

1 (104) январь 2013

ГОРНЫЕ ВЕДОМОСТИ

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

СУЩЕСТВУЮТ ЛИ ГРАБЕНЫ,
РИФТОВЫЕ ВПАДИНЫ И АВЛАКОГЕНЫ?

ВЫБОР ТРЕТИЧНЫХ МЕТОДОВ
УВЕЛИЧЕНИЯ НЕФТЕОТДАЧИ
ДЛЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ С ДЛИТЕЛЬНОЙ
ИСТОРИЕЙ РАЗРАБОТКИ

СОПОСТАВЛЕНИЕ МЕТОДОВ РАСЧЕТА
КОЭФФИЦИЕНТА ИЗВЛЕЧЕНИЯ НЕФТИ
ИЗ ЗАЛЕЖЕЙ, РАЗРАБАТЫВАЕМЫХ
ГОРИЗОНТАЛЬНЫМИ СКВАЖИНАМИ

«Богатство нефт
есть залог величия державы»
М.В. Ломоносов

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ И РЕКОНСТРУКЦИЯ ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ВАНАВАРСКОЙ СВИТЫ СОБИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (КРАСНОЯРСКИЙ КРАЙ)

М. Ю. Зубков, О. И. Дерягина¹, С. А. Скрылев, А. В. Паршуков², В. Г. Худорожков³

¹ООО «ЗапСибГЦ», г. Тюмень, ZubkovMYu@mail.ru

²ООО «ТюменНИИгипрогаз», г. Тюмень, Skrylev@tngg.ru

³ООО «Газпром геологоразведка», г. Красноярск, v.rkhudorozhkov@ggr.gazprom.ru

АННОТАЦИЯ

Приведены результаты исследований литологического и гранулометрического составов различных типов пород, входящих в состав Vanavarskoy svity. Выполнена реконструкция условий осадконакопления пород, слагающих свиту. Выделены наиболее перспективные для поисков углеводородных залежей фациальные типы отложений в составе Vanavarskoy svity.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА

Обломочная часть, цемент, окатанность, сортировка, эпигенез, аридный, эоловый, аллювий, пролювий, озеро, русло, дельта, суспензионный поток, нефтегенерация.

LITHOLOGICAL COMPOSITION AND RECONSTRUCTION OF DEPOSITIONAL ENVIRONMENT OF VANAVARA FORMATION IN SOBINSKOE FIELD (KRASNOYARSK TERRITORY)

M. Yu. Zybkov, O. I. Deryagina¹, S. A. Skrylev, A. V. Parshukov², V. G. Khudorozhkov³

¹ZapSibRGC, LLC, Tyumen, ZubkovMYu@mail.ru

²TyumenNIIgiprogaz, LLC, Tyumen, Skrylev@tngg.ru

³Gazprom geologorazvedka, LLC, Krasnoyarsk, v.rkhudorozhkov@ggr.gazprom.ru

ABSTRACT

Results lithology studies and grain metric analyses of different types of rocks composing Vanavar formation are given. Reconstruction of depositional environments in formation rocks is performed. Facial types of deposits most prospective for exploration of hydrocarbon accumulations were defined within Vanavar formation.

KEY WORDS

Clastic section, cement, rounding, grading, epigenesis, arid, aeolic, alluvium, proluvium, lake, river bed, delta, mud stream, petroleum generation.

ВВЕДЕНИЕ

В разрезе Собинского нефтегазоконденсатного (НГК) месторождения вскрыты четыре продуктивных пласта (BН_{I} , BН_{II} , BН_{III} и $\text{BН}_{\text{IV-V}}$), входящих в состав ванаварской свиты. Несмотря на довольно длительную историю его изучения и большой объем выполненных литологических исследований до сих пор отсутствует ясное представление о палеогеографических условиях, в которых происходило отложение осадков и формирование пород-коллекторов, а затем и самих НГК залежей в них, без чего трудно выбрать оптимальную стратегию поисков углеводородных залежей в рассматриваемых отложениях.

По этой причине основной целью настоящей публикации является проведение реконструкции условий осадконакопления вендинских отложений Собинского месторождения на основе детальных литологических исследований вещественного и гранулометрического составов образцов, отобранных из всех продуктивных пластов, вскрытых шестью скважинами (40, 41, 43, 45, 48 и 51) на этапе доразведки.

Литологический состав рассматриваемых отложений исследовался с помощью следующих методов: оптической (в прозрачных петрографических шлифах) и растровой (электронной) микроскопии, рентгеноструктурного, гранулометрического анализа и карбонатометрии, причем предварительно осуществлялось подробное макроскопическое описание самого полноразмерного керна.

Всего различными методами было изучено 79 образцов, отобранных из всех продуктивных пластов, вскрытых упомянутыми выше скважинами.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ОТЛОЖЕНИЙ ВАНАВАРСКОЙ СВИТЫ

В составе рассматриваемых отложений встречены терригенные и хемогенные осадки, причем первые представлены всеми основными типами, а именно: песчаниками, алевролитами и глинами (аргиллитами). По результатам гранулометрического анализа размеры обломочных зерен в составе песчаников обычно варьируют от мелкозернистой до среднезернистой фракции, гораздо реже встречаются обломки, относящиеся к крупнозернистой песчаной фракции.

Хемогенные осадки представлены исключительно ангидритом и магнезитом. Остальные хемогенные минералы, такие как галит, барит и карбонаты (помимо магнезита), встречаются лишь в составе цемента, не образуя собственных отложений.

Рассматриваемые осадки характеризуются пестрой окраской от почти белой до темно-серой,

от бледно-розовой до красно-буровой и темно-коричневой с промежуточными оттенками. Реже встречаются голубовато-зеленоватые оттенки. Ниже увидим, что своеобразное богатство различных цветов и их оттенков, которыми обладают вендинские отложения, обусловлено главным образом валентным состоянием железа, присутствующего в их составе.

Забегая вперед, отметим, что значимых отличий по гранулометрическому и литологическому составам пород, слагающих выделенные продуктивные пласти, отмечено не было, поэтому характеристика их вещественного состава дается в целом для всех пластов. Можно лишь отметить, что в нижнем продуктивном пласте ($\text{BН}_{\text{IV-V}}$) в составе песчаников выше содержание более грубозернистой песчаной фракции по сравнению с верхними продуктивными пластами.

Обломочная составляющая вендинских отложений. Характерной особенностью обломочной части песчаников, слагающих рассматриваемые отложения, является их практически мономиктовый состав. Они сложены почти исключительно обломочными зернами кварца и кварцитов, доля которых в обломочной части составляет порядка 85–95 %.

Полевые шпаты, встречающиеся, как правило, в виде незначительной примеси, представлены обломочными зернами щелочных разновидностей, причем калиевые полевые шпаты (КПШ) явно преобладают над натриевыми, их средние содержания варьируют от 0 до 3–6 % и от 0 до 1–2 % соответственно. Причем обломочные зерна КПШ часто представляют собой «сотовые» агрегаты, состоящие из многочисленных или удлиненных, или изометричных отдельных зерен (или кристаллов), которые имеют размеры 7–12 x 14–70 мкм и 4–24 мкм соответственно (рис. 1а, б).

Обычно в составе терригенных коллекторов преобладают не калиевые, а натриевые разновидности полевых шпатов. Наблюдаемый феномен, скорее всего, обусловлен калиевым метасоматозом, то есть замещением катиона Na^+ в кристаллической структуре исходных кислых плагиоклазов на K^+ . Это объясняется повышением активности этого катиона из-за удаления из порового рассола Na^+ вследствие его вхождения в состав галита. Образование «сотовых» зерен калиевых полевых шпатов, скорее всего, происходит в эпигенезе, так как такие хрупкие конструкции вряд ли бы сохранились в процессе их транспортировки водными или воздушными потоками.

Изредка в составе обломочной части рассматриваемых отложений встречаются обломочные зерна мусковита и совсем редко хлорита,

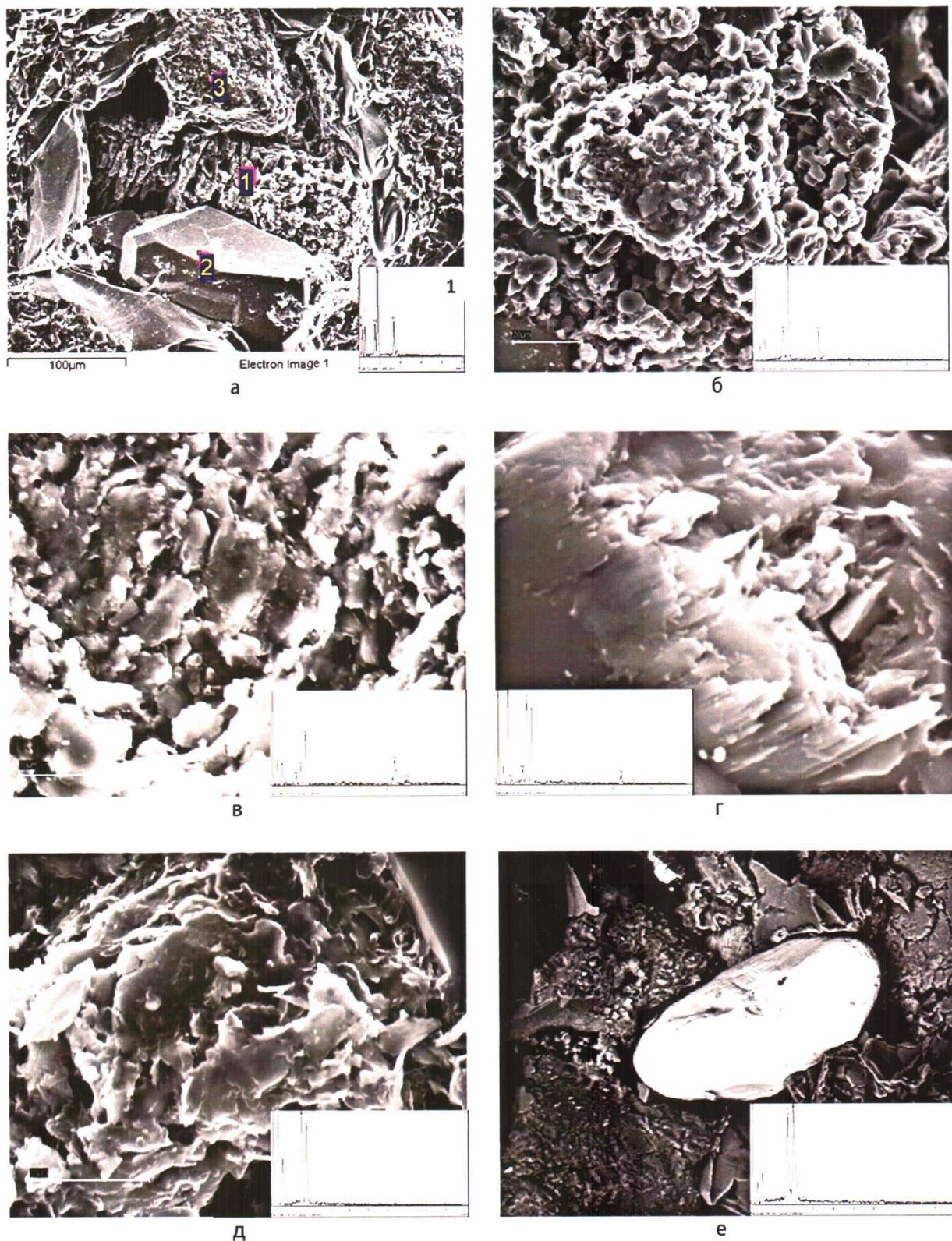


Рис. 1. Фотографии РЭМ «сотовидных» пористых агрегатов калиевого полевого шпата (а, б), обломочных зерен хлорита, в различной степени замещенных каолинитом (в—д), и полуокатанного обломка циркона эолового происхождения (е). Здесь и далее на снимках приводятся элементные спектры микрообъектов

который частично или полностью замещен каолинитом (рис. 1в—д).

Аксессорные минералы чаще всего представлены обломочными зернами циркона, имеющими размеры от 65 до 165 мкм, которые могут быть как хорошо окатанными, так и остроугольными (рис. 1е, 2а).

Реже встречаются полуокатанные и остроугольные, иногда трещиноватые обломки магнетита, размеры которых варьируют в широких пределах от 2,2 до 155 мкм (рис. 2б, в).

Встречено необычное по форме зерно ильменита, которое, так же как и описанные выше обломки калиевого полевого шпата, имеет сотовое строение и сложено из многочисленных субпараллельно ориентированных пластинок, имеющих длину от 3 до 12 мкм (рис. 2г). Судить однозначно о происхождении этого зерна трудно, так как оно имеет слишком ажурную и хрупкую конструкцию, а потому не ясно, могло ли оно в таком виде транспортироваться водой, ветром или образовалось, что вероятнее всего, в эпигенезе вследствие перекристаллизации исходного обломочного зерна ильменита.

Довольно часто отмечается присутствие обломочных зерен рутила, причем некоторые из них частично или почти полностью покрыты хорошо ограниченными (регенерационными) гранями (рис. 2д).

Цементирующая составляющая вендских отложений. Цементом в гранулярных коллекторах рассматриваемых отложений являются кремнезем, глинистые минералы (гидрослюдя, каолинит и смешанослойные образования), сульфаты (ангидрит и барит), карбонаты (главным образом магнезиальный сидерит), гематит, вероятно, галит и битум.

Кремнезем, нарастаая на поверхности обломочных зерен кварца, приводит, с одной стороны, к регенерации их граней, а с другой — к возникновению конформно-регенерационного типа контактов между ними. Растворение кварца в местах контактов кварцевых зерен друг с другом под действием литостатического давления и переотложения его в соседних участках приводит к формированию контактов типа внедрения. В результате обоих процессов возникает кремнистый цемент, относящийся к двум типам: конформно-регенерационному и внедрению (см. рисунки, расположенные ниже по тексту). Содержание кремнистого цемента варьирует в широких пределах и составляет от 1—2 до 10—12 %.

Глинистый цемент представлен главным образом эпигенетическими гидрослюдой (обычно преобладает) и каолинитом. Смешанослойные образования (ССО) на основе гидрослюды

и монтмориллонита встречаются в виде примеси. Хлорит, как уже отмечалось выше, в составе цемента полностью отсутствует. Он встречается крайне редко, при этом исключительно в виде терригенной примеси, причем, как уже отмечалось выше, терригенный хлорит частично или полностью замещен каолинитом (см. рис. 1в—д). Содержание глинистого цемента в песчаниках обычно не превышает 4—6 %, а в среднем составляет 2—3 %.

Гидрослюдя (иллит) с небольшой примесью ССО чаще всего встречается в виде тонких пленок на поверхности кварцевых зерен, а сами кристаллы имеют форму изогнутых листочеков (рис. 2е, 3а). Поэтому гидрослюдистый цемент относится к типу пленочного. Содержание гидрослюд в породах-коллекторах обычно варьирует в пределах от 1 до 4—5 %.

