки гидротермальным флюидом, имевшим температуру 350 °C, образовалось большое количество разнообразных УВ. Они сформировали низкотемпературный пик S_1 , а высокотемпературный пик S_2 , отвечающий за остаточный нефтегенерационный потенциал, наоборот, заметно уменьшился (рис. 14а). Авторы вслед за M. D. Lewan (1985 г.) делают вполне очевидный вывод о том, что гидротермальный пиролиз ОВ дает продукты, наиболее близкие к природному нафтогенезу [18]. Кроме того, по их мнению, состав УВ пиробитума (гидротермального происхождения) однозначно свидетельствует о том, что среди них присутствуют как молекулы, углеродный скелет которых унаследован от живого вещества (н-алканы, изопреноиды, фенантрены и др.), так и новообразованные соединения [18].

Проведенные нами опыты по гидротермальной обработке углистых глин показали, что углистый дегрит под действием ГФ превращается в капельки битума различного размера, а на их месте возникают вторичные пустоты (рис. 14б) [10]. Наличие в лопнувших капельках овальных пустот убедительно свидетельствует о том, что в них присутствовали газообразные УВ, образовавшиеся вместе с битумом (см. рис. 14б). Отмеченные выше округлые образования метаморфизованных битумов, часто вложенные друг в друга на поверхности трещин, — это не что иное, как следы росших и неоднократно лопавшихся газовых пузырьков в теле битумов, заполнивших эти трещины (см. рис. 1г). Не исключено,

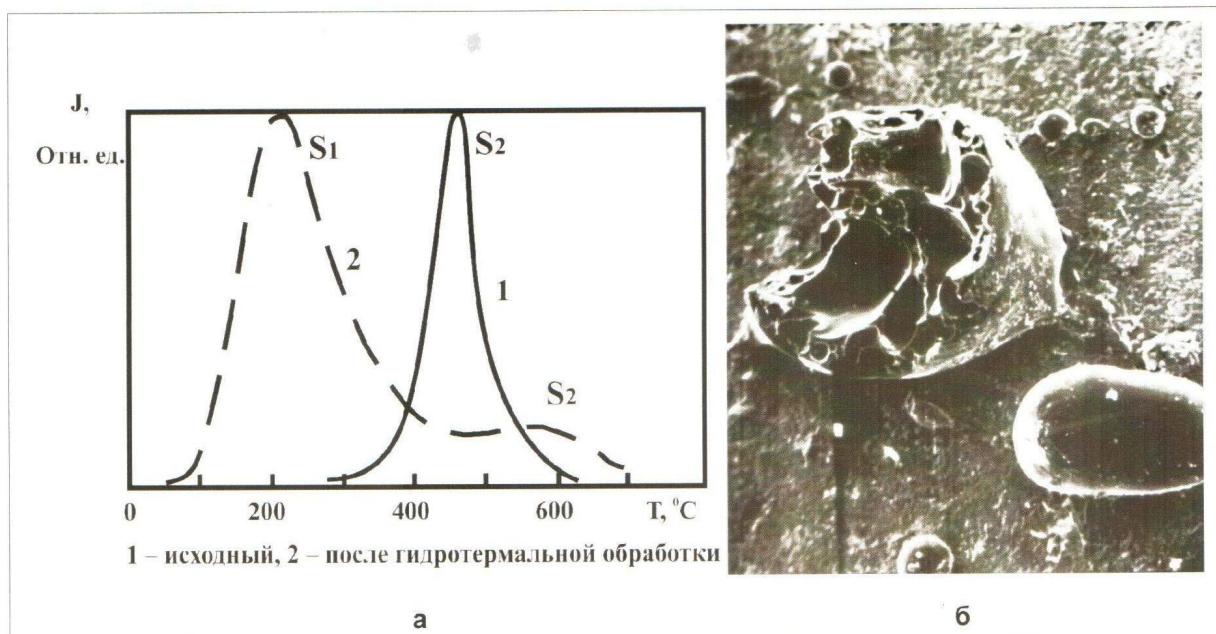


Рис. 14. Пирограммы образца баженовской свиты до (1) и после (2) гидротермальной обработки при 350°C (а); снимок РЭМ битумов, выпотопившихся из углистого дегрита, присутствующего в углистой глине, отобранный из тюменской свиты (б) после воздействия на нее гидротермального флюида, имевшего $T=360^{\circ}\text{C}$ и $P=20\text{ МПа}$ по [18] (а) и по [10] (б)

что образование этих трещин было обусловлено не только тектоническими напряжениями, но и флюидоразрывами, возникавшими в результате образования битумов и газов из рассеянного в юрских отложениях керогена.

