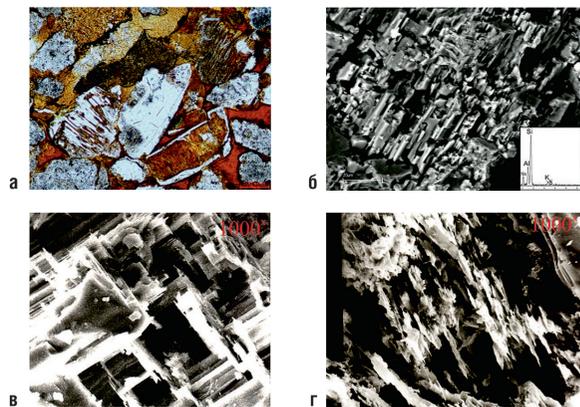




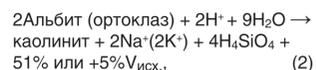
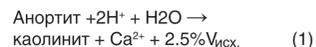
РИС. 2. Фотография прокрашенного красной смолой петрографического шлифа (а) и снимки РЭМ (б-г) выщелоченных гидротермальными растворами обломков различных минералов, входящих в состав юрских отложений



Здесь и на последующих рисунках рядом со снимками РЭМ приводятся элементные спектры объектов, присутствующих на них; а, б – Красноленинское, в, г – Узбекское месторождения (пояснения в тексте)

минералы и плагиоклазы. Причём, в том случае, когда зёрна плагиоклазов имеют неоднородный состав, например, если их внешняя часть обогащена альбитовым миналомом, то сохраняется альбитовая оболочка, а центральная, более богатая аноритовым компонентом часть, интенсивно выщелачивается и возникает дополнительная (вторичная) ёмкость, которая прокрашивается смолой (см. рис. 2 а). Если обломки плагиоклазов или щелочных полевых шпатов представляли собой продукты распада твёрдых растворов (одна из которых присутствовала в другой в виде пертитов) на две фазы, например, плагиоклазы – на более основные и более кислые, 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 аноритовой компоненты преимущественно альбитовый состав (рис. 2 б), а если растворялись пертиты, сложенные альбитом, то сохранялась более устойчивая ортоклазовая часть исходных зёрен щелочных полевых шпатов (см. рис. 2 в).

В результате растворения и выщелачивания неустойчивых минералов, например, полевых шпатов, образуется каолинит и вторичная пористость:



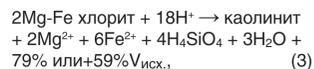
где  $V_{\text{исх.}}$  – объём исходного минерала, подвергнутого гидротермальному растворению. Знак «+» означает возникновение пустотности из-за того, что объём образующейся в результате гидролиза минеральной ассоциации меньше, чем объём исходного минерала. Первое значение пустотности относится к открытой системе (возможен вынос участвующих в реакции компонентов), а второе – к случаю закрытой системы (все компоненты сохраняются в системе «на месте»). Например, если в закрытой системе, растворившийся в ГФ кремнезём (в случае с альбитом или ортоклазом) выделился в этой же поре в виде регенерационного или новообразованного кварца, то тогда вторичная пористость составит всего 5 % (см. уравнение 2).

Из приведённых уравнений следует, что при растворении ГФ полевых шпатов (в открытой системе) максимальная величина

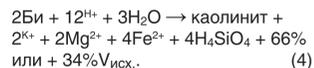
вторичной пористости формируется в случае растворения ими щелочных разновидностей, а при выщелачивании плагиоклазов основного состава образуется много каолинита (диккита), на который расходуется весь кремнезём, входивший в состав анорита, поэтому вторичная пористость составит всего 2.5 % и в открытой и закрытой системах (см. уравнение 1).

Тёмноцветные слюды и хлорит также являются неустойчивыми в этих условиях и интенсивно выщелачиваются, замещаясь, как, правило, каолинитом и/или гидрослюдой (см. рис. 2 г).

Процесс замещения магнезиально-железистых хлоритов каолинитом можно описать следующим упрощённым уравнением:



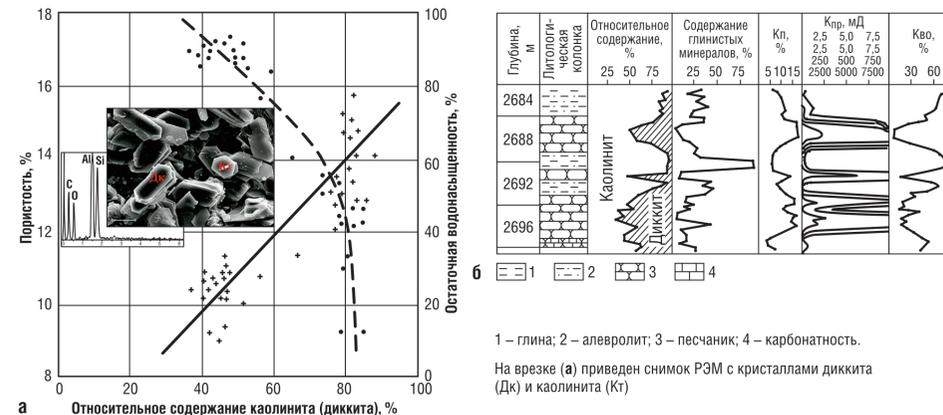
а биотита, таким:



Таким образом, растворение ГФ тёмных слюд и особенно хлоритов приводит к образованию значительной по величине вторичной пористости. При этом их превращение в каолинит значительно снижает концентрацию  $\text{H}^+$  в растворе, вследствие чего величина его pH растёт и он становится всё более щелочным.

Рассмотренные выше окремнённые песчано-гравелитовые отложения пласта ЮК<sub>10</sub>, вскрытого скв. 5269 Талинской площади, могут служить примером того, как ГФ, растворяя неустойчивые минералы и образуя вместо них простую кварц-каолинитовую (диккитовую) ассоциацию, влияют на их фильтрационно-ёмкостные свойства (ФЕС) [12]. На полученной зависимости пористость/(остаточная водонасыщенность)-относительное содержание каолинита (диккита) хорошо видно, что с ростом относительного содержания в составе глинистого цемента каолинита (диккита) наблюдается увеличение пористости и, напротив, уменьшение остаточной водонасыщенности в этих окварцованных ГФ песчано-гравелитовых породах-коллекторах (рис. 3 а). На построенном разрезе по той же скважине более отчётливо видно, что резкое

РИС. 3. Зависимости величин пористости (+) и водоудерживающей способности (•) образцов от относительного содержания каолинита и/или диккита в составе глинистого цемента (а) и литолого-петрофизический разрез по скв. 5269 Талинской площади (б), нижняя юра, пласт ЮК<sub>10</sub> (по [5])



увеличение ФЕС наблюдается именно в тех интервалах, в которых в сумме глинистых минералов преобладающим является диккит (см. рис. 3 б).

Чтобы разобраться, какие минералы в принципе могут быть равновесными по отношению к ГФ, рассмотрим минеральную диаграмму в координатах  $\lg[K^+]/[H^+]-\lg[H_4SiO_4]$  (рис. 4). Из этой диаграммы следует, что в зависимости от концентраций  $\text{K}^+$  и

$\text{H}^+$  (pH среды), а также содержания растворённого кремнезёма в ГФ, возможно образование 4-х главных минеральных фаз: гидрослюды, калиевого полевого шпата, диаспора и каолинита, что мы в действительности и наблюдаем в образцах, отобранных из зон, на которые воздействовали ГФ (см. рис. 4).