Каолинит встречается немного реже, чем гидрослюдя, и обычно в меньших количествах. Он отмечается в порах пород-коллекторов, как правило, в форме характерных буклетовидных агрегатов и относится к поровому типу цемента (рис. 3б). Его концентрация обычно не превышает 3—4 %.

Ангидритовый цемент наряду с кремнистым является самым распространенным типом цемента в рассматриваемых отложениях. Он встречается почти во всех исследованных образцах. Его содержание в породах-коллекторах варьирует в очень широких пределах: от 1—2 до 25 и даже 30 %. При очень высоком содержании ангидрита в порах песчаников они переходят в класс неколлекторов. Обычно он заполняет поры в форме крупных шестоватых кристаллов, реже в виде мелких поликристаллических «звездочек», отдельные кристаллы, входящие в их состав, имеют размеры 15—22 мкм (рис. 3в, г). В зависимости от содержания ангидрита в поровом пространстве он может представлять собой следующие разновидности цемента: контактный, поровый и базальный.

Баритовый цемент встречается очень редко и в небольшом количестве. Обычно он заполняет собой мелкие поры, а потому относится чаще всего к поровому типу (рис. 3д). Его содержание не превышает 0,5 %.

Следующим по распространенности после ангидритового цемента является **сидеритовый цемент**. Причем сидерит в рассматриваемых отложениях представлен твердым раствором с большим или меньшим содержанием в нем магния, а иногда и примесью марганца (рис. 3д, спектр 2; 4а, б). Магнезиальный сидерит с довольно высоким содержанием в его составе магния (до 30 %) имеет собственное название — сидероплезит.

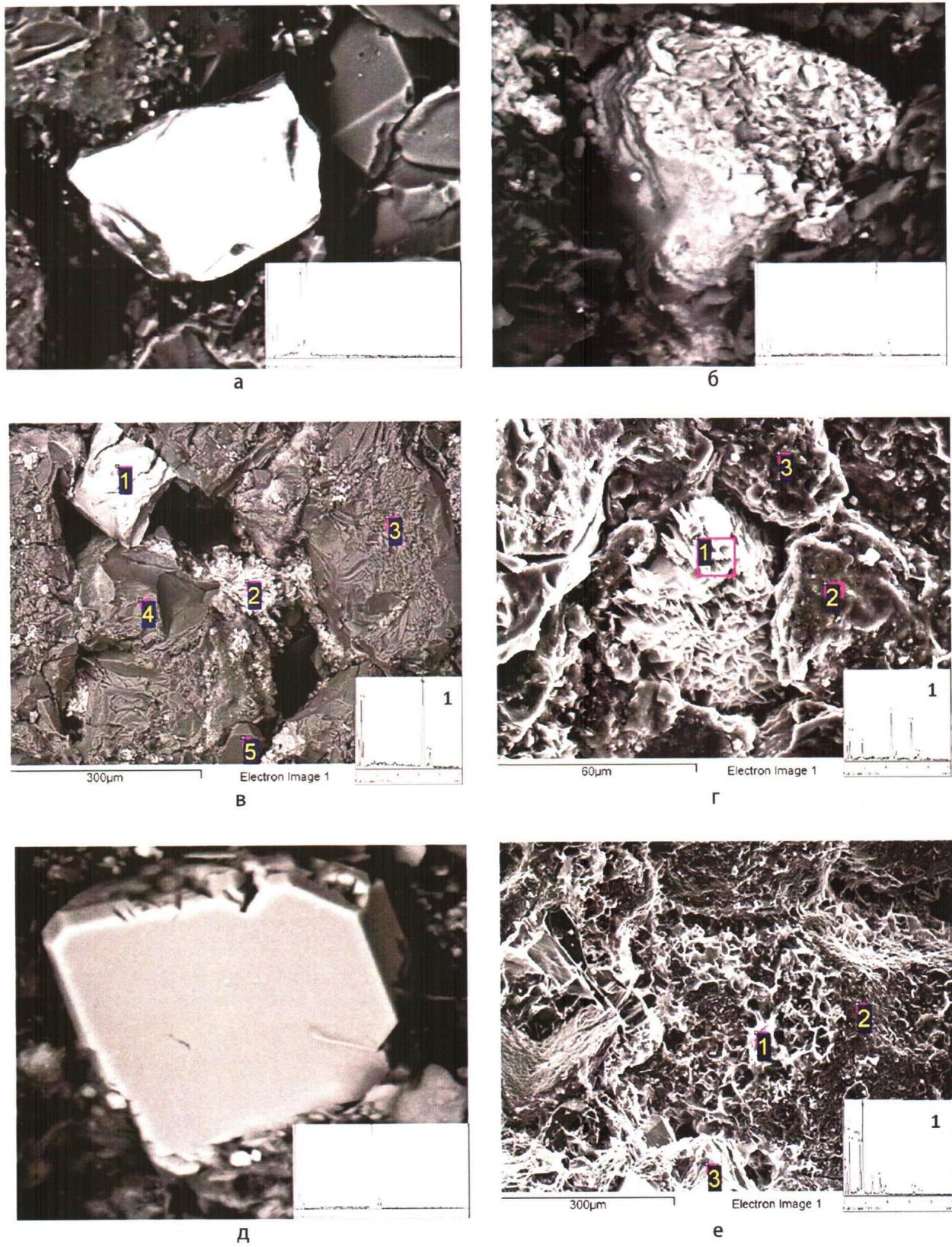


Рис. 2. Фотографии РЭМ обломочных зерен циркона аллювиального происхождения (а), магнетита (б, в), пластинчатого агрегата ильменита (г), регенерированного обломка рутила (д) и пленочного эпигенетического иллита (е)

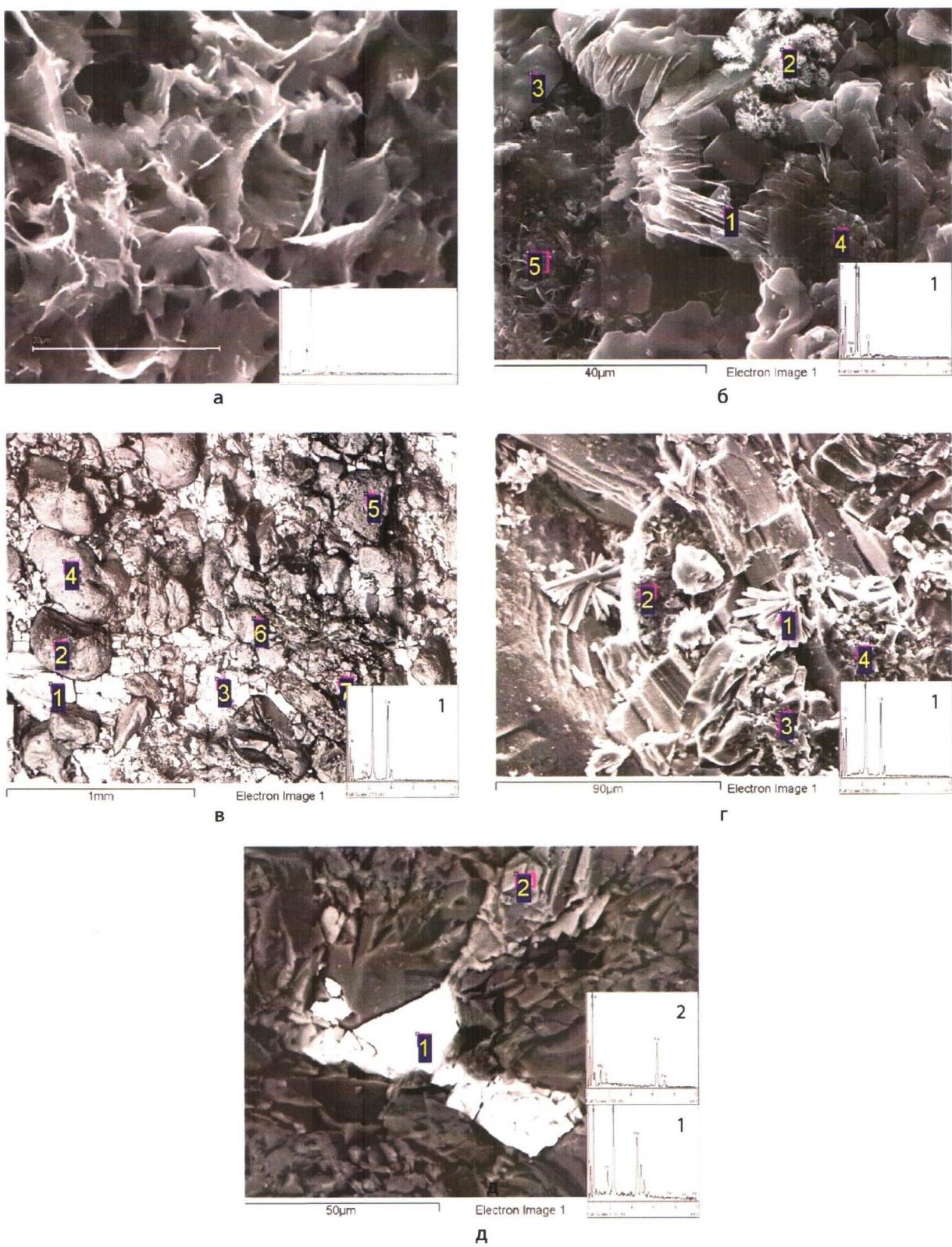


Рис. 3. Фотографии РЭМ пленочного иллита при большом увеличении (а), буклетеобразного каолинита (б), порового (до базального) ангидритового цемента (в), мелкокристаллических агрегатов ангидрита (г), аутогенного порового барита (д). На снимке (б) в верхней его части присутствуют моховидные агрегаты сульфатов меди и олова (спектр 2)

Сидероплезит в зависимости от его содержания может практически полностью заполнять поровое пространство песчаников либо присутствовать в виде мелких поликристаллических агрегатов, в которых отдельные кристаллы имеют размеры от 2 до 8 мкм (см. рис. 3д, спектр 2; 4а–б). Его содержание варьирует в широких пределах: от 1–2 до 20–25 %. В зависимости от его содержания и характера распределения в песчаниках он может относиться к контактному, поровому и редко базальному типам. Часто, как и ангидритовый цемент, сидероплезитовый распределен в объеме песчаников неравномерно — в виде пятен, придавая породе пятнистую текстуру.

Интересно, что такие обычно широко распространенные в составе цемента карбонатные минералы, как кальцит и доломит, в рассматриваемых отложениях практически полностью отсутствуют и встречаются лишь в виде незначительной примеси в форме небольших мелкокристаллических агрегатов, в которых отдельные кристаллы имеют размеры от 0.5 до 5 мкм (рис. 4в, г).

Галлит встречается практически во всех исследованных образцах песчаников, причем в самых разнообразных видах — от мелкокристаллических пленочек или корочек до отдельных кристаллов и их агрегатов. По этой причине можно было бы заключить, что он является обязательным компонентом цемента в песчаниках (рис. 4д, е).

Однако в поровом рассоле концентрация ионов Na^+ и Cl^- настолько высока, что при его испарении возможна кристаллизация кристаллов галита в поровом пространстве песчаников. Для расчетов, чтобы оценить их объем, основываясь на результатах гидрохимического анализа пластовых вод, полученных из рассматриваемых продуктивных отложений, примем максимально возможную концентрацию ионов натрия и хлора равной 300 г/л. В этом случае кристаллы галита, выделившиеся из порового рассола, займут около 14 % порового пространства песчаников. Говоря более точно, если открытая пористость песчаника, поровое пространство которого было занято рассолом, составляла 20 %, то после его испарения и отложения в порах галита она уменьшится до 17.2 %. По этой причине довольно сложно решить, существует ли галитовый цемент в «чистом» виде.

Гематитовый цемент также часто встречается в песчаниках, входящих в состав рассматриваемых отложений, из-за чего породы имеют специфические цвета от буроватого до краснокоричневого. В песчаниках гематита содержится немного: обычно от 0.5–1.0 до 2–3 %, а в глинисто-алевритовых разновидностях — до 6–8 %.

При больших увеличениях видно, что гематит встречается в виде агрегатов различной формы, и его кристаллы также отличаются своими размерами и степенью совершенства их огранки (рис. 5а—в).

Мелкокристаллические агрегаты продолговатой формы, плохо окристаллизованные и имеющие самые маленькие размеры отдельных кристаллов от 0.5 до 1.2 мкм (см. рис. 5а), в прозрачных петрографических шлифах имеют вид «крыхлых» каемок и микросгустков бурого цвета (см. рисунки ниже по тексту). Напротив, крупные, хорошо ограниченные кристаллы гематита, характеризующиеся линейными размерами 4–12 мкм (см. рис. 5б), расположенные на поверхности кварцевых зерен в прозрачных петрографических шлифах, выглядят как тонкие пленки черного цвета.

Наконец, если образование кристаллов гематита протекает в несколько стадий, то возможно образование гематитовых агрегатов нескольких генераций, например: сначала кристаллизуются агрегаты крупнокристаллического гематита, отдельные кристаллы которого имеют размеры 2.5–5.5 мкм, а позднее — мелкокристаллические агрегаты, в которых отдельные кристаллы гематита имеют размеры 0.7–1.5 мкм (см. рис. 5в). В прозрачных петрографических шлифах гематитовые пленки такого типа облашают темно-бурым цветом, почти до черного. Исходя из характера распределения гематитового цемента, можно выделить следующие его типы: пленочный, микрокомковатый и контактный.

Часто цемент в песчаниках представлен не одним минералом, а несколькими. В качестве примера рассмотрим мелко-среднезернистый песчаник с пленочно-сгустковым и поровым типами цемента (рис. 5г). При большом увеличении видно, что в порах на поверхности обломочных зерен кварца присутствуют пленки, состоящие главным образом из многочисленных листочков гидрослюды с примесью мелких кристаллов гематита и галита (рис. 5д). При еще большем увеличении удается рассмотреть отдельные кристаллы гематита, имеющие форму мелких пластинок, которые, в свою очередь, обволакивают тонкие изогнутые пленки гидрослюды (рис. 5е).