В этой связи представляет интерес величина давления, которое могло возникнуть в результате прогрева внедряющимися ВФ и/или ГФ в водонасыщенные породы. Для оценки величины этого давления воспользуемся данными, приведенными в справочнике под редакцией С. Кларка (мл.) [26]. С целью максимального упрощения расчетов допустим, что рассматриваемая система «ВФ-или ГФ-порода» представляет собой изохорическую систему, то есть условно примем, что объем рассматриваемой системы постоянен. Будем считать, что первоначальная пластовая температура ($T_{\text{пл}}$) в нижнеюрских песчаниках, например, Талинской площади составляла 80°C , а гидростатическое давление ($P_{\text{гидр}}$) — около 25 МПа (точка А на рис. 15). В результате внедрения в них ВФ и/или ГФ температура поровых вод возросла до 220°C , а поровое давление — до 250 МПа (точка В на рис. 15). Известно, что горные породы обладают большой прочностью на сжатие, но слабой на разрыв, поэтому такой величины избыточного порового давления над литостатическим ($P_{\text{лит}}$)

более чем достаточно, чтобы произошел гидроизрыв нижнеюрских песчаников. Понятно, что на самом деле температура порового флюида в результате проникновения в песчаники ВФ и/или ГФ может быть гораздо выше, принятой в наших расчетах, поэтому, соответственно, и поровое или пластовое давление ($P_{\text{пл}}$) также может достигать гораздо большей величины. В результате гидроизрыва песчаники и даже глинистые флюидоупоры, окружающие песчаники, становятся на некоторое время проницаемыми из-за образующихся в них трещин гидроизрыва. Избыточное давление вместе с частью перегретых поровых флюидов сбрасывается в ближайшие проницаемые горизонты, а также перемещается по латерали в соседние («холодные») участки. В результате этого избыточное поровое давление падает по крайней мере до величины $P_{\text{лит}}$ (точка С на рис. 15). Вследствие последующего охлаждения порового флюида происходит быстрое уменьшение $P_{\text{пл}}$. Так, при температуре около 200°C $P_{\text{пл}}$ приблизится к $P_{\text{гидр}}$ (точка D на рис. 15), а уже при 180°C $P_{\text{пл}}$ упадет примерно до 5 МПа , и произойдет «всплытие» порового флюида с дальнейшим быстрым уменьшением $T_{\text{пл}}$ и $P_{\text{пл}}$ вследствие проявления хорошо известного эффекта Джоуля — Томпсона (точка Е на рис. 15).