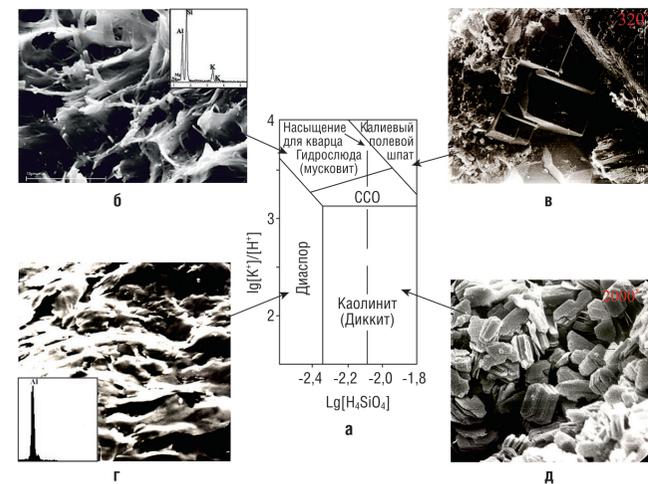
Здесь, однако, следует заметить, что диаспор встречается крайне редко, что свидетельствует о

том, что ГФ обычно содержит достаточное количество растворённого кремнезёма в своём составе. Не часто встречается и калиевый полевой шпат, что говорит о том, что ГФ редко бывают пересыщены кремнезёмом и имеют достаточно высокую концентрацию в своём составе  $\text{K}^+$  и/или низкое содержание  $\text{H}^+$  (то есть щелочную среду). Чаще всего в качестве вторичных минералов всё же встречаются диккит, затем каолинит, которые образуются первыми, а позднее, по мере ощелачивания ГФ, появляется и гидрослюда. Калиевый полевой шпат образуется самым последним в щелочной среде, пересыщенной растворённой кремнекислотой (см. рис. 4).

По мере охлаждения и ощелачивания ГФ из него кристаллизуется гидротермальный альбит, который встречается гораздо чаще, чем калиевый полевой шпат, что объясняется двумя главными обстоятельствами: во-первых, более высокой концентрацией катиона  $\text{Na}^+$  в ГФ, а во-вторых, более широким полем устойчивого состояния альбита по сравнению с калиевым полевым шпатом за счёт исчезновения поля стабильности гидропаргонита – натрового аналога гидрослюды (рис. 5 а, б).

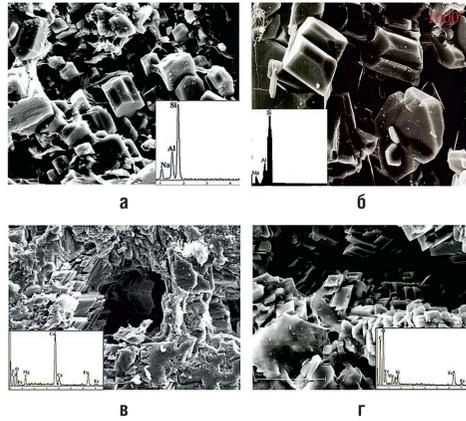
Накапливающиеся в ГФ вследствие растворения неустойчивых минералов «карбофильные» катионы (Са, Mg, Fe) в нейтральных и слабо щелочных

РИС. 4. Фазовая диаграмма минералов в системе  $\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$  при 250°C и 100 МПа (а) и снимки РЭМ минералов гидротермального происхождения, присутствующих на ней (б-д)



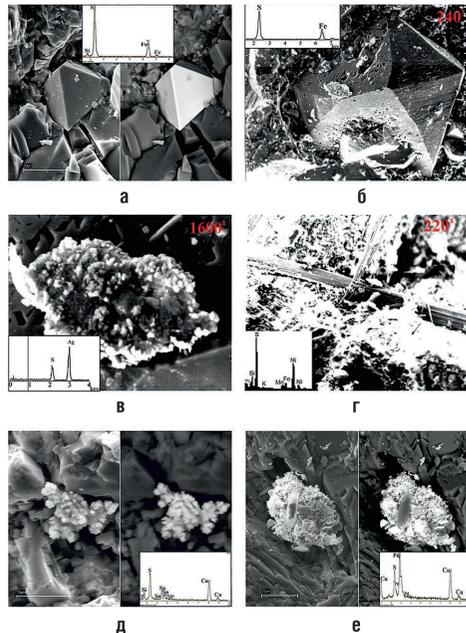
б, г, д – Красноленинское, в – Славинское месторождения (по [5])

РИС. 5. Снимки РЭМ эпигенетических (гидротермальных) альбита (а, б), магнезиально-железистого кальцита (в) и сидерита (г), встречающихся в поровом пространстве среднеюрских отложений



а, в, г – Краснотенинское, б – Ахтамарское месторождения

РИС. 7. Снимки РЭМ и элементные спектры присутствующих на них сульфидов гидротермального происхождения (верхне- и среднеюрские отложения)



а – октаэдрические кристаллы пирита, Южно-Парусовая площадь, J<sub>2</sub>; б – сросток кристаллов пирита, Узбекское месторождение, J<sub>2</sub>; в – мелкозернистый агрегат акантита (Ag<sub>2</sub>S), J<sub>2</sub>; г – тонкие длинные кристаллы миллерита (NiS), Северо-Даниловское месторождение, J<sub>2</sub>; д – мелкокристаллический агрегат сульфида меди и олова, Ямбургская площадь, J<sub>2</sub>; е – мелкозернистый агрегат сульфида меди и палладия, Южно-Парусовая площадь, J<sub>2</sub>. На снимках а, д и е левая часть получена в обычном, а правая – в режиме КОМПО

РИС. 6. Снимки РЭМ (а, б) и фотографии петрографических шлифов (в, г) «сноповидных» зёрен сидерита, снятые без (вверху) и с (внизу) анализатором, Узбекское месторождение, верхняя юра

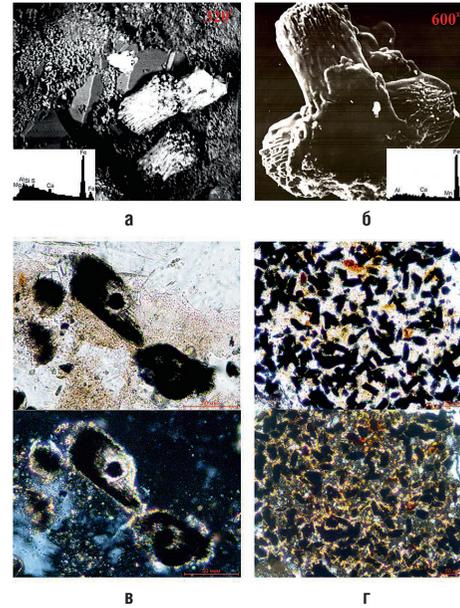
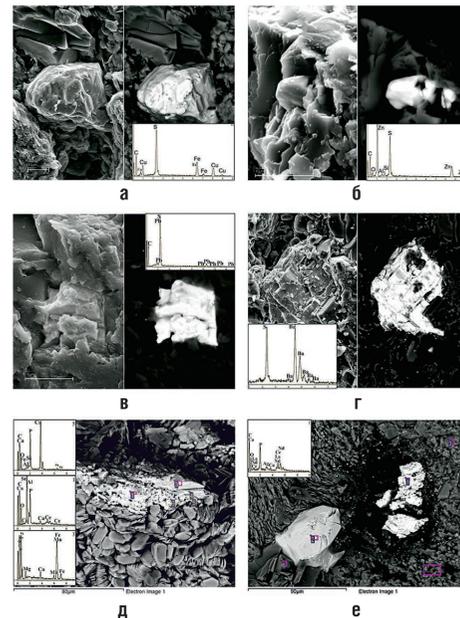


РИС. 8. Снимки РЭМ сульфидов (а-е), сульфатов (г) и фосфатов (д, е), встречающихся в ниже- и среднеюрских отложениях Краснотенинского месторождения



а – халькопирит; б – сфалерит; в – галенит; г – барит; д – апатит (с гойяцитом и сидеритом); е – монацит в метаморфизованном битуме

условиях в присутствии карбонат-аниона образуют карбонатные минералы. Причём, поскольку катионы Ca<sup>2+</sup> и Fe<sup>2+</sup> являются обычно преобладающими, то из ГФ кристаллизуются чаще всего кальцит и сидерит с большей или меньшей примесью других «карбофильных» элементов в их составе в виде твёрдых растворов (см. рис. 5 в, г).