В прозрачном петрографическом шлифе, изготовленном из плотного, очень плохо сортированного мелко-среднезернистого алевритового песчаника, цемент имеет необычный черный цвет (рис. 6а). На снимке, полученном с помощью растрового электронного микроскопа (РЭМ) и по данным микрозондового элементного анализа, хорошо видно, что его поровое пространство практически полностью заполнено мелкокристаллическими агрегатами галита с небольшой

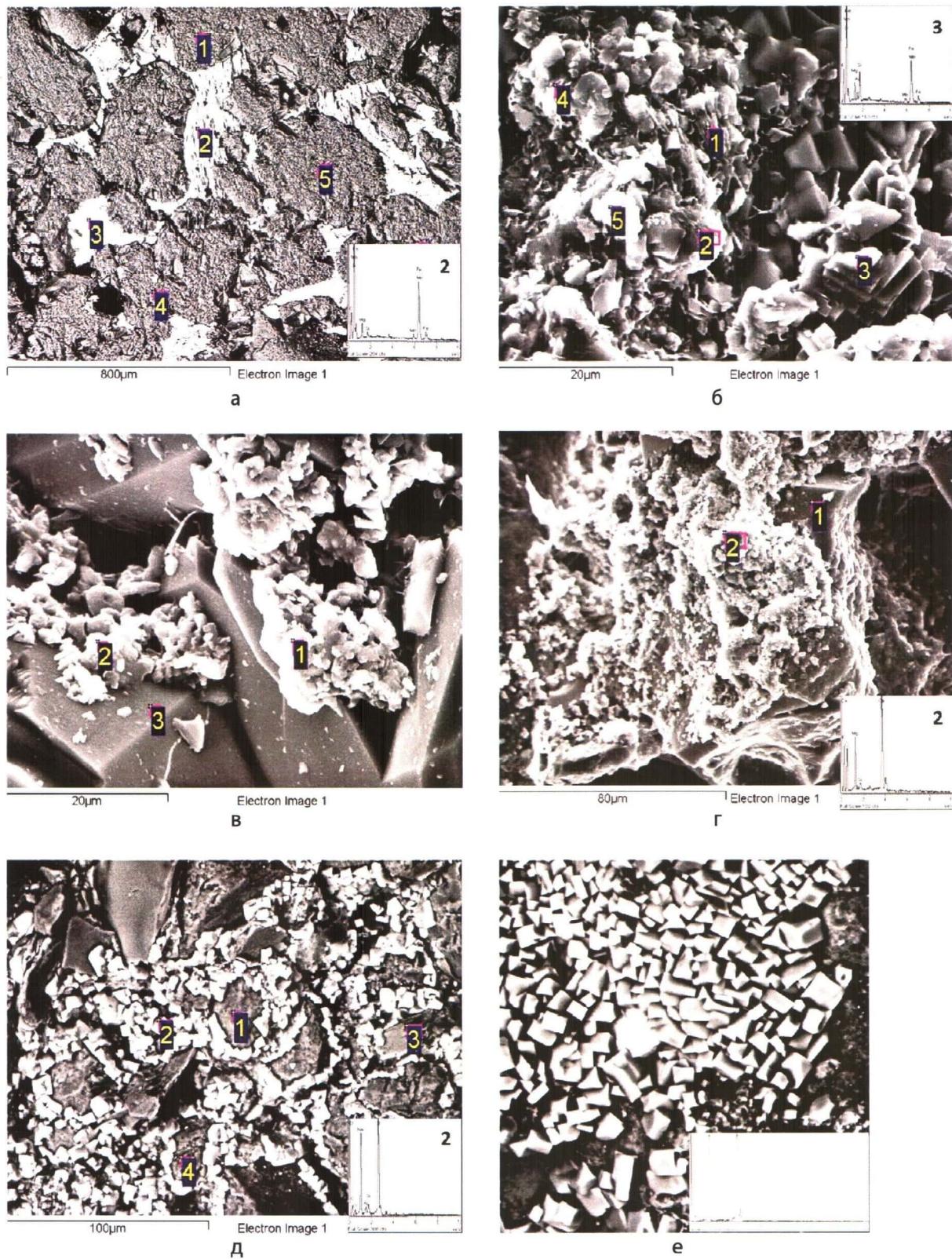


Рис. 4. Фотографии РЭМ магнезиального сидерита (сидероплезита), присутствующего в виде порового (до базального) цемента (а), агрегаты ромбовидных кристаллов сидероплезита (б), мелкокристаллические агрегаты кальцита (спектр 1) и доломита (спектр 2) на поверхности регенерированных обломков кварца (в), мелкокристаллические агрегаты аутигенного доломита (спектр 2) на обломочном зерне кварца (г), поликристаллические пленки аутигенного галита (д), мелкокристаллический агрегат порового галита (е)

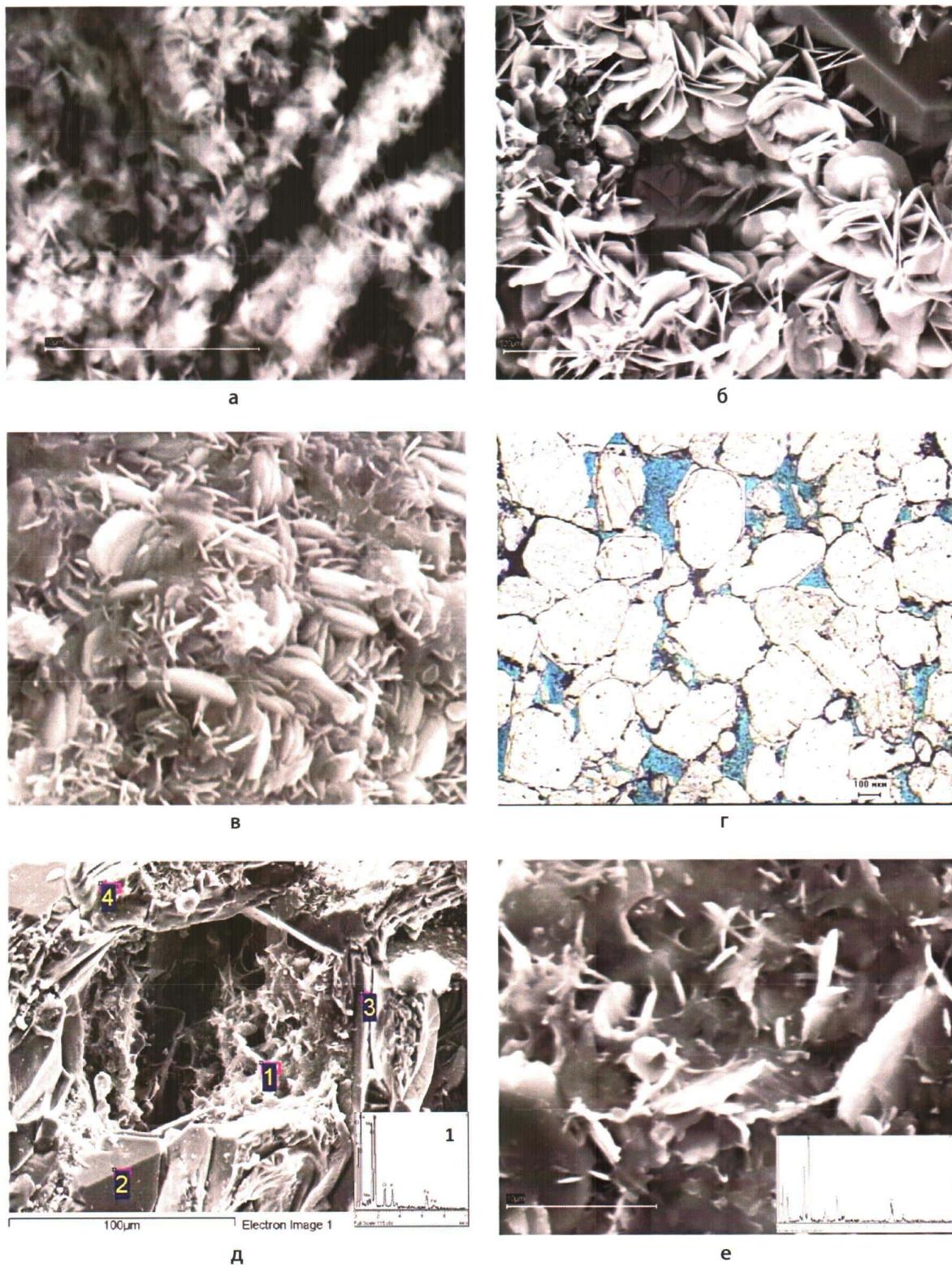


Рис. 5. Фотографии РЭМ (а—в, д, е) и петрографического шлифа (г): а — мелкокристаллические продолговатые агрегаты плохо окристаллизованного гематита; б — крупнокристаллический пластинчатый гематит, частично захваченный регенерированными гранями кварца; в — две генерации гематита (раннего крупнокристаллического и более позднего мелкокристаллического); г — мелко-среднезернистый песчаник с тонкими пленками и сгустками поликомпонентного цемента; д — пора того же образца песчаника с цементом, состоящим из гидрослюды, каолинита, галита и гематита (спектр 1); е — увеличенный фрагмент цемента с предыдущего снимка, на котором видны отдельные пластинчатые кристаллы гематита и пленочного иллита с примесью каолинита и галита

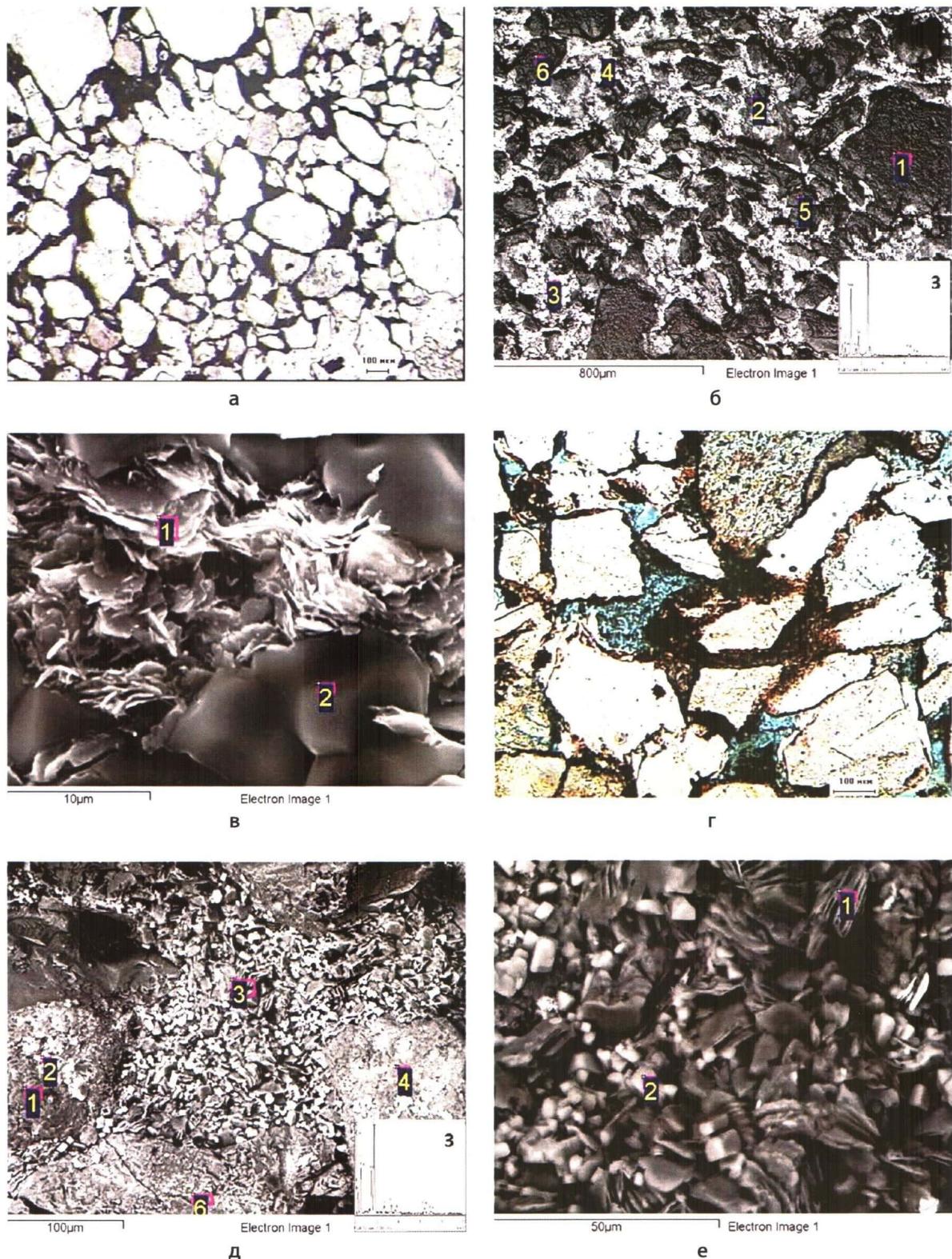


Рис. 6. Фотографии петрографических шлифов (а, г) и РЭМ (б, д, е): а — мелко-среднезернистый песчаник с гематит-иллит-галитовым цементом; б — поверхность того же образца, снятая в режиме КОМПО (на снимке светло-серым цветом выделяется цемент преимущественно галитового состава); в — увеличенный фрагмент порового цемента с предыдущего снимка, на котором хорошо видна морфология пластинчатых кристаллов гематита, чешуйчатых — иллита (спектр 1) и крупных изометрических — галита (спектр 2); г — мелко-среднезернистый песчаник с пленочно-сгустковым полиминеральным цементом; д — фрагмент с порой того же образца, заполненной гематитом, галитом и каолинитом (спектр 3); е — увеличенный фрагмент центральной части предыдущего снимка, на котором присутствует каолинит с примесью иллита (спектр 1), галит (спектр 2) и тонкие пластинки гематита светло-серого цвета

примесью гидрослюды и гематита (рис. 6б). При большом увеличении видно, что цемент представлен следующим образом:

- немногочисленными тонкими пластинками гематита, кристаллы которого имеют размеры 1–2.5 мкм;

- гораздо более многочисленными изогнутыми листочками гидрослюды, имеющими размеры от 1.5 до 7.5 мкм;

- крупными изометричными кристаллами галита, размеры которых варьируют от 10 до 12 мкм, часто включающими в себя кристаллы первых двух минералов (рис. 6в).

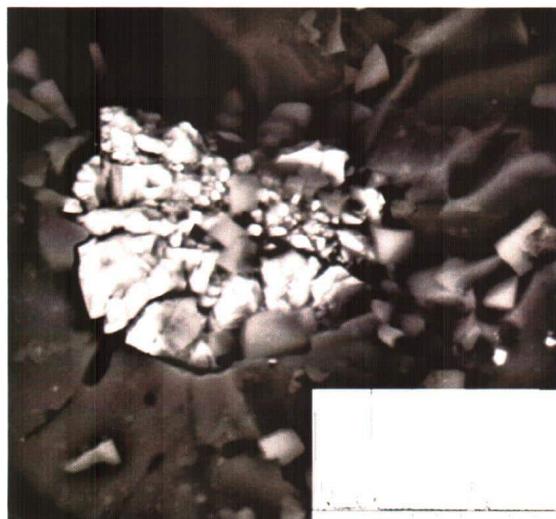
Судя по количеству галита, присутствующего в порах рассматриваемого образца, можно заключить, что основная его часть является «первичным» цементом, а не выпала из порового рассола вследствие его испарения (см. рис. 6б, в). Таким образом, можно заключить, что в рассма-

триваемых отложениях первичный (аутигенный) галитовый цемент наверняка присутствует в порах песчаников. Косвенно это подтверждается тем фактом, что при отрезании тонких пластинок, использующихся для изготовления петрографических шлифов, на алмазной пиле с водяным охлаждением они часто разрушаются. Это, вероятно, обусловлено растворением галитового цемента или галитовой составляющей в полиминеральном цементе.