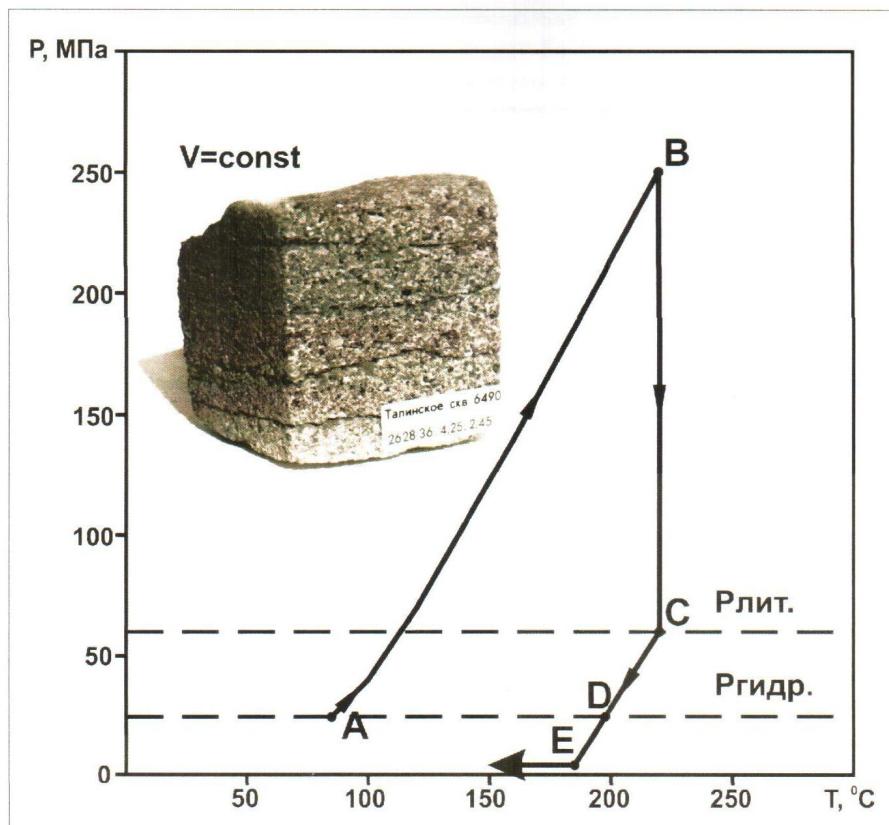


Рис. 15. Р-Т диаграмма, описывающая поведение поровой воды при ее нагреве глубинным высокозентальпийным флюидом и последующего охлаждения и на врезке приведена фотография высокопроницаемого образца грубозернистого песчаника, отобранного из базальных отложений (ЮК_{10-11}) Талинской площади

Таким образом, охлаждение порового флюида вызывает формирование зоны аномально низких пластовых давлений (АНПД), в которых величина этих давлений может быть в разы меньше уровня гидростатического давления (Ргидр.). В результате этого формируется депрессионная зона, в которую начинают засасываться флюиды из окружающих ее пород, как в латеральном, так и вертикальном направлениях [5, 8, 12, 14].

Примером, доказывающим возможность гидроразрыва нижнеюрских отложений, подвергшихся воздействию ВФ и/или ГФ, могут служить очень рыхлые, часто с множеством субгоризонтальных трещин грубозернистые песчаники упомянутых выше пластов ЮК_{10-11} Талинской площади, имеющие проницаемость около 1–2 Дарси и даже более (см. рис. 15, фото керна).

Внедряющиеся и/или внедрившиеся в нижнеюрские отложения этой площади ВФ и/или ГФ вызывали (и, вероятно, продолжают вызывать) формирование гидродинамических и гидрохимических аномалий, локальных зон повышенных и пониженных Тпл и других особенностей рассматриваемых отложений [5, 7].

Анализ величин начальных Рпл в продуктивных пластах ЮК_{10-11} (Талинское месторождение), имеющих между собой гидродинамическую связь, показал, что в субширотном направлении при рассмотрении изменения Рпл отмечается гидродинамическая аномалия, выражающаяся в наличии пьезоминимума, имеющего форму протяженной воронки и приуроченного к осевой части шеркалинского горизонта [5].

Снижение начальных Рпл в залегающих выше пластах ЮК_{2-9} наиболее контрастно проявляется над зонами распространения шеркалинского горизонта. Можно предположить, что в пределах Красноленинского свода высокопроницаемые коллекторы ЮК_{10-11} из-за сформировавшейся в них депрессионной зоны (вследствие охлаждения первоначально перегретых поровых вод проникшими в них ГФ, см. рис. 15, интервал D – E) дренируют всю толщу тюменской свиты. Можно допустить, что вероятность вертикальной миграции флюидов в этих условиях более высокая, чем латеральной, так как перепады давлений по разрезу на 1.0–2.0 МПа превышают таковые по латерали [5].