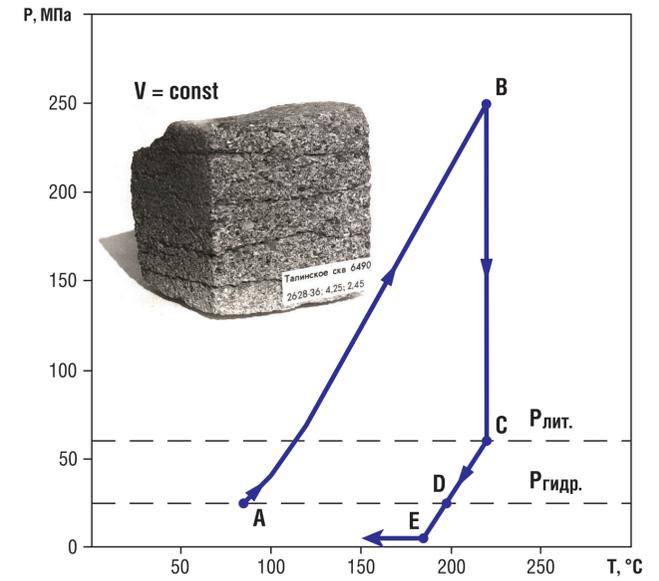
Особого внимания заслуживает сидерит, обнаруженный в составе верхнеюрских отложений Узбекского месторождения. Он представляет собой необычной формы «сноповидные» агрегаты, часто покрытые плёнкой битумов (рис. 6 а, б). В петрографических шлифах хорошо видно, что внутри них также присутствуют битумы, причём часто в форме мелких круглых капелек диаметром около 10 – 15 мкм, что позволяет допустить, что в ГФ, из которого образовались описываемые сноповидные агрегаты сидерита, нафтиды присутствовали в виде эмульсии, капельки которой послужили центрами кристаллизации для этих необычных агрегатов сидерита (рис. 6 в, г).

По мере охлаждения ГФ, из него выделяются многочисленные разновидности сульфидов, среди которых преобладающим является пирит, гидротермальные разновидности которого кристаллизуются обычно в форме октаэдров и более сложных агрегатов (рис. 7 а, б). Встречаются и более редкие разновидности сульфидов, такие как акантит (Ag<sub>2</sub>S), вазсит (NiS<sub>2</sub>), ковеллин (CuS), очень редкий сульфид палладия и меди (рис. 7 в, г, д и е, соответственно). Обнаруживаются и другие, более обычные сульфиды, например, халькопирит, сфалерит и галенит (рис. 8 а, б, в, соответственно).

Из гидротермальных сульфатов наиболее обычным является барит (рис. 8 г). Фосфаты представлены апатитом, гойяцитом (SrAl<sub>3</sub>(PO<sub>4</sub>)(PO<sub>3</sub>OH)(OH)<sub>6</sub>) и монацитом, причём последний, часто ассоциирует с тиобитумами (рис. 8 д, е).

Высокоэнталийные флюиды, внедряясь в юрские породы-коллекторы, вызывают резкий нагрев насыщающей их поры воды, что приводит к массивованным гидроразрывам

РИС. 9. P-T диаграмма, описывающая поведения поровой воды при ее нагреве глубинным высокоэнталийным флюидом и последующего её охлаждения (по [9])



На врезке приведена фотография высокопроницаемого образца грубозернистого песчаника, отобранного из базальных отложений (ЮК10) Талинской площади; (пояснения в тексте)

этих пород – возникают многочисленные трещины, причём часто ориентированные субгоризонтально, поскольку именно в этом направлении в гранулярных коллекторах проницаемость является максимальной (рис. 9 точка С). Следует отметить, что оценочная величина температуры, при которой произойдёт гидроразрыв коллектора в принятых нами изохорических условиях, не так уж велика – всего около 220 – 230°C (см. рис. 9 точка В). В процессе начавшегося охлаждения порового флюида давление начинает быстро падать, сначала до гидростатического (при температуре около 195°C, точка D), а затем при температуре около 180°C флюид «вскипит» и произойдет его разделение на паровую и жидкую фазы, точка А) к литостатическому, а затем ещё выше. Поскольку горные породы обладают невысокой прочностью на разрыв, то примем, что когда давление поровых флюидов достигнет примерно 250 МПа (то есть в 5 раз превысит литостатическое) они будут разрушены (произойдет гидроразрыв или флюидоразрыв, рис. 9 точка В). Избыточные

флюиды уйдут по возникшим трещинам в ближайший коллектор или по этому же коллектору в более удаленные его участки, и избыточное давление упадет до литостатического (рис. 9 точка С). Следует отметить, что оценочная величина температуры, при которой произойдёт гидроразрыв коллектора в принятых нами изохорических условиях, не так уж велика – всего около 220 – 230°C (см. рис. 9 точка В). В процессе начавшегося охлаждения порового флюида давление начинает быстро падать, сначала до гидростатического (при температуре около 195°C, точка D), а затем при температуре около 180°C флюид «вскипит» и произойдет его разделение на паровую и жидкую фазы, точка А) к литостатическому, а затем ещё выше. Поскольку горные породы обладают невысокой прочностью на разрыв, то примем, что когда давление поровых флюидов достигнет примерно 250 МПа (то есть в 5 раз превысит литостатическое) они будут разрушены (произойдет гидроразрыв или флюидоразрыв, рис. 9 точка В). Избыточные

флюиды уйдут по возникшим трещинам в ближайший коллектор или по этому же коллектору в более удаленные его участки, и избыточное давление упадет до литостатического (рис. 9 точка С). Следует отметить, что оценочная величина температуры, при которой произойдёт гидроразрыв коллектора в принятых нами изохорических условиях, не так уж велика – всего около 220 – 230°C (см. рис. 9 точка В). В процессе начавшегося охлаждения порового флюида давление начинает быстро падать, сначала до гидростатического (при температуре около 195°C, точка D), а затем при температуре около 180°C флюид «вскипит» и произойдет его разделение на паровую и жидкую фазы, точка А) к литостатическому, а затем ещё выше. Поскольку горные породы обладают невысокой прочностью на разрыв, то примем, что когда давление поровых флюидов достигнет примерно 250 МПа (то есть в 5 раз превысит литостатическое) они будут разрушены (произойдет гидроразрыв или флюидоразрыв, рис. 9 точка В). Избыточные

РИС. 10. Фотографии образцов (а, д) и поверхности трещины, покрытой тонкой плёнкой метаморфизованного битума (б), а также снимок РЭМ поверхности углисто-аргиллита (г) и пирограммы (в, е)

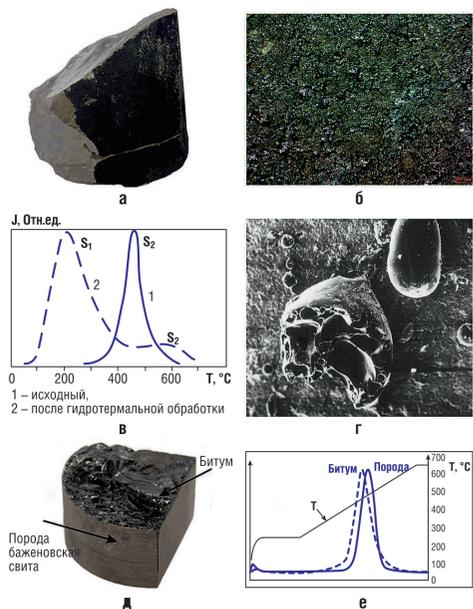
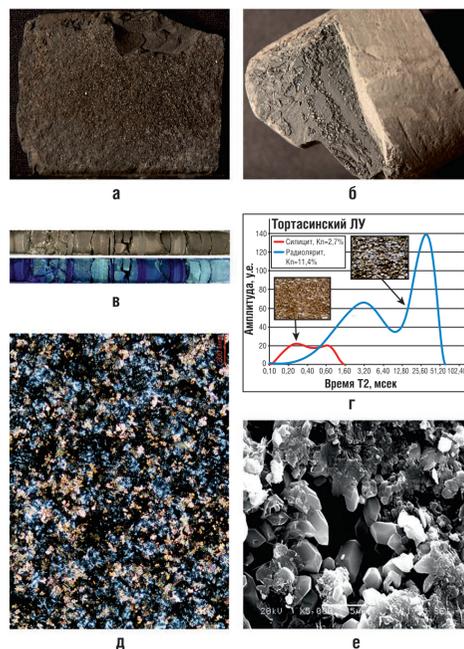


РИС. 11. Фотографии полноразмерных образцов баженовской свиты кремнистого состава (а-в), спектры ЯМР силицита и радиоларита (г), фотография петрографического шлифа кремнисто-карбонатного радиоларита, снятая с анализатором (д), снимок РЭМ гидротермального кварцита (е); Маслиховское (а, б), Тортасинское (в, г), Приобское (д) и Верхне-Сальмское (е) месторождения



по сформировавшейся вследствие флюидоразрыва и тектонического дробления системе многочисленных трещин. После разделения первоначально гомогенного водо-нефтяного флюида (скорее всего через прохождение фазы образования водо-нефтяной эмульсии) на нефть и воду, сформируется углеводородная залежь [2].