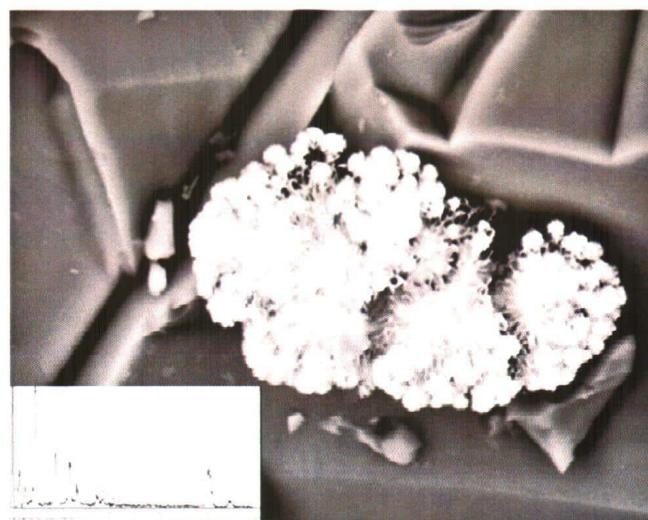
В прозрачном петрографическом шлифе, изготовленном из мелко-среднезернистого песчаника, выделяется темно-бурый цемент преимущественно контактного и порового типов (рис. 6г). На снимке РЭМ, выполненном в режиме КОМПО, хорошо видны пленочки и корочки светло-серого цвета, сложенные (по данным микрозондового элементного анализа) галитом и гематитом (рис. 6д). При большем увеличении хорошо



а



б



в

Рис. 7. Фотографии РЭМ, снятые в режиме КОМПО: а, б — аутигенный пирит; в — моховидный агрегат сульфата олова и меди

видно, что сама пора заполнена многочисленными кристаллами эпигенетических минералов, представленных редкими тонкими пластинками гематита светло-серого цвета, многочисленными буклетеобразными агрегатами каолинита, редкими тонкими пленками гидрослюды и прямоугольными кристаллами галита (рис. 6е).

Завершая рассмотрение минеральных компонентов, входящих в состав рассматриваемых отложений, отметим также, что крайне редко в виде незначительной примеси в них встречается аутигенный пирит (рис. 7а, б). Причем он встречается лишь в интервалах, в которых отмечается присутствие органического вещества.

В качестве экзотических минеральных объектов иногда встречаются «пушистые» микроскопические агрегаты сульфатов меди и олова (рис. 3б, спектр 2; 7в). Скорее всего, эти микроскопические образования, имеющие размеры 6—13 мкм, состоящие из еще более мелких округлых микрокристаллических агрегатов диаметром 0.5—2.5 мкм, образовались из порового рассола вследствие его испарения.

Органическое вещество. Органическое вещество (OB), присутствующее в поровом пространстве песчаников ванаварской свиты, имеет, скорее всего, эпигенетическое происхождение, и его появление обусловлено процессами формирования в них углеводородных залежей. Следует отметить, однако, что в некоторых образцах его содержится так много, что оно по формальным признакам может быть отнесено к цементу порового типа (рис. 8а). Чаще оно присутствует в виде тонких пленок или комочеков на поверхности обломочных зерен кварца (рис. 8в, д).

Условно OB, отмеченное в песчаниках, по наличию или отсутствию в его составе серы можно подразделить на два типа: серосодержащие и не содержащие таковой. В случае если допустить, что OB имеет эпигенетическое происхождение, то, скорее всего, это различные типы битумов, причем первые можно условно назвать тиобитумами, то есть содержащими соединения серы.

По физическому состоянию тиобитумы подразделяются на твердые, присутствующие в порах песчаников в виде плотных агрегатов, иногда с микроскопическими трещинками (рис. 8б, г), и пластичных, образующих на поверхности зерен «полупрозрачные» пленки (рис. 8е).

Битумы, не содержащие серы, встречаются в порах песчаников в виде тонких пленок, покрывающих поверхность обломочных зерен кварца (рис. 9а), или в форме мелких агрегатов (рис. 9в), причем при больших увеличениях хорошо видно, что они находятся в твердом состоянии (рис. 9б, г).

Обсуждение возможных причин, обуславливающих различия составов рассмотренных разновидностей битумов, выходит за рамки настоящей статьи, так как для этого требуются дополнительные геохимические исследования. В связи с этим авторы ограничиваются лишь самым простым предположением, что битумы, выделившиеся в поровом пространстве песчаников, отобранных из газовой шапки, не содержат серы, а в таковых, выпавших из нефти и/или конденсата, присутствуют серосодержащие компоненты.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Представленные выше результаты изучения вещественного состава отложений ванаварской свиты касаются главным образом песчаников. Состав остальных литологических типов, которые также слагают свиту, изучен не так детально. Тем не менее некоторые особенности минерального состава, характерные для осадков, которые представлены глинисто-алевритистыми разновидностями, отличающими их от песчаников, вполне очевидны. Например, в их составе отмечается присутствие терригенного хлорита, мелких обломков кислых плагиоклазов (альбита) и более высокая концентрация гематита. Эти отличия их состава от такового песчаников объясняются следующим:

- во-первых, их крайне низкой проницаемостью, что способствует сохранению отложившихся в их составе неустойчивых (в гипергенных условиях) минералов;

- во-вторых, гораздо большей удельной поверхностью обломков, входящих в их состав, что является особенно важным фактором при транспортировке окислов железа, присутствующих в коре выветривания в виде гидроэзолов, стабилизованных и адсорбированных на поверхности глинистых минералов, имеющих отрицательный заряд.

Поскольку гидроэзолы окислов железа имеют положительный заряд, то они могут в абсорбированном (на поверхности глин) состоянии переноситься вместе с ними на большие расстояния и отлагаться в водном бассейне или на дне долины.

Особенности практически мономинерального состава обломочной части песчаников, входящих в состав ванаварской свиты, следует искать в источниках обломочного материала. По данным фондовых работ, в составе подстилающих осадки ванаварской свиты более древних отложений (вероятно, рифейского возраста) выделяются следующие типы пород: глинисто-карбонатные, аргиллитовые, кремнисто-карбонатные и, наконец, гранито-гнейсы.

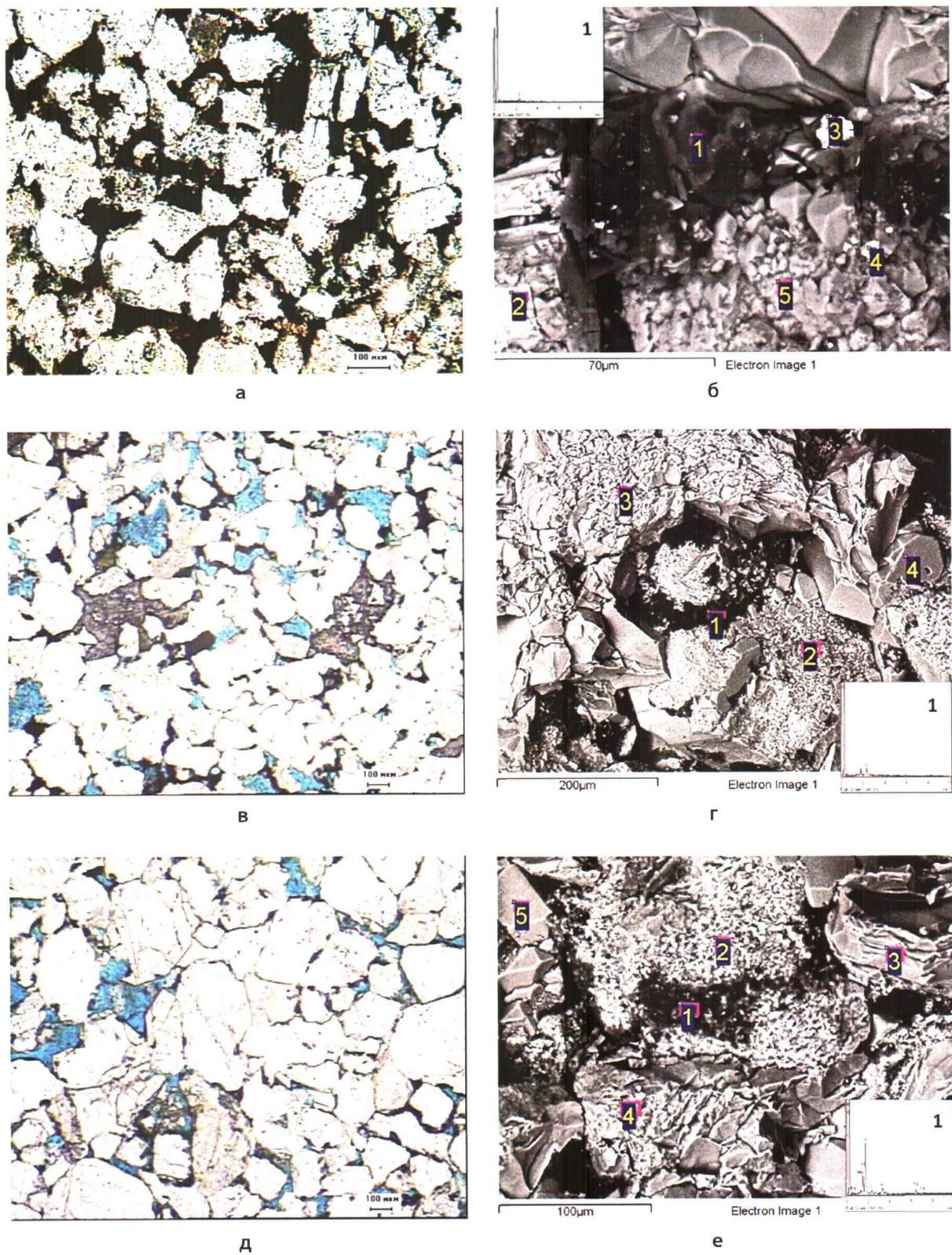


Рис. 8. Фотографии петрографических шлифов (а, в, д) и снимки РЭМ (б, г, е) образцов с серосодержащими битумами: а — тиобитумы, практически полностью заполняющие поровое пространство песчаника; б — морфология тиобитума из того же образца при большом увеличении (спектр 1), кроме того, на снимке присутствуют: поровый шестоватый ангидрит (спектр 2), микроагрегаты сульфата меди и олова (спектр 3), магнетит (спектр 4) и частично регенерированное обломочное зерно кварцита (спектр 5); в — пленочно-поровое распределение тиобитума в песчанике; г — морфология битума в том же образце (спектр 1), спектры 2—4 — кварц; д — прерывисто-пленочное распределение тиобитума в песчанике; е — морфология тонких «полупрозрачных» пленок тиобитума из того же образца (спектр 1), остальные спектры принадлежат зернам кварца

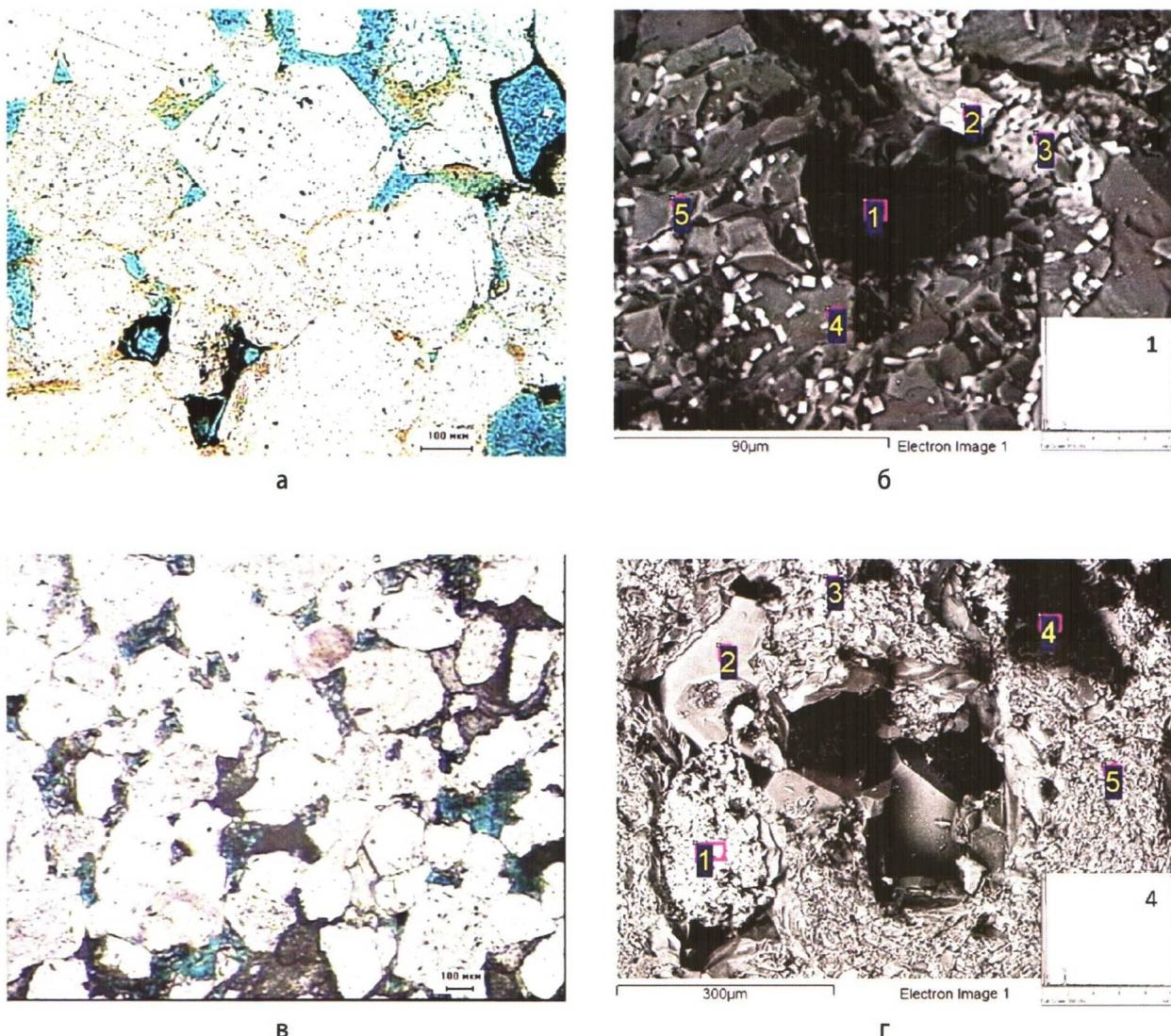


Рис. 9. Фотографии петрографических шлифов (а, в) и снимки РЭМ (б, г) песчаников, содержащих пленочно-сгустковое органическое вещество без соединений серы: а — пленки битума на зернах кварца; б — черное в центре снимка — ОВ без серы (спектр 1), спектр 2 — магнетит, мелкие изометрические кристаллы светло-серого цвета — галит (спектр 3), спектры 4, 5 — обломочные зерна кварца; в — микросгустковое распределение битума; г — фрагмент того же образца, где агрегаты темно-серого, почти черного цвета — ОВ без серы (спектр 4), мелкокристаллические агрегаты светло-серого цвета — галит (спектры 1, 3), спектры 2, 5 — обломочные зерна кварца, частично регенерированные

Очевидно, что аргиллиты и глинисто-карбонатные породы при их выветривании могли дать лишь преимущественно глинистую компоненту с небольшой примесью мелкоалевритового материала (последний обычно имеет преимущественно кварцевый состав). В результате выветривания кремнисто-карбонатных отложений в коре выветривания накапливается только кремнистый материал в виде кварца, а карбонаты полностью разрушаются и в растворенном виде выносятся в водные бассейны или бессточные котловины.