Кроме установленных пьезоминимумов, приуроченных к погруженным участкам тюменской свиты, в сводовых частях локальных поднятий (Емьевского, Пальяновского и др.) наблюдаются хорошо выраженные пьезомаксимумы инверсионного типа [5]. Возникновение этих положительных аномалий невозможно объяснить недоуплотнением глин, акватермальным эффектом, дегидратацией монтмориллонита и т. п., так как в сводовых частях поднятий толщины глинистых отложений сокращаются. Наиболее вероятным объяснением этого факта можно считать проникновение снизу ГФ, формирующих сверхгидростатическое давление в коллекторах тюменской свиты.

Таким образом, в пределах Красноленинского свода, судя по наличию пьезоминимумов и пьезомаксимумов, следует ожидать проявления двух противоположно направленных потоков поровых флюидов. Если это так, то вертикальное перемещение флюидов должно сопровождаться конвективным тепломассопереносом, эффективность которого будет значительно превосходить кондуктивный. Вследствие этого зоны развития восходящих потоков, где в юрские отложения поступают глубинные ГФ, должны характеризоваться положительными термоаномалиями, а зоны нисходящих потоков или зоны «всасывания», где проникновение ГФ происходило достаточно давно и эти участки успели остыть, — отрицательными. Благодаря этому и возникла депрессионная зона, в которую устремились более холодные пластовые флюиды из верхних и «боковых» горизонтов.

Схема изменения современных пластовых температур по подошве тюменской свиты подтверждает это предположение: практически все пьезоминимумы совпадают с зонами отрицательных термоаномалий, а пьезомаксимумы — с участками повышенных пластовых температур. Наблюдаемые в пределах Красноленинского свода вариации температурных градиентов ($3.2\text{--}5.0\ ^\circ\text{C}/100\text{ м}$) невозможно объяснить исходя только из теплофизических свойств осадочных пород, не допуская вертикальных перемещений флюидов вверх (горячих) и вниз (холодных) [5].

Следует отметить, что контрастность отрицательных термоаномалий может быть усиlena дополнительным снижением температуры на $3\text{--}5\ ^\circ\text{C}$ в зонах пьезоминимума за счет разгазирования нефти при снижении Рпл в них ниже давления насыщения в соответствии с эффектом Джоуля — Томпсона.

Анализ состава глубинных флюидов, полученных из скважин Шаймского НГР (Трехозерное месторождение), показал, что они состоят главным образом из паров воды и углекислоты. Причем в этих подземных водах в раство-

ренном состоянии встречены следующие газы: CO_2 — 62–96 %; CH_4 — 2–33 %, N_2 — 0.1–1.7 %, тяжелые УВ — 0.08–4.0 % [5, 8]. Если глубинные флюиды, поднимающиеся в пределах соседнего с Шаймским Красноленинского свода, имеют близкий состав, то следует ожидать закономерного увеличения содержания углекислоты от зон «всасывания» к участкам нагнетания. Поскольку CO_2 лучше растворяется в нефти, чем в воде, и не реагирует с ней, то для оценки характера распределения углекислоты в пределах Красноленинского свода были проанализированы глубинные пробы именно пластовой нефти, полученные из тюменской свиты. Оказалось, что изменение по площади свода содержания CO_2 в нефти подтверждает сделанное предположение: его концентрация увеличивается с запада на восток от 0.2–0.3 % мол. на Талинской до 1.2 % мол. на Емьевской и далее до 2.0 % мол. на Пальяновской площадях в направлении общего увеличения Рпл и температур [5].

В вертикальном разрезе зона интенсивного внедрения CO_2 в осадочный чехол (в составе ГФ) в пределах рассматриваемого района ограничивается кровлей верхнеюрского флюидоупора — абалакской и баженовской свитами. Над ними концентрация CO_2 в нефти резко уменьшается. Например, в скважине 533 Емьевской площади на глубине около 1400 м (викуловская свита) концентрация CO_2 в нефти составляет всего 0.01 % мол., что в 200 раз меньше, чем в нефти тюменской свиты [5].