Предложенная гипотеза подтверждается фактическими данными. Действительно, в начале разработки пластов ЮК10-11 Талинской площади отмечалось пониженное пластовое давление, которое было меньше гидростатического на 8 – 9 МПа [11]. Причём в направлении к оси депрессионной зоны наблюдались и погружение ВНК на 20 – 30 м по сравнению с его уровнем на участках с нормальным гидростатическим давлением [11].

### Воздействие гидротермальных флюидов на органическое вещество юрских отложений

ГФ, проникающие в юрские породы, активно взаимодействуют не только с их минеральной частью, в чём мы убедились выше, но и с присутствующим в их составе ОВ. В результате этого взаимодействия происходит природный пиролиз ОВ, из которого образуются разнообразные нефтепродукты. Наряду с лёгкими газообразными и жидкими УВ генерируются «остаточные» битумы, которые под действием высоких температур ГФ метаморфизуются, приобретая вязкую и даже твёрдую консистенцию, покрывая тонкими плёнками поверхности трещин, сформировавшихся вследствие тектонических напряжений и флюидоразрыва пород (рис. 10 а, б).

Действительно, эксперименты, поставленные коллективом авторов под руководством А.Э. Конторовича по гидротермальной обработке образца, отобранного из баженовской свиты, подтверждает сказанное выше [7]. Образец, на пирограмме которого первоначально отсутствовал пик S<sub>1</sub>, характеризующий содержание подвижных нефтеподобных УВ, и значительный по величине пик S<sub>2</sub>, характеризующий его остаточный нефтегенерационный потенциал, после проведения на нём гидротермальной обработки при 350°С, продемонстрировал появление значительного по величине пика S<sub>1</sub> и резкое уменьшение амплитуды пика S<sub>2</sub>, а также смещение его положения в более высокотемпературную область (рис. 10 в).

Эксперименты, проведённые в гидротермальных условиях при

360°С с углистыми аргиллитами, также продемонстрировали после завершения опытов появление на их поверхности микрокапель битумов, часть из которых оказалась «взорванными» выделявшимися из них УВ газами (рис. 10 г) [14].

В битуминозных аргиллитах баженовской свиты также в участках, подвергшихся интенсивному гидротермальному воздействию, наблюдаются субгоризонтальные трещины флюидоразрыва, заполненные твёрдыми сильно метаморфизованными битумами, в которых, в отличие от исходных отложений баженовской свиты, полностью отсутствуют подвижные нефтеподобные УВ, что подтверждается отсутствием пика S<sub>1</sub> на их пирограммах (рис. 10 д, е).

### Формирование вторичных коллекторов и УВ залежей в верхнеюрском бажено-абалакском комплексе под действием тектоно-гидротермальных процессов

Бажено-абалакский комплекс (БАК) Западной Сибири выделяется среди песчано-алевритовых отложений тем, что в нём до тектоно-гидротермального воздействия на него почти полностью отсутствовали породы-коллекторы и, как следствие, в нём до этого момента не было УВ залежей.

Существует большое количество различных точек зрения относительно механизма формирования в обсуждаемом комплексе УВ залежей, включая самые фантастические. Однако в настоящей публикации мы не станем их рассматривать, отсылая читателей к первоисточникам. Рассмотрим лишь факты, на основе которых предложим свою гипотезу образования в бажено-абалакском комплексе вторичных коллекторов тектоно-гидротермального происхождения, содержащих нефтяные залежи [1].

В настоящее время прямые признаки присутствия УВ в отложениях БАК установлены лишь в двух главных литологических типах пород – кремнистых и карбонатных, а также в переходных между ними (кремнисто-карбонатных) типах, которые

нами были названы потенциально продуктивными или сокращённо – ППП [1].

В кремнистых разновидностях (силицитах) на поверхностях трещин отмечается присутствие сильно метаморфизованных практически чёрных битумов (рис. 11 а, б). Причём силициты можно подразделить на два класса. Во-первых, собственно сами трещиноватые силициты, в которых эффективной ёмкостью являются только вторичные трещины, которые, как мы увидим ниже, имеют тектоно-гидротермальное происхождение. Во-вторых, радиолариты, в которых помимо трещинного, имеются и псевдогранулярные разновидности коллектора (рис. 11 в, г). Псевдогранулярным типом коллектор в радиоларитах назван потому, что раковинки радиоларий имеют размеры в среднем такие же, как крупнозернистые алевриты и между ними сохраняется часть первичной пористости (до 10 – 12%), в которой и находятся УВ (см. рис. 11 г).

Заметно большей пористостью обладают вторичные коллекторы,

которые образуются за счёт гидротермальной проработки кислыми гидротермами радиоларитов, частично замещённых карбонатами (рис. 11 д). Вторичная пористость возникает вследствие растворения карбонатов гидротермами. По мере нейтрализации и оцелачивания ГФ в них растёт и концентрация легко растворимого биогенного кремнезёма, который затем при охлаждении ГФ выделяется из них в виде многочисленных прекрасно ограниченных мелких кристаллов кварца, представляя собою по существу рассмотренные выше «псевдокварциты» (рис. 11 е).

Гораздо более высокоёмкие вторичные коллекторы в результате тектоно-гидротермального воздействия формируются за счёт карбонатных литологических типов пород, входящих в состав БАК, но всё же основная часть которых встречается в отложениях именно абалакской свиты [1]. Образующиеся коллекторы относятся к трещинно-каверновому типу (рис. 12). За счёт возникающих в них трещин и растворения карбонатной матрицы кислыми

РИС. 12. Фотографии полноразмерных трещиновато-каверновых образцов карбонатного состава, снятых в белом (а, в, д) и ультрафиолетовом (б, г, е) свете, отобранных из БАК следующих месторождений: а, б – Усть-Балыкское; в, г – Сальмское; д, е – Северо-Конитлорское

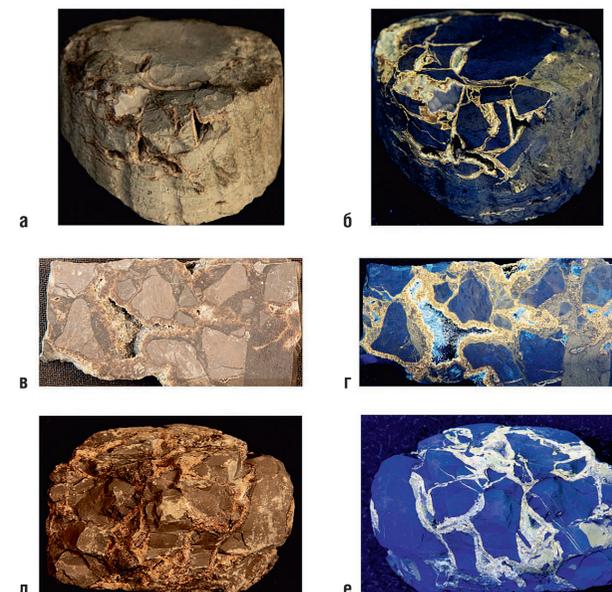
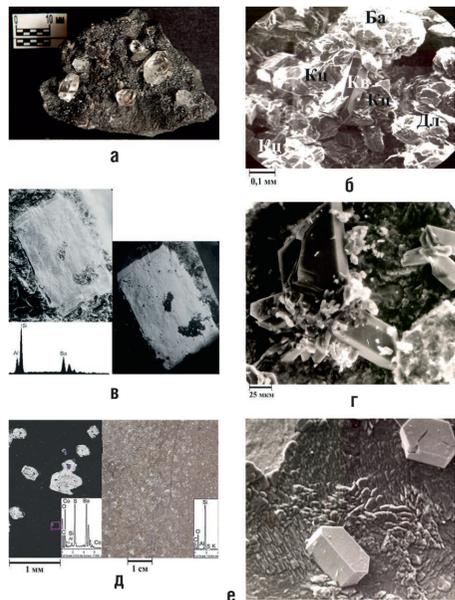