Темноцветные (фемические) минералы, входящие в состав гранито-гнейсов, в гипергенных

условиях неустойчивы, причем первыми разрушаются минералы, в состав которых входят Fe^{2+} и Mn^{2+} (амфиболы, пироксены, темные слюды и хлориты). Окисление их в гипергенных условиях приводит к быстрому разрушению их кристаллической решетки. Темноцветные слюды и хлориты, как, впрочем, и полевые шпаты, кроме того, гидролизуются и постепенно превращаются в кварц и каолинит, а высвобождающиеся в процессе выветривания катионы в растворенном состоянии выносятся из коры выветривания.

Таким образом, в процессе выветривания (при условии большой продолжительности этого

процесса, особенно в масштабе геологического времени) в элювии накапливались преимущественно кварц (включая кремнезем) и каолинит, а также светлые слюды (мусковит, гидромусковит), наиболее устойчивые в гипергенных условиях, щелочные полевые шпаты и акцессорные минералы, представленные в основном цирконом, магнетитом, рутилом и ильменитом.

Поскольку в рассматриваемых отложениях присутствует довольно много железа, причем в различном валентном состоянии, то рассмотрим более подробно минеральные равновесия с его участием в зависимости от окислительно-восстановительных условий (рис. 10).

Не все железо, высвобождающееся в коре выветривания вследствие разрушения фемических минералов, сразу окисляется до трехвалентного состояния. Значительная его часть сохраняется в двухвалентном состоянии и переносится в воде в растворенном виде обычно в форме сульфатов или гидрокарбонатов, что объясняется несколькими причинами:

- во-первых, кинетическими, заключающимися в том, чтобы Fe^{2+} окислилось и превратилось в стабильную фазу (гематит), для этого ему необходимо пройти целый ряд превращений через следующие промежуточные метастабильные фазы: лимонит \rightarrow гидрогетит \rightarrow гетит \rightarrow гидрогематит \rightarrow гематит;

- во-вторых, «консервирующими» свойствами воды и растворенных в ней компонентов.

Рассмотрим последнюю причину более подробно. Газы, присутствующие в атмосфере, растворяются в воде в соответствии с известным законом Генри-Дальтона, то есть пропорционально их парциальному давлению в атмосфере и их индивидуальным свойствам, в частности степени полярности их молекул. Например, неполярные молекулы O_2 растворяются в воде в 28 раз меньше, чем более полярные молекулы CO_2 , поэтому активность кислорода и, соответственно, его способность к окислению в воде намного ниже, чем в воздухе. Кроме того, с ростом температуры растворимость кислорода в воде также падает, например, при температуре 40 °C его растворимость в воде в 1.7 раз ниже, чем при 0 °C. Наконец, увеличение содержания солей в воде также значительно снижает растворимость в ней кислорода (как и других газов). Особенно резко (примерно в 7 раз) снижается его растворимость в рас- солах (с минерализацией порядка 250—300 г/л) по сравнению с дистиллированной водой. Это называется «эффектом высыпивания».

Таким образом, «консервирующие» свойства воды, проявляющиеся в замедлении реакций окисления растворенного в ней Fe^{2+} и других катионов и анионов с переменной валентностью,

усиливаются по мере ее прогрева и насыщения солями. По этой причине процессы окисления Fe^{2+} более активно протекают в атмосферных условиях, а не в воде. Хотя, строго говоря, исходя из механизма реакции, тонкая пленка воды все же необходима, так как именно вследствие ее испарения на поверхности обломочных зерен откладываются гидроокислы Fe^{2+} , находившиеся в воде, которые постепенно окисляются кислородом, присутствующим в составе воздуха, и образуется гематит.

«Консервирующее» свойство углекислоты, хорошо растворимой в воде по отношению к ионам Fe^{2+} , проявляется в том, что вследствие ее растворения в воде образуется угольная кислота, придающая воде слабокислую реакцию. В этих условиях, как следует из диаграммы минеральных равновесий, даже в слабоокислительной среде стабильными сохраняются ионы Fe^{2+} , растворенные в воде. Гематит активно образуется лишь в окислительных нейтральных и/или щелочных условиях (см. рис. 10).

Сидерит (сидероплезит) образуется в слабо-восстановительных условиях с pH, близким к нейтральному. Для кристаллизации аутигенного пирита необходимы еще более восстановительные

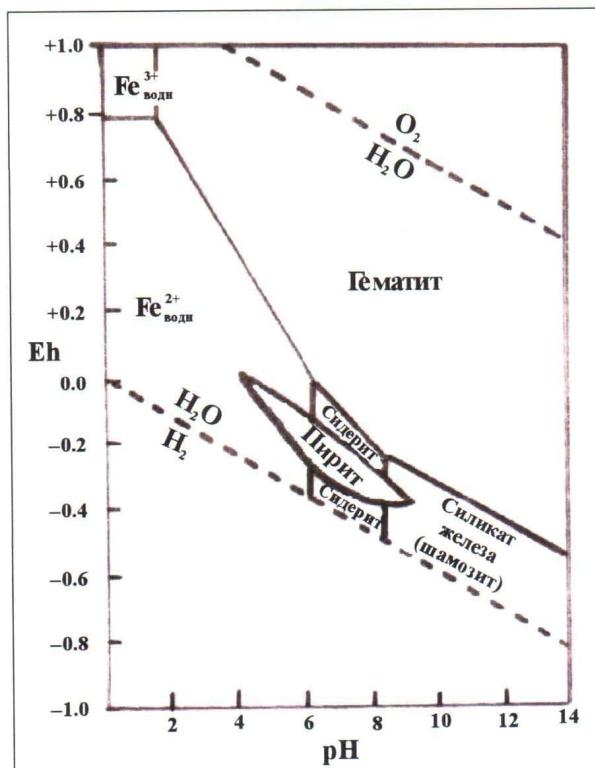


Рис. 10. Диаграмма минеральных равновесий карбонатов, окислов, сульфидов и силикатов железа при 25 °C и 1 атм. общего давления в присутствии воды в координатах pH-Eh (по Гаррелсу Р. М., Крайсту Ч. Л., 1965)

условия (более низкие значения Eh), а кроме того, требуется присутствие восстановленной формы серы (см. рис. 10). Поэтому аутогенный (возможно, эпигенетический) пирит был встречен лишь в песчаниках, в поровом пространстве которых присутствовало ОВ в форме битумов, являющихся сильными восстановителями.

Отсутствие в рассматриваемых отложениях силикатов железа, а также железистых хлоритов (например, шамозита), о чем говорилось выше, свидетельствует о том, что величина pH в водных растворах, включая рассолы, не превышала 8. То есть воды, в которых происходило осадконакопление, а затем и поровые рассолы, в которых протекало эпигенетическое минералообразование, никогда не были сильнощелочными, и/или среда не была достаточно восстановительной (см. рис. 10).

Выше было показано, что в элювии вследствие выветривания исходных (рифейских?) пород должны накапливаться кварц (кремнезем), каолинит, гидрослюдя и примесь щелочных полевых шпатов (не считая акцессорных минералов). Образование полуторных окислов и гидрокислов (главным образом железа) возможно, если элювий формировался в субаридных

условиях. При переносе продуктов выветривания водными потоками к местам их разгрузки в непроницаемых или очень слабопроницаемых отложениях, представленных глинисто-алевритистыми осадками, почти без изменения сохраняется набор исходных (элювиальных) минералов.

В песчаниках, напротив, исходные минералы, входящие в их состав, продолжают претерпевать изменения, включая образование новых (эпигенетических) минералов. Из приведенных выше материалов следует, что к эпигенетическим минералам, образующимся в поровом пространстве песчаников, можно отнести в первую очередь глинистые минералы, представленные каолинитом, гидрослюдой и ССО, а также КПШ (см. рис. 1а, б, 2е, 3а, б). Рассмотрим более подробно диаграммы равновесий этих минералов в координатах $\lg[K^+]/[H^+]$ — $\lg[H_4SiO_4]$ (рис. 11).

Формирование элювия происходит под действием преимущественно пресных вод (атмосферные осадки и/или талые воды с ледниками гор). По этой причине на диаграмме этим условиям будут соответствовать участки с низкой концентрацией K^+ и H_4SiO_4 , то есть полям устойчивости каолинита или даже гиббсита (см. рис. 11а), уменьшению величины $\lg[K^+]/[H^+]$

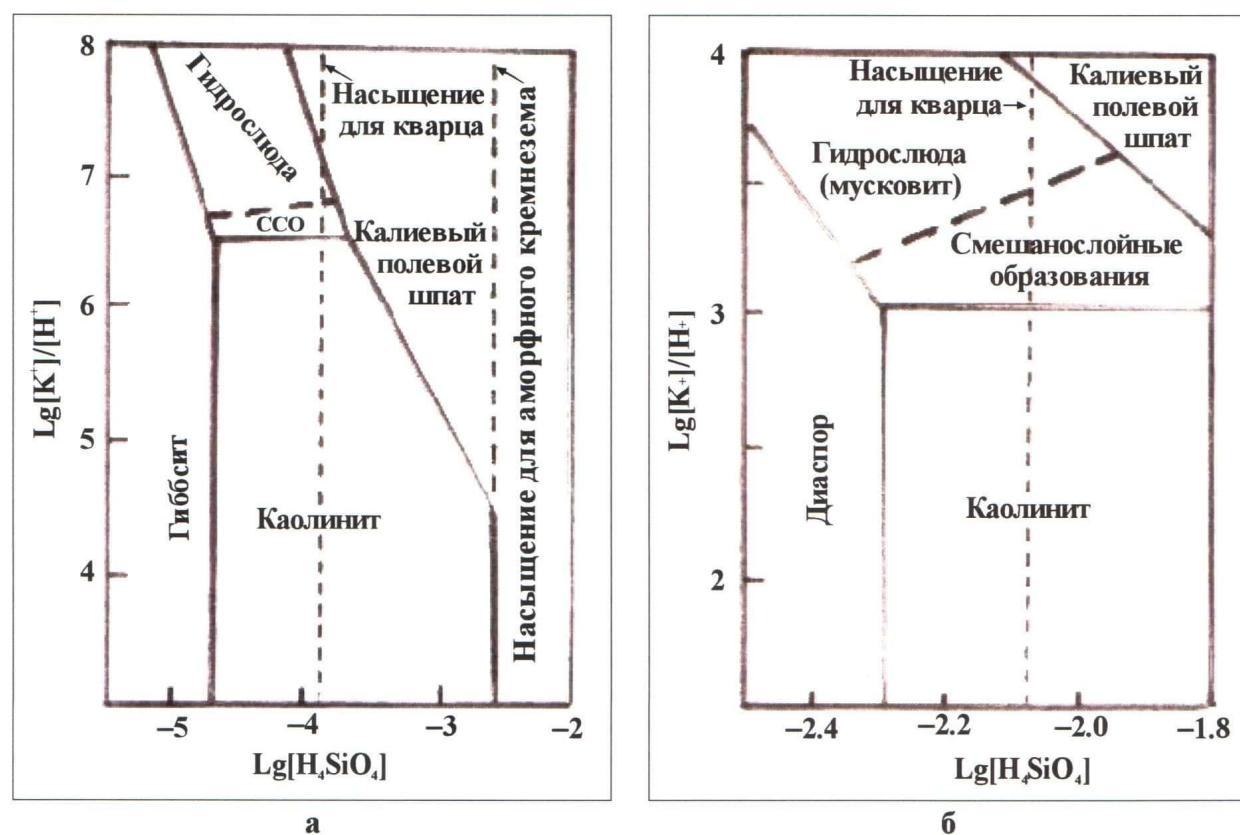


Рис. 11. Диаграммы соотношений минералов в системе $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ при $25^\circ C$ и 1 атм. (а) и при $250^\circ C$ и 1000 атм. (б), представленные в координатах $\lg[H_4SiO_4]$ и $\lg[K^+]/[H^+]$ (по Гаррелсу Р. М., Крайсту Ч. Л., 1965, с добавл.).

будет способствовать также присутствие иона водорода (H^+) в воде вследствие растворения в ней CO_2 и диссоциации образующейся вследствие этого углекислоты, о чем уже говорилось выше.

При попадании осадков в соленое озеро концентрация катиона K^+ резко увеличивается, а растворимость CO_2 , напротив, уменьшается, что ведет к росту величины $\lg[K^+]/[H^+]$. В зависимости от концентрации кремнекислоты в поровой воде может оказаться устойчивой гидрослюды или КПШ. Поскольку в поровой воде кроме калия обязательно присутствует и натрий, то в поле устойчивости гидрослюды на границе с каолинитом выделяется небольшой участок, где наряду с гидрослюдой возможно образование и ССО (см. рис. 11а).

По мере погружения осадков растут температура и давление, ускоряются реакции эпигенетического минералообразования, смещаются поля стабильности различных минералов. Для того, чтобы оценить, насколько изменятся расположения границ полей стабильности различных минералов, авторами приводится диаграмма минеральных равновесий в тех же координатах, но для более высоких значений пластовой температуры и давления (рис. 11б). Сравнивая обе диаграммы, можно отметить, что с ростом температуры и давления наблюдается значительное увеличение поля стабильности гидрослюды и ССО, напротив, поле стабильности каолинита уменьшается. При этом для образования гидрослюды и ССО уже не требуются очень высокие концентрации катиона K^+ в поровой воде.