Таким образом, в зонах положительных термо- и бароаномалий происходит проникновение ГФ, имеющих повышенные давления и температуру. Эти флюиды представлены слабоминерализованными, вероятно, среднетемпературными гидротермами, насыщенными углекислотой. Внедрение таких флюидов влечет за собой изменение химического состава вод юрского комплекса, выражющееся в их опреснении и насыщении растворенной углекислотой с последующим ее гидролизом и диссоциацией. Этот процесс ведет к образованию слабоминерализованных гидрокарбонатно-натриевых вод. Воды такого типа с инверсией минерализации неоднократно описывались ранее, причем не только для Западно-Сибирского бассейна, но и для других регионов [15–17, 21, 25].

Действительно, анализ гидрохимического состава пластовых вод юрских отложений Красноленинского свода показал, что воды этих отложений представлены двумя основными типами (по В. А. Сулину хлор-кальциевый и гидрокарбонатно-натриевый). В их распространении по площади свода обнаруживается определенная

гидрохимическая закономерность. Воды гидрокарбонатно-натриевого типа встречены в восточной части залежи и тяготеют к центральным и наиболее приподнятым участкам свода, характеризующимся положительными термо- и бароаномалиями. Воды хлор-кальциевого типа локализованы в западной части свода и тяготеют к отрицательным термо- и бароаномалиям. По минерализации воды обоих типов различаются слабо и характеризуются сравнительно низкой минерализацией (в среднем 4–14 г/л) [5].

Вполне вероятно, что отмечающееся снижение уровня ВНК по направлению с востока на запад на 20–30 м, то есть по направлению к пьезоминимуму, объясняется «засасыванием» в этом направлении пластовых флюидов в депрессионную воронку, о существовании которой говорилось выше. Не исключено, что какая-то часть УВ могла попасть и в кровельную часть доюрского комплекса, если депрессионная зона продолжается вглубь пород фундамента. Именно такая ситуация наблюдается в соседнем Шаймском НГР, в пределах Северо-Даниловского месторождения, в скважине 10151, где величина Рпл уменьшается с глубиной в массиве кислых эффузивов (до 7.0 МПа ниже гидростатического), причем в этом же направлении наблюдается уменьшение минерализации поровых вод и смена гидрокарбонатно-натриевого типа на хлор-кальциевый [8].

С учетом сказанного выше и результатов исследований вулканологов можно предположить, что первые порции ВФ и/или ГФ, отделившиеся от глубинного магматического тела и поступавшие в базальные песчаные отложения (в рассматриваемом случае шеркалинской свиты), имели высокую температуру, низкую минерализацию и очень кислый состав [15, 17, 21, 23, 25]. Эти флюиды приводили к интенсивному окремнению исходных песчаников в результате инконгруэнтного растворения неустойчивых обломочных зерен и, соответственно, переходу в ГР слагающих их породообразующих элементов (Al, Fe, Ca, Mg, Mn, K, Na). Пересыщенные этими элементами поровые флюиды были оттеснены поступающими свежими порциями ГФ к периферийским участкам, где по мере их охлаждения и ощелачивания из них образовывались эпигенетические минералы, представленные в первую очередь каолинитом (диккитом), гидрослюдой, затем альбитом и в редких случаях адуляром и диаспором (см. рис. 3а–г, 7д, 7е, 11г–е, 12б, 12в). В тех участках, куда поступали «свежие» ГФ, сформировались наиболее высокоеенные вторичные коллекторы гидротермального происхождения с низким содержанием поровых глини-

стых (каолинит, диккит и гидрослюда) и других минералов (альбит и адурит). Все эти эпигенетические минералы отлагались преимущественно в периферийских участках, в которые были оттеснены свежими порциями поступавшие ранее ГФ, пересыщенные выщелоченным из исходных минералов породообразующими элементами, поэтому они заполняли поровое пространство «периферийных» песчаников и резко ухудшили их ФЕС. Однако не следует забывать, что регенерационный и новообразованный кварц также заметно уменьшают исходное поровое пространство песчаников, поэтому на участках, где шло интенсивное отложение гидротермального кварца, также отмечается ухудшение ФЕС песчаников.

Описываемые нами первичные высокотемпературные слабоминерализованные кислые ВФ имеют хлор-натриевый состав и низкое содержание углекислоты [15, 21, 23, 25], поэтому, взаимодействуя с реликтовыми поровыми водами, насыщавшими до этого песчаники, они снижают их минерализацию, а появление в их составе Ca, выщелоченного из растворенных ими пластиоклазов, приводит к формированию на этих участках слабоминерализованных пластовых вод хлор-кальциевого типа [5].