РИС. 13. Фотографии поверхностей трещин и каверн в карбонатных образцах из БАК, на которых присутствуют эпигенетические минералы гидротермального происхождения



а – кристаллы кварца и тонкие плёнки чёрного метаморфизованного битума; б – кристаллы кварца, барита и доломита; в – кристалл гармотома (бариевый цеолит); г – микродрюза ангидрида; д – многочисленные оптически ориентированные кристаллы барита на кремнистой «подложке»; е – кристаллы апатита; а, б, г – Ем-Егловская, д, е – Пальяновская площади; в – Маслиховское месторождение

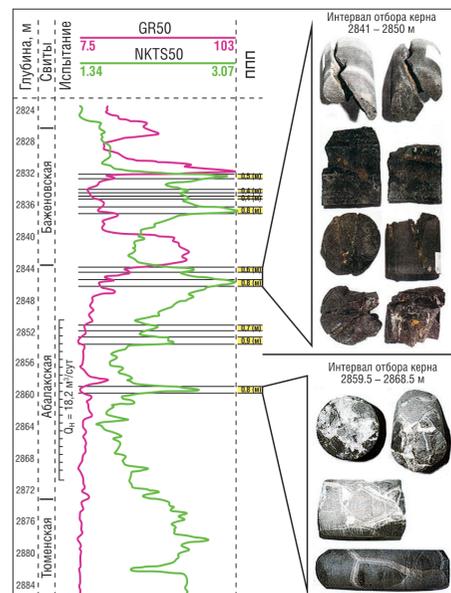
ГФ ёмкость этого типа пород-коллекторов может достигать 10 – 15 % и более.

На поверхности трещин и каверн отмечаются разнообразные эпигенетические минералы гидротермального происхождения, которые часто соседствуют с плёнками метаморфизованного битума. Чаще всего эти минералы представлены мелкокристаллическим «щётковидным» кварцем первой (высокотемпературной) генерации и прекрасно огранёнными крупными кристаллами кварца более поздней (среднетемпературной) генерации (рис. 13 а). Встречаются гидротермальные минеральные ассоциации, представленные баритом, удлинёнными кристаллами кварца, доломитом и кальцитом (рис. 13 б). Иногда присутствует довольно редкий бариевый цеолит (гармотом), более часто – ангидрид в виде микродруз (рис. 13 в, г, соответственно). Иногда на поверхности трещин образуются

мелкие оптически ориентированные кристаллы барита (рис. 13 д). Наконец, прекрасно огранённые кристаллы гидротермального апатита на доломитовой «подложке» (рис. 13 е). Таким образом, для выделения участков, в пределах которых возможно нахождение вторичных коллекторов с залежами УВ в БАК, необходимо решить две задачи. Во-первых, определить суммарную мощность ППП, а также площадь, в пределах которой они распространены и, во-вторых, спрогнозировать участки, где произошло их дробление, и сформировался вторичный трещинно-каверновый коллектор.

Решение первой задачи не составляет большого труда. ППП легко выделяются по «плотностным» методам ГИС, так как это достаточно плотные с низким содержанием ОВ и глинистых минералов породы (рис. 14).

РИС. 14. Пример выделения потенциально продуктивных пластов (ППП) в составе БАК по данным ГИС, Назымская площадь, скв. 3000Р (по [9])



Гораздо сложнее выделить участки, в пределах которых произошло тектоническое дробление и гидротермальная проработка ППП, приведшие к формированию в БАК вторичных коллекторов и УВ залежей.

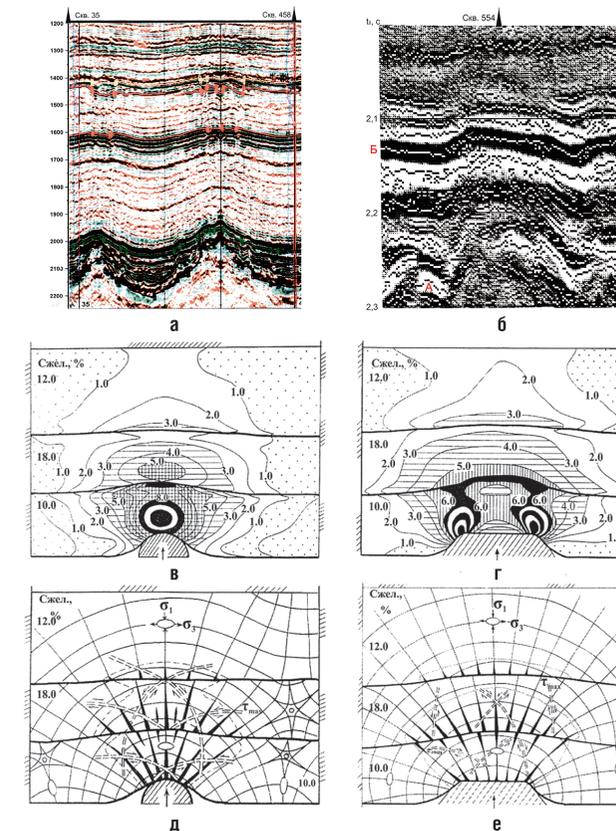
Для решения этой задачи разработана оригинальная методика прогноза зон дробления и разуплотнения тектонического происхождения, которая может использоваться для прогноза вторичных коллекторов не только в БАК, но и в любых других юрских отложениях. Суть этой методики заключается в выделении по данным сейсморазведки главных структурных элементов в пределах интересующей площади, представленных разнообразными поднятиями, например, симметричными антиклиналями или трапециевидными блоками (рис. 15 а, б). Затем, соблюдая принципы геометрического подобия, имитируется процесс роста этих поднятий, для чего используется метод тектонофизического моделирования, причём две его разновидности – опико-поляризационный и тектоно-сидиментационный [3].

Первая разновидность тектонофизического моделирования применяется с целью изучения распределения напряжений и прогноза тектонической трещиноватости в осадках, возникающих в результате роста поднятия той или иной формы (рис. 15 в – е). Для этого используются модели, изготовленные из оптически активного материала (в нашем случае использовался желатин с различной плотностью), в основание которых был вмонтирован подвижный штамп заданной формы. Вследствие «роста» поднятия в желатиновой модели возникают напряжения, уровню которых соответствуют изохромы различных порядков. Чем выше порядок изохром, тем значительнее напряжения, существующие в этом участке, тем выше вероятность возникновения в этих участках трещин (рис. 15 в, г).

Чтобы определить наиболее вероятную ориентацию трещин, которые могут возникнуть в участках с повышенными значениями напряжений, используются направления изоклин присутствующих в опико-поляризационных моделях (как они выглядят на оптических моделях, будет продемонстрировано позже при рассмотрении принципа действия тектонического «насоса»).