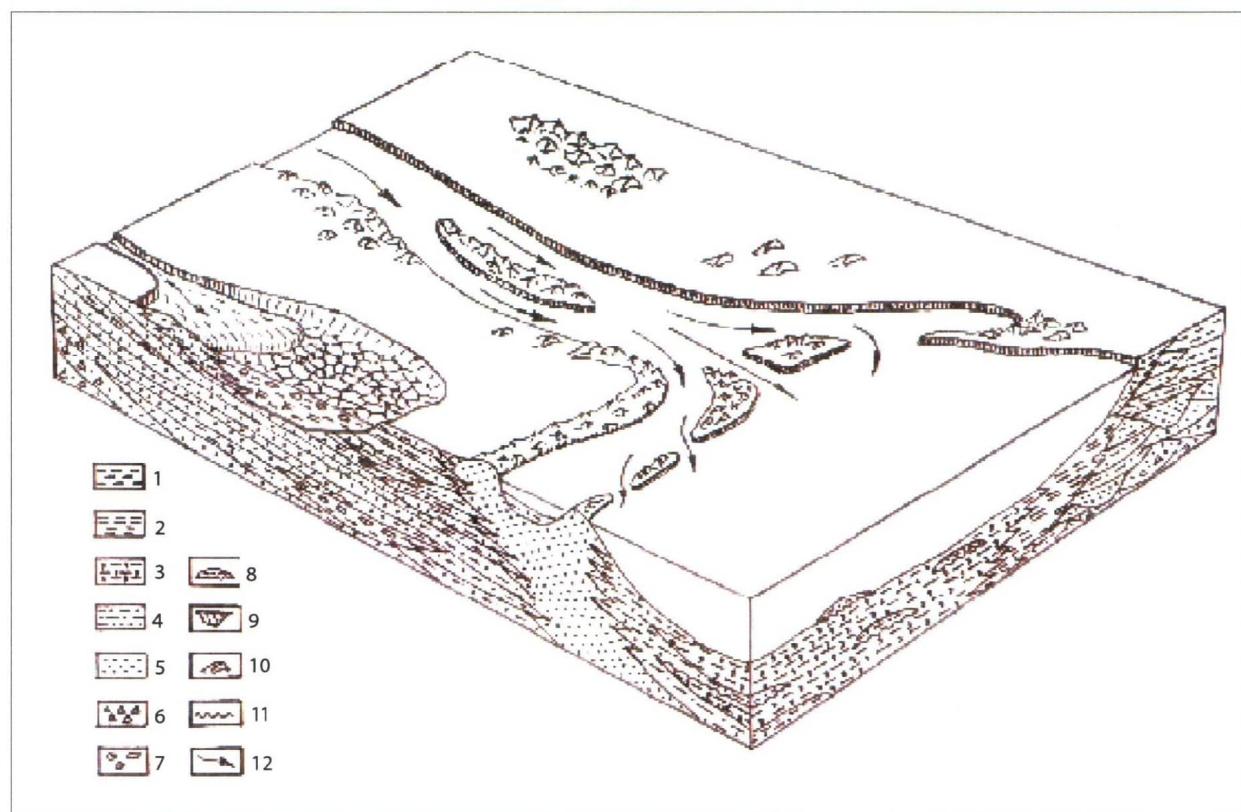
Судя по тому, что в подавляющем большинстве случаев в песчаниках отмечаются регенерационные грани на обломочных зернах кварца, можно заключить, что на приведенных диаграммах фигуративные точки, отвечающие составам поровых вод, находятся вблизи линии насыщения кварца (см. рис. 11). По этой причине образование в поровом пространстве гидрослюды или каолинита будет определяться в первую очередь концентрацией в воде катионов K^+ и H^+ . При условии если концентрация K^+ в пластовой воде не изменяется, то на образование каолинита или гидрослюды (включая ССО) будет влиять pH среды: в кислых условиях наиболее вероятно образование каолинита, а в щелочной — гидрослюды и ССО (см. рис. 11). Образование эпигенетического КПШ возможно в щелочных условиях, для этого необходимо небольшое пересыщение поровой воды кремнеземом. В случае значительного пересыщения поровой воды кремнеземом возможно совместное образование эпигенетических каолинита и КПШ, однако более вероятно возникновение ассоциации гидрослюды — КПШ (см. рис. 1а, б и рис. 11а, б).

РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ВАНАВАРСКОЙ СВИТЫ

Анализ полученных результатов исследования литологического состава пород, слагающих отложения ванаварской свиты, позволяет достаточно уверенно утверждать, что эти отложения накапливались в континентальных условиях жаркого (семиаридного) климата. Выше в общих чертах авторы уже рассмотрели особенности формирования коры выветривания (элювия) по исходным, более древним отложениям, явившимся источником терригенного материала, из которого сформировались отложения ванаварской свиты. Остается рассмотреть способы транспортировки обломочного материала в пониженные участки палеорельефа, существовавшего во время отложения ванаварской свиты.

Основным транспортирующим агентом, несмотря на аридный климат, существовавший на рассматриваемой территории, являлась вода. В меньшей степени в транспортировке осадков участвовал ветер. Перенесенные осадки накапливались в пониженных частях палеорельефа, которые могли представлять собой плоские долины, сухие впадины (они лишь изредка наполнялись водой вследствие выпадения метеорных осадков или катастрофических разливов водных (пролювиальных) потоков, стекавших с гор), мелкие пересыхающие озера, а также достаточно крупные и глубокие редко пересыхающие озера, в которые впадала одна или несколько крупных и/или мелких рек (рис. 12).

Транспортировка обломочного материала водой могла осуществляться несколькими способами. Во-первых, крупными, редко пересыхающими реками (аллювиальные отложения), которые имеют выраженное русло с комплексом сопутствующих фаций, включающих собственно русловые и пойменные. Старичные осадки, как увидим ниже, скорее всего, не накапливались. Поскольку в докембрийское время наземная растительность полностью отсутствовала, то поступление воды в русла рек ею не регулировалось и было подвержено сезонным, часто катастрофическим природным явлениям. Кроме того, судя по результатам гранулометрического состава аллювиальных песчаников (они чаще всего имеют мелко-среднезернистый состав), уклон долин, по которым текли реки, был достаточно крутым, а потому скорости течения рек значительными. Все это может свидетельствовать о том, что реки, существовавшие во время отложения ванаварской свиты, имели разветвленные, а не меандрирующие русла, а потому старичные отложения для них не характерны, а пойменные слабо выражены. В то же самое время,



Условные обозначения:

- 1 — красные глины;
- 2 — серо-зеленые глины;
- 3 — темно-серые, до черных, глины (*богатые керогеном*);
- 4 — алевролиты;
- 5 — песчаники;
- 6 — гравелиты;
- 7 — желваки и стяжения ангидрита;
- 8 — суспензионные (*гравитационные*) потоки;
- 9 — русловые песчаники;
- 10 — дюны (*эоловые отложения*);
- 11 — граница несогласия;
- 12 — направление течений.

Рис. 12. Схематическое изображение основных обстановок осадконакопления, существовавших во время отложения осадков Ванаварской свиты

отсутствие грубозернистых осадков, включая гравелиты и тем более галечники, свидетельствует о том, что источники терригенного материала находились достаточно далеко (см. рис. 12).

Поскольку сезонное распределение поступления воды, как атмосферной, так и за счет таяния горных ледников и снега, все же существовало, то во время катастрофических наводнений реки могли выходить из своих берегов и откладывать плохо сортированные или практически не сортированные осадки на большой территории между руслами рек, включая их пойменную часть с закономерным уменьшением размеров обломков по направлению снизу

вверх. В этих случаях речные отложения уже почти невозможно отличить от пролювиальных. Напротив, в меженное время накапливались преимущественно тонкозернистые осадки, которые отлагались преимущественно в поймах рек.

При условии если река заканчивалась впадением в озеро, то в этом месте формировалась дельта. Поскольку гидродинамическая активность даже крупных озер невелика, а кроме того, они постоянно испытывали дефицит влаги вследствие того, что климат был засушливым, то осадки, доставляемые реками, слабо перерабатывались вдольбереговыми течениями и волновой деятельностью озер. В результате этого в дельте

возникали намывные валы, пляжи и устьевые бары, разделенные каналами стока, косы, а также лагуны, отделенные от озер песчаными косами (см. рис. 12).

Эфемерные (пересыхающие) реки впадали в эфемерные озера, которые «умирали» вслед за постепенно пересыхающими реками. Для осадков, остающихся на дне таких озер, характерна плохая сортировка и преимущественно глинисто-алевритовый состав. Причем сверху они обычно перекрывались глинистым наилком, часто с трещинами усыхания и желваками ангидрита (см. рис. 12).

В достаточно глубоких и «долгоживущих» озерах по мере удаления от места впадения рек песчаные отложения сменялись склоновыми алевролитами, а глубже (в наиболее удаленных участках их дна) происходило накопление глинистых осадков. При условии если воды озер какое-то время имели не очень высокую соленость, то они были заселены водорослями, которые после их отмирания попадали на дно и там перегнивали. В результате в придонном слое осадка формировались восстановительные условия, а глины приобретали темно-серый, почти черный, цвет (см. рис. 12).

Постепенно соленость воды в озере увеличивалась, что приводило к отмиранию водорослей и исчезновению в придонном осадке восстановительных условий, поэтому черный цвет в осадках постепенно сменялся серым, иногда с голубовато-зеленоватым оттенком. Тем не менее из-за консервирующих свойств соленой воды, заполнившей озеро (о чем подробно говорилось выше), аллювиальные осадки, поступавшие в него, не окислялись и поэтому сохраняли светло-серый цвет, иногда с зеленоватым оттенком.

Полное отсутствие наземной растительности предполагает активное участие в транспортировке обломочного материала ветра, а значит, образование осадков, характерных для пустынь. Золовые осадки не являются какими-то самостоятельными образованиями, а возникают за счет переотложения накопившихся ранее аллювиальных и/или пролювиальных осадков вследствие ветровой деятельности. Следовательно, в рассматриваемых толщах вполне возможно присутствие золовых песчаников, а также лессовидных отложений, возникших за счет процесса дефляции (выдувания) мелких обломочных частиц, представленных глинистой и мелкоалевритовой фракциями. Из отложившихся ранее аллювиальных и пролювиальных осадков возможно формирование пустынного ландшафта в межрусовом пространстве с дюнами и барханами, образовавшимися в первую очередь за счет песчаных осадков, слагающих вдольрусловые бары, отмели, острова и косы (см. рис. 12).

В завершение рассмотрения основных фациальных обстановок, в которых проходило осадконакопление рассматриваемых отложений, можно отметить, что богатство расцветок обусловлено главным образом окислительно-восстановительными условиями, в которых они отлагались. Так, осадки, имеющие различные оттенки красного цвета, находились в вадозной зоне, то есть выше уровня грунтовых вод, где они имели непосредственный контакт с кислородом воздуха и все соединения двухвалентного железа через ряд промежуточных (метастабильных) фаз превращались в единственный стабильный в этих условиях минерал — гематит (см. рис. 10). Зеленовато-голубоватые оттенки у глин и глинистых алевролитов также обусловлены присутствием в их составе Fe^{2+} . Темно-серые, до черного, цвета глинистых отложений обусловлены присутствием в них керогена, а коричневые цвета песчаников объясняются наличием в них битумов. Присутствие в осадках керогена и/или битумов создает в них восстановительную среду.

Рассмотрим на примере конкретных образцов различные типы осадков, накапливавшихся в выделенных выше палеогеографических условиях, которые существовали во время отложения ванаварской свиты.

Наиболее многочисленными в составе рассматриваемых отложений являются пролювиальные отложения. По гранулометрическому составу они изменяются от мелко-среднезернистых песчаников до глинистых алевролитов и алевритистых глин (рис. 13а—г). Они обладают бурой или красно-коричневой окраской из-за высокого содержания в них гематита. Обломочные зерна, слагающие их, обычно имеют остроугольную, реже слабо окатанную форму. Сортировка зерен плохая и очень плохая: 4.50—5.05 в песчаниках и полностью отсутствует в алевролитах — до 13.80 (по Траску).

Водные потоки, отлагающие пролювиальные осадки, часто внедрялись и смешивались с золовыми отложениями. Вследствие чего образовывались осадки смешанного золово-пролювиального происхождения, в которых наряду с остроугольными (пролювиальными) присутствуют и полуокатанные и окатанные (золовые) обломочные зерна. На них часто отмечаются тонкие пленки гематита, придающие им так называемый «пустынный загар», по наличию которого (вместе с лучшей степенью их окатанности) зерна золового происхождения хорошо отличаются от обломков, имеющих пролювиальное происхождение (см. рис. 13д, е). Осадки этого «комплексного» типа имеют гораздо более высокую степень сортировки, нередко достигающую 1.60—2.60 (по Траску).

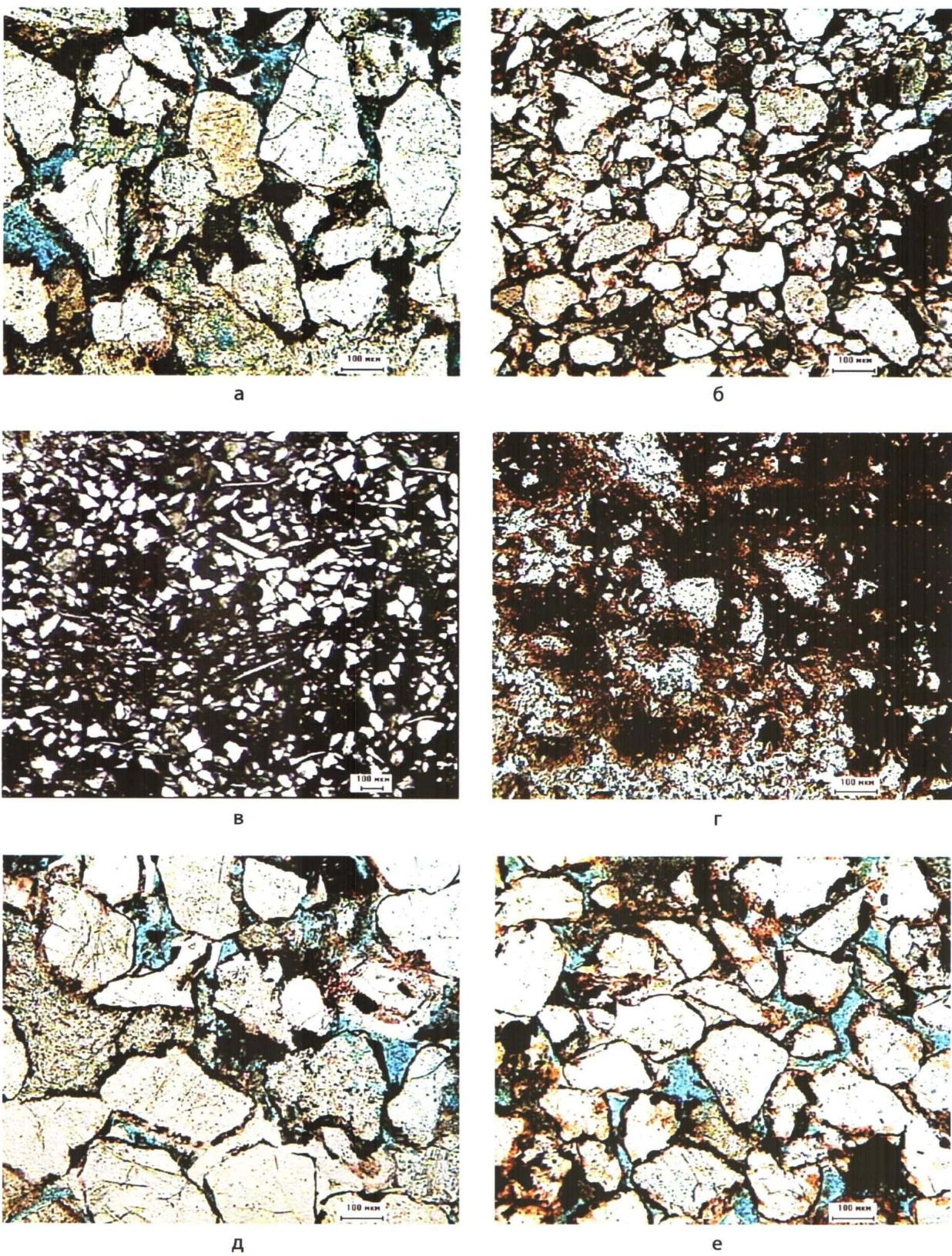


Рис. 13. Фотографии прозрачных петрографических шлифов пролювиальных (а—г) и золово-пролювиальных (д—е) отложений: а — песчаник мелко-среднезернистый; б — алевролит крупнозернистый, песчанистый; в — алевролит мелкозернистый, глинистый; г — алевролит глинистый с неравномерным (сгустковым) распределением гематита; д — песчаник мелко-среднезернистый с регенерационными каемками на зернах кварца и кремнистым цементом; е — песчаник мелкозернистый с регенерационными каемками на обломках кварца и контактно-поровым кремнистым цементом

Песчаники аллювиального происхождения по гранулометрическому составу обычно изменяются от крупно-среднезернистых до среднемелкозернистых, характеризуются средней, реже хорошей окатанностью, имеют светло-серый цвет (рис. 14а–г). Для них обычной является хорошая сортировка — 1.25—1.65, редко доходит до 2.25 (по Траску). Последующие эпигенетические преобразования, в частности обрастане зерен кварца регенерационными каемками и гранями, приводят к изменению их первоначальной формы и размеров, они приобретают остроугольный облик (см. рис. 14в, г).