Низкоминерализованные ГФ с высоким содержанием в их составе CO₂ считаются самыми поздними, сравнительно низкотемпературными поступланическими флюидами, хотя и имеют, так же как натриево-хлоридные, глубинное происхождение [21, 25]. Они появляются на заключительном этапе вулканической деятельности, часто в периферийских частях остывающих магматических тел [17, 21, 25]. Вероятно, с деятельностью этих ГР можно связывать образование второго типа вод, присутствующих в рассматриваемом регионе, относимого к гидрокарбонатно-натриевому типу. Судя по наличию на участках их развития положительных термо-, бароаномалий, можно предположить, что они, в отличие от более ранних, уже остывших натрово-хлоридных ГФ, и в настоящее время продолжают поступать в юрские отложения, поддерживая существование этих аномалий [5, 7]. Можно также предположить, что этот тип пластовых вод образуется вследствие распада первоначально гомогенного ГФ на жидкую (ГР) и газообразную или парообразную фазы вследствие снижения давления и температуры исходного ГФ. Именно эта низкоминерализованная парообразная фаза, обогащенная CO₂, при смешении с поровыми водами тюменских песчаников приводит к формированию в них гидрокарбонатно-натрового типа пластовых вод.

Выше уже отмечалось первостепенное значение гидротермального воздействия на ОВ, присутствующего в составе юрских отложений, которое проявляется:

- во-первых, в резком ускорении процессов генерации нафтидов, включая процессы гидрирования исходного ОВ [10, 13, 18];
- во-вторых, в образовании на первой (высокотемпературной) стадии развития процесса гомогенного нафтидо-водного флюида, способного легко мигрировать в гранулярных коллекторах вследствие отсутствия известной проблемы с различными относительными фазовыми проницаемостями 2-фазного потока нафтидов и воды [12];
- в-третьих, вследствие формирования трещин флюидоразрыва гомогенный нафтидо-водный флюид способен некоторое время беспрепятственно фильтроваться не только в гранулярных коллекторах, но и в глинистых породах, являющихся в обычных условиях флюидоупорами.

По мере охлаждения первоначально гомогенного нафтидо-водного ГФ он распадается на две фазы — водную и нафтидную, проходя при

этом стадию образования эмульсии. Именно этот, «эмulsionийный», этап зафиксирован в верхнеюрских песчаниках Узбекского месторождения благодаря тому, что капельки эмульсии, образовавшейся при разделении первоначально гомогенного ГФ на две фазы, оказались покрытыми необычными «спноподобными» кристаллами сидерита (см. рис. 11а–в). Вероятно, капельки нефти послужили своеобразными центрами кристаллизации сидерита из пересыщенного ионами Fe^{2+} и CO_3^{2-} ГР.

Разобравшись в общих чертах с механизмом формирования эпигенетических коллекторов тектоно-гидротермального происхождения, ускоренной генерацией нафтидов под действием ГФ и заполнения ими рассматриваемого типа коллекторов с последующим формированием в них углеводородных залежей, необходимо обосновать способ прогнозирования участков, в пределах которых могут формироваться эти типы коллекторов и УВ залежей. Для этой цели предлагается использовать метод тектонофизического моделирования [9, 12–14].

(Окончание следует)