На приведённых рисунках хорошо видны различия в распределении напряжений и зон тектонической трещиноватости, возникающих в случае «роста» симметричного антиклинального и трапециевидного поднятий (см. рис. 15 в – е). Если в первой модели (симметричное поднятие) первый участок максимальных концентраций напряжений (зона сжатия) формируется непосредственно над вершиной этого поднятия, а второй на некотором удалении от него (зона разуплотнения) (см. рис. 15 в). То во второй (трапециевидное поднятие) участки с максимальными напряжениями (зоны сжатия) возникли над его крыльями, а в непосредственной близости от его плоской поверхности расположился участок с низкими значениями напряжений (см. рис. 15 г). Второй участок повышенных напряжений (зона растяжения) в этой модели возникла также на некотором удалении от её вершины, причём она имеет гораздо большую латеральную протяжённость, чем

РИС. 15. Фрагменты сейсмодновременных разрезов (а, б) и результаты интерпретации опико-поляризационных моделей, построенных на их основе (в-е)

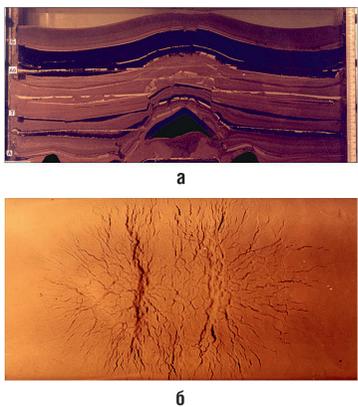


Цифрами у края рисунков в-е обозначена плотность желатиновых слоёв (%); цифры на изолиниях означают порядок изохром, соответствующий уровням касательных напряжений в модели; тонкими сплошными линиями показана ориентация нормальных напряжений ( $\sigma_1$ ), двойными пунктирными – касательных ( $\tau$ ); маленькими стрелками – направления нормальных и касательных напряжений, большой стрелкой – направление движения штампа; маленькие кружки – изотропные точки

таковая, возникшая над первой моделью (см. рис. 15 в, г). Трещины прогнозируются в участках с максимальными значениями уровней напряжений, а их ориентация – в соответствии с направлением изоклин. В обоих рассмотренных моделях прогнозируемые трещины ориентированы субвертикально по отношению к вершинам поднятий, а по направлению к их крыльям и вниз по ним к основанию поднятия, они начинают наклоняться и принимать всё более пологое положение (см. рис. 15 д, е). На приведённом выше сейсмопрофиле с симметричными

поднятиями отмечаются хорошо выраженные зоны просадки осадков и соответствующих им отражений, растяженных вертикальными штрихами красного цвета (см. рис. 15 а). Это та самая зона разуплотнения или растяжения, которая прогнозировалась над вершиной поднятия по результатам оптического моделирования (см. рис. 15 в). Механизм формирования этой зоны разуплотнения, растяжения или просадки демонстрируется на примере второго типа моделирования (тектоно-сидиментационного). На седиментационной

РИС. 16. Тектоно-седиментационная модель, демонстрирующая механизм формирования зоны разуплотнения (просадки), наблюдаемых на сейсмопрофилях над вершинами симметричных поднятий (а) и зона разуплотнения, вышедшая на поверхность этой модели (б)

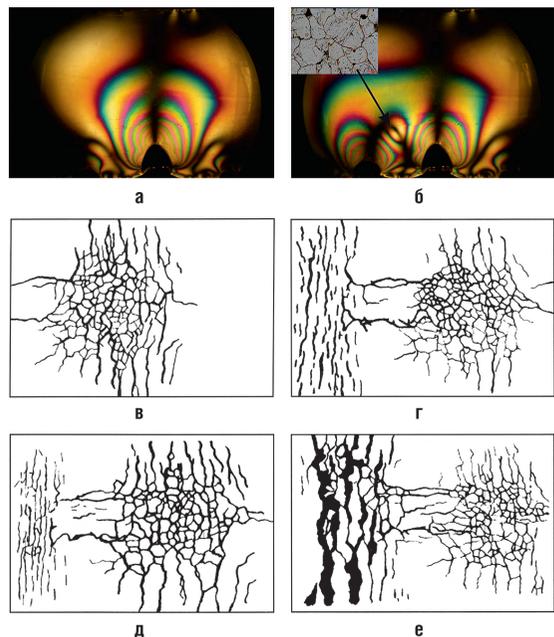


модели, сложенной осадками, представленными глинами, алевритами и песком, хорошо видна обсуждаемая зона просадки, сформировавшаяся вследствие роста симметричного антиклинального блока, на некотором удалении от его вершины (рис. 16 а). Механизм формирования этой зоны просадки или разуплотнения достаточно прост. Она возникает вследствие смещения осадков крыльями поднятия в стороны в субгоризонтальном направлении вследствие его роста [3]. Если растущее поднятие имеет достаточно большую амплитуду, то рассматриваемая зона разуплотнения может выйти на поверхность модели, а в реальных условиях – на земную поверхность, и в зависимости от его морфологии сформировать на ней грабеновидный провал той или иной формы, окруженный серией многочисленных трещинных дислокаций (рис. 16 б).

**Принцип работы тектонического «насоса»**

Выше мы рассмотрели характер распределения напряжений и возможность образования трещинных дислокаций на примере отдельных поднятий различной формы. А если рядом располагаются два поднятия, которые в процессе роста взаимодействуют друг с другом,

РИС. 17. Фотоизохроматические картины распределения касательных напряжений в многослойной разнородной модели при последовательном росте двух антиклинальных блоков (а, б) и распределение трещин на поверхности седиментационной модели, сформировавшихся вследствие попеременного роста двух соседних поднятий (в – е), по [6]; на врезке рисунка б (слева вверху) приведена фотография кварцитовидного песчаника (J<sub>2</sub>, Восточно-Пальнянская площадь), отобранного из зоны сжатия, соответствующей изотропной точке (показана стрелкой)



то, что может наблюдаться в этом случае? Рассмотрим такую ситуацию. В случае роста одного симметричного поднятия, вокруг него в окружающей среде формируется зона напряжений, отображаемая соответствующей изохроматической картиной (рис. 17 а). Расшировка именно этой изохроматической картины была приведена ранее на рис. 15 в, д. На этой же фотографии присутствует изоклина, указывающая направление прогнозируемых трещин, представляющая собой тёмно серую линию, находящуюся непосредственно над вершиной антиклинального блока и ориентированную вертикально (рис. 17 а).

В седиментационной модели в результате роста такого же поднятия, на её поверхности сформировалась изометричная система трещин (рис. 17 в).

В результате вздымания рядом с ним второго (соседнего) поднятия

картина распределения напряжений в оптической модели изменилась. Зона повышенных напряжений, сформировавшаяся ранее вокруг первого поднятия, с левой от него стороны (где появилось второе поднятие) уменьшилась, а над новым поднятием, наоборот, увеличилась в своих размерах (рис. 17 б).

В седиментационной модели над вершиной второго поднятия на её поверхности появилась своя система трещин, но в отличие от предыдущей (изометричной), возникшей над первым поднятием, вторая имеет явно субпараллельную ориентировку (рис. 17 г). Эти отличия в ориентации первой и второй зон трещиноватости объясняется следующим образом. Первое поднятие росло в изотропной среде, в которой отсутствовали какие либо неоднородности в распределении напряжений в осадках. Более позднее второе поднятие поднималось в среде с уже созданным первым

поднятием боковым напряжением, поэтому трещины, возникшие над вторым антиклинальным блоком, ориентировались в соответствии со сформированным первым поднятием полем напряжений. Следует также отметить, что наряду с первой многочисленной субпараллельно ориентированной системой трещин, после роста второго поднятия образовалась и ещё одна гораздо менее многочисленная группа трещин, ориентированных перпендикулярно по отношению к первой, соединившей обе зоны трещиноватости, возникшие над первым и вторым поднятиями (рис. 17 г).

Рост второго поднятия вызвал существенное уменьшение величины раскрытости трещин, возникших ранее над первым поднятием, то есть существенное уменьшение трещиноватости «пористости» в этой зоне разуплотнения. Следовательно, флюиды, находившиеся в зоне трещиноватости (разуплотнения) над первым поднятием до момента роста второго поднятия, по субперпендикулярной системе трещин были отжаты в новую, сформировавшуюся над вторым поднятием «молодую» трещиноватую зону разуплотнения (см. рис. 17 г).