Речные потоки, так же как и пролювиальные, могли размывать и перемешиваться с золовыми осадками, которые, как уже отмечалось выше, нередко возникали за счет аллювиальных отложений (прирусловые валы, острова и т.п., см. рис. 12). В этом случае в зависимости от содержания обломочных зерен аллювиального и золового происхождения цвет песчаников изменяется от розового до бурого. Обломки золового происхождения, как уже отмечалось выше, отличаются от аллювиальных хорошей и очень хорошей степенью окатанности и наличием на их поверхности тонких пленок гематита (см. рис. 14д, е). Степень сортировки рассматриваемых отложений немного лучше, чем у осадков, имеющих чисто аллювиальное происхождение, и в среднем составляет 1.25—1.70 (по Траску).

Золовые песчаники «в чистом виде» встречаются редко (рис. 15а), обычно в них хотя бы в небольшом количестве отмечаются обломочные зерна аллювиального или пролювиального происхождения (рис. 15б). Из-за присутствия на поверхности обломочных зерен кварца гематитовых пленок (см. рис. 5б, 15а, б) золовые песчаники имеют красно-коричневую с темно-серым отливом окраску. Степень сортировки слагающих их зерен обычно хорошая и очень хорошая и в среднем составляет 1.20—1.60 (по Траску). Следует также отметить, что зерна циркона, встреченные в составе золовых песчаников, также хорошо окатаны, чем отличаются от таковых, отобранных из аллювиальных и тем более пролювиальных отложений (см. рис. 1е, 2а).

Золовые отложения чаще образуются за счет аллювиальных осадков, чем пролювиальных. Это объясняется быстрой и довольно прочной цементацией пролювиальных песков окислами железа, которых, как видели выше, довольно много в этих осадках. Поэтому силы ветра не хватает, чтобы отделить сцементированные гематитом зерна друг от друга. Напротив, пески аллювиального происхождения первоначально не содержат в своем составе окисных соединений железа, а потому легко перевеваются воздушными пото-

ками. «Пустынный загар» на их поверхности появляется позднее за счет испарения пленок грунтовой воды с растворенными в ней ионами Fe^{2+} , поднимаемой за счет капиллярных сил на поверхность осадков, где при взаимодействии с кислородом воздуха двухвалентное железо окисляется и выделяется в форме гематита на поверхности обломочных зерен, создавая тот самый «пустынный загар».

Выдуваемые ветром из аллювиальных и пролювиальных отложений пылеватые частицы глинистой и мелкоалевритовой размерности переносились в пониженные участки долины (включая эфемерные озера), где и отлагались в виде лессовидного материала (рис. 15в, г). Из-за высокого содержания в его составе гематита (до 6—8 %) лессовидные отложения имеют темно-бурый или красно-коричневый цвет.

Выделение в разрезах пойменных отложений, вскрытых скважинами, довольно проблематично, так как их можно легко спутать с озерными осадками. Однако используя закон Вальтера-Головкинского, можно достаточно уверенно отнести осадки мелкозернистых песчаников и глинистых алевролитов светло-серого цвета к пойменным отложениям (см. рис. 15 д, е). Степень сортировки этих осадков зависит от их гранулометрического состава: так, у мелкозернистых песчаников она в среднем составляет около 1.95—2.25, а у алевролитов — 3.25—3.65 (по Траску).

Достаточно полноводные реки, впадающие в крупные озера, формировали дельтовые отложения, представленные песчаниками светло-серого цвета, сложенными хорошо окатанными обломочными зернами, имеющими размеры от средне- до мелкозернистой песчаной фракции (рис. 16а, б). Они характеризуются хорошей сортировкой, варьирующей в пределах 1.50—1.65 (по Траску).

Ниже по склону в озерах отлагались крупнозернистые алевролиты светло-серого (до серого) цвета, сложенные полуокатанными и остроугольными обломочными зернами преимущественно кварцевого состава, с хорошей сортировкой — 1.60—1.75 (по Траску) и довольно плотной упаковкой зерен (рис. 16в).

На самом дне озер откладывались тонкослоистые алевритистые глины серого, до темно-серого, цвета, темный цвет которых обусловлен присутствием в их составе углефицированных остатков водорослей, превратившихся в кероген (рис. 16г).

Среди склоновых и даже сравнительно глубоководных донных фаций озерных отложений иногда встречаются маломощные прослои, сложенные продуктами супензионных или гравитационных потоков, формирование которых

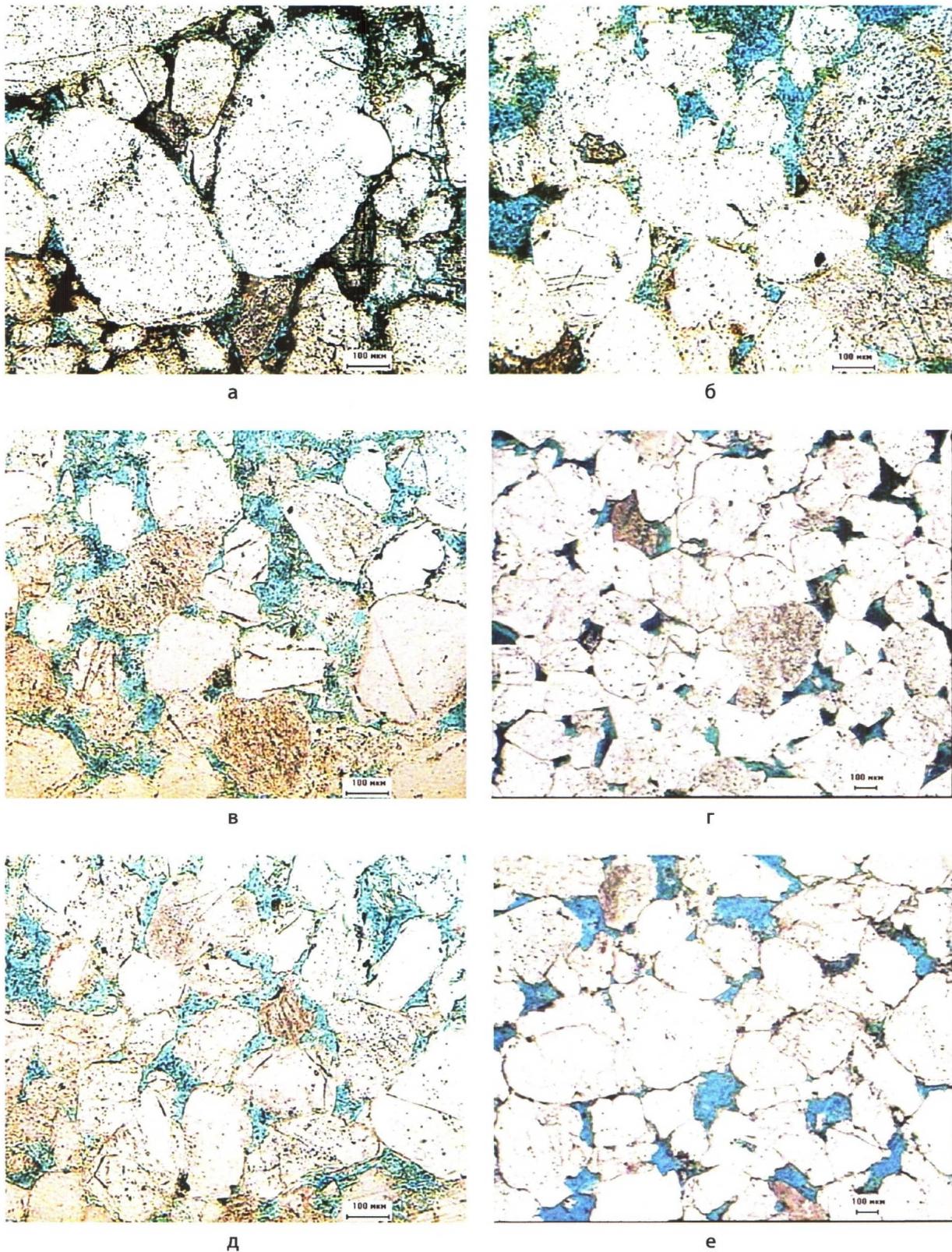


Рис. 14. Фотографии прозрачных петрографических шлифов песчаников речных (аллювиальных) отложений (а—г) и аллювиально-золотого происхождения (д, е): а — песчаник среднезернистый с ангидрит-сидероплазитовым цементом порового типа; б — песчаник мелко-среднезернистый с сидероплазитовым цементом и пленочно-сгустковым битумом; в — песчаник средне-мелкозернистый с поровым каолинитовым цементом; г — песчаник мелкозернистый с ангидритовым (поровым) и кварцевым (конформно-регенерационным) типами цемента; д — песчаник средне-мелкозернистый с поровым эпигенетическим каолинитом и пленочно-сгустковым гематитом; е — песчаник мелко-среднезернистый с поровым каолинитом и пленочным гематитом. На снимках д и е гематит присутствует на поверхности единичных зерен золотого происхождения

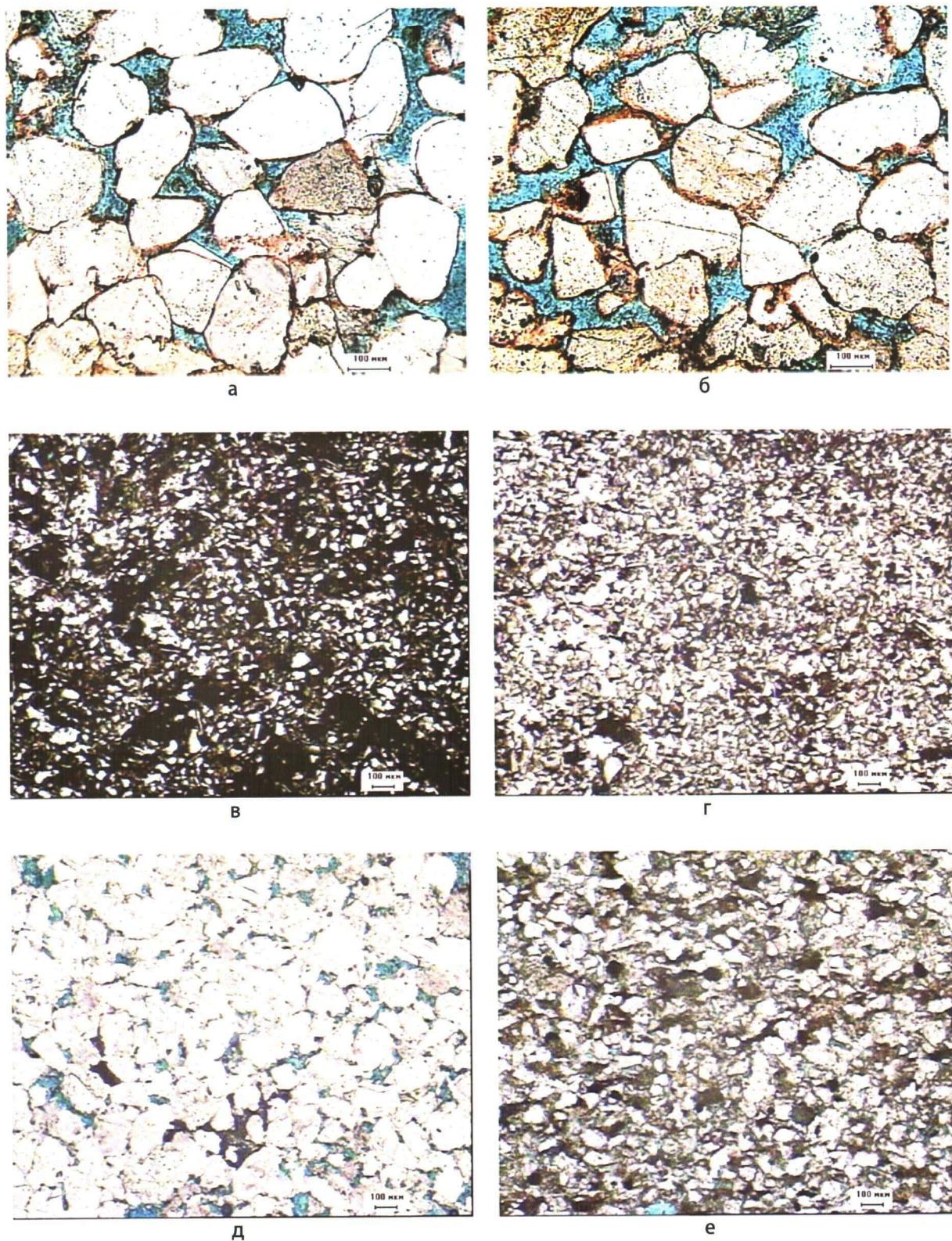


Рис. 15. Фотографии прозрачных петрографических шлифов эоловых песчаников (а, б), лессовидных (в, г) и пойменных (д, е) отложений: а — песчаник средне-мелкозернистый с тонкими гематитовыми пленками на поверхности кварцевых зерен; б — песчаник средне-мелкозернистый с пленочным гематитом; в, г — алевролиты мелкозернистые с глинисто-гематитовым цементом; д — песчаник мелкозернистый с глинисто-сидероплазитовым цементом; е — алевролит крупнозернистый с глинисто-ангибитовым цементом