ЛИТЕРАТУРА

1. Бгатов В.И. История кислорода земной атмосферы. М.: Недра, 1985. 87 с.
2. Бескровный Н.С., Ермакова В.Н., Талиев С.Д. Битумоиды нефтесодержащих гравелитов и глин в узонской гидротермальной системе // Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1974. С. 135–143.
3. Борисов М.В. Геохимические и термодинамические модели жильного гидротермального рудообразования. М.: Научный мир, 2000. 360 с.
4. Гаррел Р.М., Крайст Ч.Л. Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968. 318 с.
5. Зубков М.Ю., Бакуев О.В., Дворак С.В., Пастух П.И. Вертикальная и латеральная миграция поровых флюидов в юрском комплексе Красноленинского свода // Физико-литологические особенности и коллекторские свойства продуктивных горизонтов Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1988. С. 5–14.
6. Зубков М.Ю., Федорова Т.А. Преобразование микроструктуры органического вещества по мере его катагенетической эволюции // Литология и полезные ископаемые. 1989. № 5. С. 71–79.
7. Зубков М.Ю., Дворак С.В., Романов Е.А., Чухланцева В.Я. Гидротермальные процессы в шеркалинской пачке Талинского месторождения (Западная Сибирь) // Литология и полезные ископаемые. 1991. № 3. С. 122–132.
8. Зубков М.Ю., Васильев О.Е. Перспективы нефтегазоносности доюрского комплекса Шаймского района // Геология и нефтегазоносность триас-среднеюрских отложений Западной Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1991. С. 124–137.
9. Зубков М.Ю., Бондаренко П.М. Прогноз зон вторичной трещиноватости на основе данных сейсморазведки и тектонофизического моделирования // Геология нефти и газа. 1999. № 11–12. С. 31–40.
10. Зубков М.Ю., Шведенков Г.Ю. Экспериментальное моделирование процесса формирования вторичных коллекторов под действием гидротермальных флюидов различного состава // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО: Материалы V науч.-практ. конф. Ханты-Мансийск, 2002. Т. 1. С. 323–332.
11. Зубков М.Ю. Гидрофобизация водонефтенасыщенных кварцевых, карбонатных и бентонитовых порошков в термоградиентном поле // Горные ведомости. 2006. № 11. С. 14–26.
12. Зубков М.Ю., Пормейстер Я.А. Прогноз зон вторичной (тектоногенной) трещиноватости в юрских отложениях на основе данных сейсморазведки и тектонофизического моделирования // Горные ведомости. 2005. № 5. С. 44–57.
13. Зубков М.Ю. Коллекторы в бажено-абалакском комплексе Западной Сибири и способы их прогноза // Геология нефти и газа. 2014. № 5. С. 58–72.
14. Зубков М.Ю., Пормейстер Я.А., Николюк В.И. Прогноз углеводородных залежей на основе тектонофизического моделирования на примере Славинского месторождения // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО: Материалы VII науч.-практ. конф. Ханты-Мансийск, 2004. Т. 1. С. 114–131.

15. Карпов Г.А. Современные гидротермы и ртутно-сурмяно-мышьяковое оруденение. М.: Наука, 1988. 183 с.
16. Киреева Т.А. К методике оценки эндогенной составляющей глубоких подземных вод // Вестник МГУ. Сер. 4. Геол. 2009. № 1. С. 54–57.
17. Киреева Т. А. Генезис подземных вод месторождения Белый Тигр (шельф Южного Вьетнама) в связи с нефтегазоносностью // Вестник МГУ. Сер. 4. Геол. 2010. № 4. С. 35–40.
18. Конторович А.Э., Меленевский В.Н., Фомичев А.С., Шведенков Г.Ю. Пиролиз как метод изучения нефтегенерационного потенциала материнских пород // Геология нефти и газа. 1986. № 12. С. 36–41.
19. Мархинин Е. К. Вулканы и жизнь. М.: Мысль, 1980. 198 с.
20. Молчанов В. И. Генерация водорода в литогенезе. Новосибирск: Наука, 1981. 142 с.
21. Набоко С. И. Формирование современных гидротерм и метаморфизм растворов и пород // Вопросы вулканизма. М.: АН СССР, 1962. С. 52–62.
22. Овчинников Л.Н. О роли SO_2 в гидротермальном рудообразовании // ДАН СССР. 1976. Т. 227. № 3. С. 680–683.
23. Овчинников Л.Н., Челищев Н.Ф., Сретенская Н.Г. и др. О возможных факторах разделения химических элементов в гидротермальных условиях // Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1974. С. 71–76.
24. Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1982. 670 с.
25. Соколов В. А. Геохимия природных газов М.: Недра, 1971. С. 336.
26. Справочник физических констант горных пород / Под ред. С. Кларка (мл.). М.: Мир, 1969. 544 с.