Если же вновь возобновляется рост первого поднятия, то субпараллельная зона трещиноватости, сформировавшаяся ранее над вторым поднятием, сжимается, а заполнявшие её до этого момента флюиды, вновь по субперпендикулярной системе трещин, соединяющих эти две зоны друг с другом, перетекают в подновлённую зону трещиноватости над первым поднятием (рис. 17 д).

При последующем подъёме второго поднятия всё повторится. Система трещин, возникшая над первым поднятием, окажется сжатой давлением, распространяющимся от возобновившего свой рост второго поднятия, а флюиды, присутствовавшие до этого времени в пустотном пространстве трещин, слагающих зону разуплотнения, расположенную над первым поднятием, вновь по той же субперпендикулярной системе трещин перетекут в обновлённую, увеличившую свою раскрытость и трещинную «пористость» систему

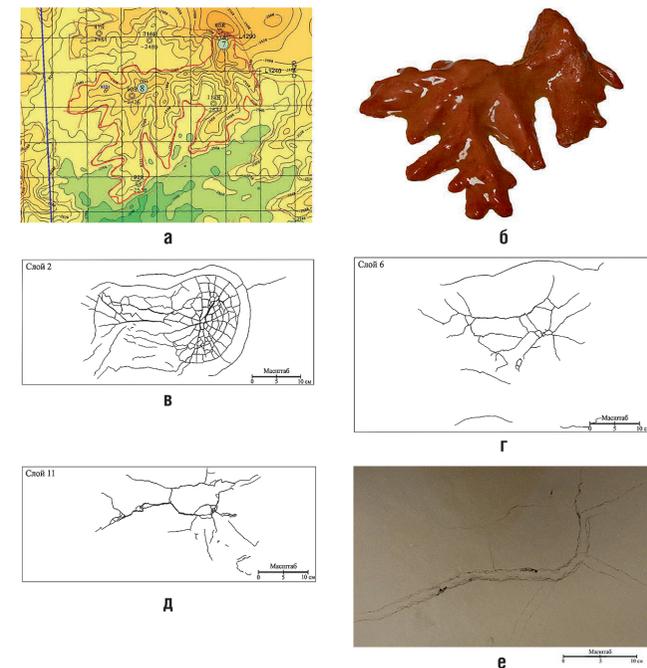
трещин, присутствующую над вторым поднятием (рис. 17 е). В этом и заключается принцип работы тектонического «насоса».

Таким образом, в том случае, когда в осадках присутствуют рядом расположенные, взаимодействующие друг с другом поднятия, они способны по возникшей над ними системе трещин «перекачивать» флюиды из одной зоны разуплотнения, образовавшейся над более старым поднятием в новую зону растяжения, сформировавшуюся над более молодым поднятием. Поэтому если в природной ситуации по данным сейсморазведки установлены близко расположенные поднятия, то следует провести палеотектонический анализ и установить, какое из поднятий имеет более молодой возраст. При прочих равных условиях, более перспективными будут продуктивные отложения, расположенные над самым молодым поднятием [3].

Рост второго поднятия не только изменяет характер распределения напряжений в осадках, созданный до этого первым поднятием, но и вызывает формирование зоны всестороннего (в рассматриваемой двумерной модели) сжатия, внутри которой присутствует изотропная точка, в которой нормальные напряжения одинаковы во всех направлениях, а тангенциальные равны нулю [3]. Эта точка на оптической модели расположена между двумя антиклинальными блоками немного выше них, а зона всестороннего сжатия в оптико-поляризационной модели имеет характерный слабо желтоватый цвет (рис. 17 б).

В природных условиях, скважина, попадающая в такую зону, вскрывает сильно уплотнённые песчаники, имеющие пористость порядка 4-6 %, (см. вставку в левом верхнем углу фотографии оптической модели на рис. 17 б). Таким образом, тектонофизическое моделирование позволяет

РИС. 18. Фрагмент структурной карты Каменного месторождения по кровле донорского комплекса (а), фотография трёхмерного антиклинального поднятия, построенного на её основе (б); в, г, д – результаты препарации 2-го, 6-го и 11-го компетентных слоёв, входивших в состав трёхмерной седиментационной модели с распределением в них трещин, возникших вследствие роста антиклинальной структуры; е – фотография поверхности трёхмерной модели с вышедшей на её поверхность зоной разуплотнения (просадки), по [8]

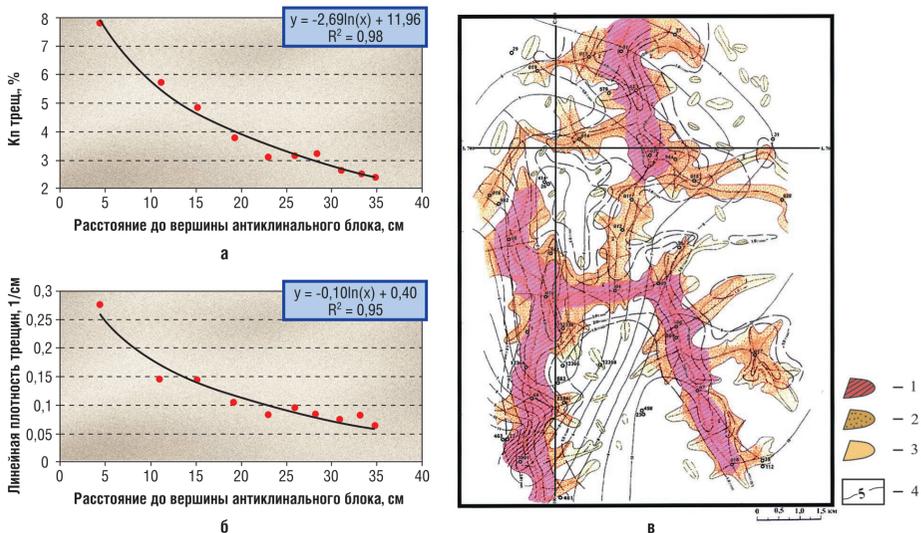


прогнозировать не только трещиноватые зоны разуплотнения, обладающие повышенными ФЕС, но и зоны всестороннего сжатия, внутри которых происходит интенсивное уплотнение осадков и резкое ухудшение их коллекторских свойств.

### Трёхмерное тектоно-седиментационное моделирование

Рассмотренные выше тектонофизические модели являются по сути двумерными и позволяют имитировать распределение напряжений и смещение осадков вследствие роста поднятия по выбранному фрагменту сейсмических разрезов. Однако часто представляет интерес объёмное моделирование с целью анализа закономерностей в распределении трещинных дислокаций, формирующихся в осадках над моделями отдельных поднятий или их групп в результате их роста. Для этого используются трёхмерные седиментационные модели, построенные на основе структурных карт, например, по отражающему горизонту «А» (рис. 18 а, б) [1].

РИС. 19. Результаты обработки трёхмерной тектоно-седиментационной модели с построенными зависимостями трещиной «пористости» (а), и линейной плотности трещин (б) от расстояния до вершины поднятия и пример структурно-прогнозной карты-схемы с выделенными на основе тектонофизического моделирования зонами различных категорий перспективности БАК и суммарной мощности ППП (в) (по [8])



Основные обозначения: категории земель: 1 – высокоперспективные; 2 – перспективные; 3 – малоперспективные; 4 – изопахиты суммарной толщины ППП, м

После проведения имитации роста поднятия, трёхмерная седиментационная модель послонно разбирается, и в каждом слое анализируется характер распределения трещин, образовавшихся в них вследствие роста этого поднятия (рис. 18 в-д).

В том случае, когда поднятие имеет достаточно большую амплитуду и размеры, зона разуплотнения, сформировавшаяся над ним, может выйти на поверхность модели в виде серии грабенообразных провалов (рис. 18 е). При сопоставлении полученной на поверхности модели картины в пределах этой же территории, но уже на реальной (земной поверхности) отмечается совпадение расположения русел рек или проток с положением зон разуплотнения (просадок) на поверхности трёхмерной модели этого участка, если уклон реальной земной поверхности совпадает с направлением этих зон просадок и, соответственно с направлением течения рек или их проток. Если же наклон земной поверхности направлен в другую сторону или он практически отсутствует, то зонам просадок в модели на земной

поверхности соответствуют не русла рек или проток, а цепочки мелких озёр или заболоченные низины. Этим отчасти объясняется нахождение крупных залежей УВ и месторождений вблизи русел крупных рек или озёр (например, знаменитое озеро Самотлор и одноимённое с ним месторождение нефти) [1, 2].

Используя связи, полученные после послонной разборки и анализа распределения трещин в трёхмерных седиментационных моделях, например, их пористости и линейной плотности трещин в зависимости от расстояния до вершины антиклинального блока (рис. 19 а, б), строится прогнозная карта распределения зон различной продуктивности в пределах той или иной площади (рис. 19 в).

Анализ успешности прогнозов, выполненных с помощью описанной методики тектонофизического моделирования в пределах 10 исследованных площадей на основе данных сейсморазведки показал, что успешность прогноза изменяется от 63 % (Камынное месторождение) до 100 %

(Ем-Ёговская площадь), что зависит, главным образом, от качества исходной геолого-геофизической информации [1].

### Заключение

Поднимающиеся из астеносферы магматические тела создают зоны напряжений в земной коре. При превышении величины этих напряжений предела прочности пород, слагающих кору, в них образуются трещины, по которым магма поднимается ещё выше, формируя положительные структуры в фундаменте и осадочном чехле. В момент образования трещин происходит уменьшение внешнего давления и флюиды, до этого момента растворённые в магме, выделяются в виде самостоятельной фазы – высоконапорных флюидов, которые, в свою очередь, проникают по сформировавшимся трещинным зонам вверх и, в конце концов, попадают в юрские отложения, где смешавшись с насыщенными их поровыми водами, образуют ГФ.

Вследствие термического расширения поровых вод, смешивающихся с высоконапорными флюидами, происходит флюидоразрыв юрских отложений и, как следствие, формируются многочисленные трещины различной протяженности, по которым ГФ проникают выше и/или по латерали, что зависит от ориентации напряжений в осадках и, соответственно, направления образовавшихся трещин флюидоразрыва.

ГФ, попадая в терригенные юрские отложения, вызывают их интенсивное осветление, окремнение, растворение неустойчивых минералов, за счёт чего в них образуется вторичная пористость.

Обладая высокой температурой, ГФ активно влияют на содержащееся в юрских осадках ОВ, которое под их действием активно генерирует нефти, а оставшийся вязкий или твёрдый коксовый остаток сохраняется в поровом пространстве исходных пород и на поверхности многочисленных трещин, образовавшихся вследствие тектонических напряжений и/или флюидоразрыва пород.

По тектоногенным трещинам и трещинам флюидоразрыва ГФ, в виде гомогенного

сверхкритического раствора выносятся в своём составе образовавшиеся в результате природного пиролиза нефти в ближайшие породы-коллекторы, где после его охлаждения он разделяется на нефтяную и водную фазы, пройдя прежде, вероятно, через состояние водонефтяной эмульсии.

Благодаря высокой температуре, вызывающей флюидоразрыв в породах, насыщенных поровой водой, на небольшой промежуток времени все породы (включая даже глинистые разности) становятся проницаемыми для этого гомогенного ГФ, благодаря чему происходит энергичная транспортировка УВ, входящих в его состав, в породы коллекторы, встречающиеся на его пути. При этом из-за гомогенного сверхкритического состояния флюида пропадают проблемы, связанные с фазовой проницаемостью и эффектом Жамена, препятствующими миграции УВ и формированию их залежей и месторождений.

Вследствие охлаждения ГФ в зоне его проникновения по тектоническим трещинам и трещинам флюидоразрыва, в породах-коллекторах формируется мощная депрессионная зона, в которой пластовое давление может оказаться значительно ниже, чем гидростатическое для этих глубин. По этой причине в эту зону начнут засасываться вода и нефть, причём, поскольку фазовая проницаемость нефти в гидрофильных коллекторах (юрские коллекторы первоначально обладают именно гидрофильными свойствами) гораздо выше, чем воды, то эти зоны будут заполняться преимущественно нефтью. С возникновением депрессионных зон также могут быть связаны отмечающиеся резкие перепады уровня ВНК, причём их снижение будет наблюдаться именно в том направлении, где наблюдается такая депрессионная зона.

Если описываемые процессы наблюдались в недалёком (в масштабе геологического времени) прошлом, то в пределах площадей, где они происходили вполне возможно сохранение не только депрессионных зон, но и положительных температурных аномалий, а также гидрохимических аномалий, обусловленных особенностями химического состава ГФ [1, 2].

Прогноз зон повышенной трещиноватости и разуплотнения, в пределах которых в юрских отложениях ожидается присутствие коллекторов с высокими ФЕС, следует осуществлять с помощью метода комплексирования данных сейсморазведки и тектонофизического моделирования [1 – 3].

### Литература

1. Зубков М.Ю. Коллекторы в бажено-абалакском комплексе Западной Сибири и способы их прогноза. Геология нефти и газа, № 5. 2014. с. 58 – 72.
2. Зубков М.Ю. Тектоногидротермальные процессы в юрских отложениях Западной Сибири. Геология нефти и газа. № 1. 2017. С. 60 – 76.
3. Зубков М.Ю., Бондаренко П.М. Прогноз зон вторичной трещиноватости на основе данных сейсморазведки и тектонофизического моделирования. Геология нефти и газа. № 11 – 12. 1999. с. 31 – 40.
4. Борисов М.В. Геохимические и термодинамические модели жильного гидротермального рудообразования. М. Научный Мир. 2000. 360.
5. Бескровный Н.С., Ермакова В.Н., Талиев С.Д. Битуминоиды нефтесодержащих гравелитов и глин в узонской гидротермальной системе. В сб.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. «Наука». СОАИ СССР. Новосибирск. 1974. С. 135 – 143.
6. Карлов Г.А. Современные гидротермы и ртутно-сурьмяно-мышьяково оруднение. М.: Наука. 1988. 183 с.
7. Конторович А.З., Меленевский В.Н., Фомичёв А.С., Шведенков Г.Ю. Пиролиз как метод изучения нефтегенерационного потенциала материнских пород. Геология нефти и газа, № 12, 1986, с. 36 – 41.
8. Маршинин Е.К. Вулканы и жизнь. М. Мысль. 1980. 198 с.
9. Набоко С.И. Формирование современных гидротерм и метаморфизм растворов и пород. Вопросы вулканизма. Изд. АН СССР. М. 1962. с. 52 – 62.
10. Бгатов В.И. История кислорода земной атмосферы. М.: Недра, 1985. 87 с.
11. Зубков М.Ю., Бакуев О.В., Дворак С.В., Пастух П.И. Вертикальная и латеральная миграция поровых флюидов в юрском комплексе Красноленинского свода. Сборник научных трудов ЗапсибНИГНИ «Физико-литологические особенности и коллекторские свойства продуктивных горизонтов Западной Сибири». Тюмень. 1988.
12. Зубков М.Ю., Дворак С.В., Романов Е.А., Чуланцева В.Я. Гидротермальные процессы в шерклинской пачке Талинского месторождения (Западная Сибирь). АН СССР. Литология и полезные ископаемые, 1991, № 3. с. 122 – 132.
13. Справочник физических констант горных пород. Под ред. С. Кларка мл. «Мир». М. 1969. 544 с.
14. Зубков М.Ю., Шведенков Г.Ю. Экспериментальное моделирование процесса формирования вторичных коллекторов под действием гидротермальных флюидов различного состава. Сборник «Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО». Пятая научно-практическая конференция в двух томах, том I. Ханты-Мансийск. 2002. С. 323 – 332.

KEY words: hydrothermal fluids, epigenetic minerals, zones of decompression (drawdown), secondary porosity, drawdown zone, seismic, Tectonophysics, prediction of hydrocarbon deposits.