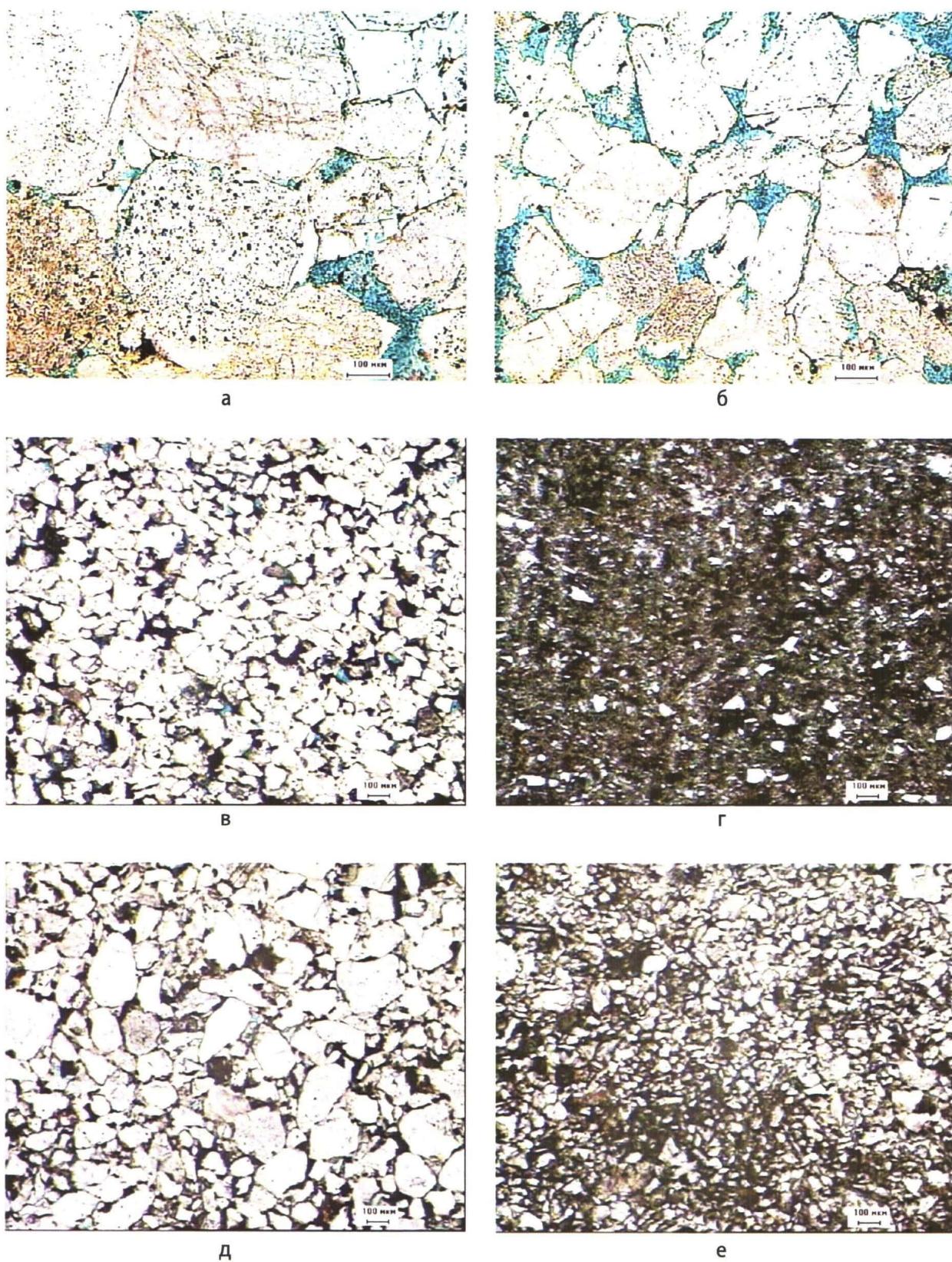


Рис. 16. Фотографии прозрачных петрографических шлифов дельтовых песчаников (а, б) и осадков, накапливавшихся в озерах (в—е): а — песчаник средне-крупнозернистый с ангидритовым поровым и кварцевым регенерационным типами цемента; б — песчаник мелко-среднезернистый с поровым каолинитовым, ангидритовым и сидероплазитовым цементом; в — алевролит (склон озера); г — глина алевритистая (донные осадки озера); д — отложения суспензионного потока, представленного преимущественно плохо сортированным мелкозернистым песчаником; е — отложения суспензионного потока, сложенного главным образом алевритовым материалом

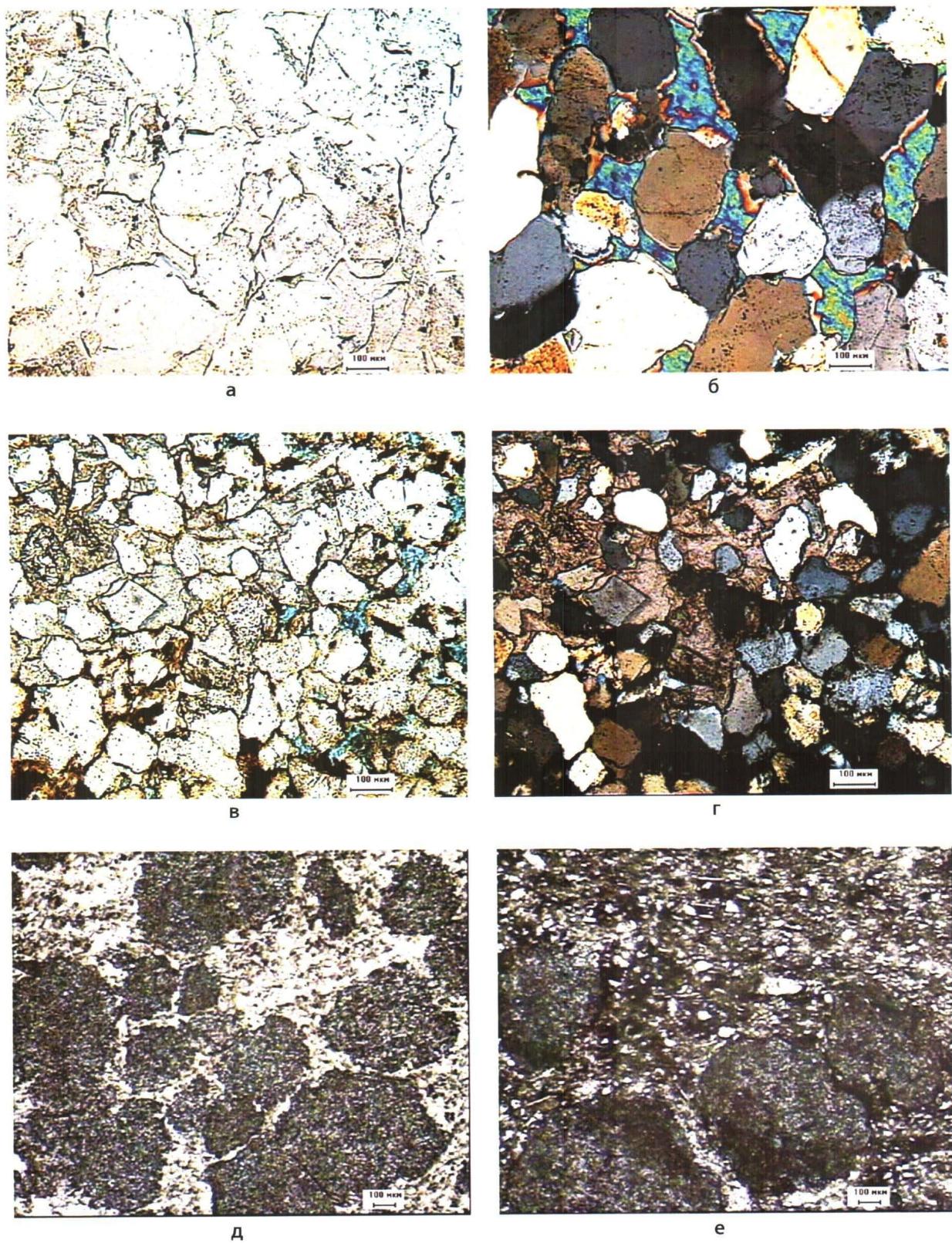


Рис. 17. Фотографии петрографических шлифов песчаников без анализатора (а, в, д, е) и с анализатором (б, г):
а, б — песчаник мелко-среднезернистый с поровым (до базального) ангидритовым цементом;
б, г — песчаник мелкозернистый с поровым (до базального) типом цемента, представленного сидероплазитом;
д, е — микростяжения магнезита

вызывалось оползнями. Эти осадки представлены серыми и светло-серыми алевролитами и мелкозернистыми песчаниками, сложенными среднесортированными (2.55—3.15, по Траску), полуокатанными и остроугольными обломками (рис. 16д, е).

В условиях если река приносила осадки в соленое времена пересыхающее озеро с высокой концентрацией сульфат-ионов (сульфатный тип) или карбонат-ионов (содовый тип), то поровое пространство заполнялось аутигенными минералами, представленными соответственно ангидритом или сидероплезитом, а часто и тем и другим (рис. 17а—г).

В крупных постепенно высыхающих озерах вследствие связывания катиона кальция сульфат-ионом в виде крупных желваков ангидрита (до 10 см в диаметре) происходило повышение концентрации (активности) Mg^{2+} , который, реагируя с карбонат-ионом, входил в состав многочисленных мелких стяжений магнезита, имеющих диаметр 0.15—1.0 мм (рис. 17д, е). Вероятно, образование микростяжений, напоминающих по форме сферолиты, происходило в мелких лагунах с хорошо прогреваемой водой, в которые под действием сил ветра или других причин периодически попадала более прохладная вода из озера, которая, смешиваясь с более теплой и более соленой лагунной водой, становилась пересыщенной по отношению к карбонату магния. Действительно, алевритистые глины, в которых встречены микростяжения магнезита, подстилаются и перекрываются пластами, содержащими многочисленные крупные стяжения ангидрита, имеющие диаметр около 5—8 см и более.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В соответствии с классическими представлениями о механизме формирования УВ залежей необходимо наличие следующих обязательных составляющих:

- пород-коллекторов;
- покрышек или флюидоупоров, препятствующих миграции УВ из пород-коллекторов вверх по разрезу;
- УВ, включая нефтематеринские породы, генерирующие их (если принять гипотезу о неорганическом происхождении УВ, то наличие нефтематеринской толщи является необязательным условием формирования залежей УВ).

Проведенная выше реконструкция условий осадконакопления ванаварской свиты в качестве потенциально возможных коллекторов УВ позволяет выделить песчаные пласти следующего происхождения: дельтового, аллювиального, пролювиального, а также смешанного

(аллювиально-пролювиального, эолово-пролювиального и эолово-аллювиально-пролювиального). Рассмотрим выделенные типы песчаных отложений более подробно.

Значительные мощности имеют песчаные пласти, накапливавшиеся в дельте, в месте владения крупных, достаточно полноводных рек в большие озера. Мощности таких дельтовых песчаников изменяются от 2.5—3.0 до 6.0—7.5 м. Однако при владении в озера мелких (эфемерных) рек толщины песчаников в их «микродельтах» могут составлять от 0.25—0.3 до 0.6—0.65 м. К промежуточным по размерам и мощности можно отнести дельтовые песчаники, характеризующиеся мощностью около 1.0—1.5 м.

Песчаники, имеющие аллювиальное происхождение, также характеризуются широкими вариациями толщин, что зависит от размеров палеореки и степени ее полноводности. Наиболее мощные русловые песчаники имеют толщину порядка 2.0—2.5 м и доходят до 5.5 м, а сами аллювиальные комплексы, включающие наряду с русовыми отложениями маломощные, но довольно многочисленные глинисто-алевритовые перемычки пойменных осадков, достигают 3.0—3.5 м, иногда 6.5 м. Русловые отложения мелких рек, включая эфемерные, имеют гораздо меньшую толщину, которая варьирует от 0.1 до 0.65 м, что зависит от размеров и продолжительности существования этих палеорек.

Пролювиальные песчаники также характеризуются широкими вариациями мощностей, изменяющихся от 0.1 до 4.5 м и даже до 6.0 м. Правда, в составе наиболее мощных песчаных комплексов пролювиальных песчаников отмечаются тонкие прослойки глинисто-алевритового состава. Сами прослои «чистых» песчаников обычно имеют толщину 0.35—0.5 м. Тонкие прослойки глинисто-алевритового состава — это не иное, как наилки, покрывавшие более грубозернистые песчаные осадки вследствие уменьшения скорости пролювиального потока на заключительной стадии его существования.

Выше уже отмечалось, что часто осадки различного происхождения перемешивались вследствие внедрения одних в другие, например: пролювиальных в русловые отложения или наоборот (первый вариант преобладает). В этом случае образовывались песчаные отложения комплексного типа, например аллювиально-пролювиального. Их мощность в среднем варьирует от 0.5 до 1.0 м, достигая в редких случаях 3.0—3.5 м, но в последнем случае в составе песчаников присутствуют тонкие прослойки глинисто-алевритового состава — это те самые наилки, выпадающие на заключительных стадиях каждого этапа осадконакопления вследствие уменьшения скорости

движения водного потока (аллювиального или пролювиального).

Эолово-пролювиальные песчаники встречаются редко, однако их мощность достигает порядка 4.0—5.0 м. Причем тонких прослоев глинисто-алевритового состава в них заметно меньше, чем в рассмотренных выше типах песчаников.

Пожалуй, максимальными мощностями характеризуются песчаники комплексного эолово-аллювиально-пролювиального происхождения. Они так же, как и предыдущий тип песчаников, встречаются редко, но их суммарная толщина вместе с маломощными глинисто-алевритовыми прослойками достигает 13 м. Этот тип песчаников чаще всего встречается в составе пласта ВН_{IV-V}.

Таким образом, в рассматриваемых отложениях присутствуют достаточно мощные песчаные пласты, способные содержать значительные запасы УВ.

Форма песчаных тел в плане может быть самой разнообразной: от «шнурковой» (сложенных русловым аллювием) до веерообразной (дельтовые песчаники). Песчаные тела пролювиального происхождения, скорее всего, должны иметь вытянутую в направлении течения пролювиального потока форму, чем-то напоминающую русловой аллювий, но с гораздо более резкими вариациями их толщины и ширины, что обуславливается морфологией палеорельефа, на котором они отлагались.

Флюидоупорами, перекрывающими песчаные толщи, могли служить лессовидные отложения, вероятно, элового происхождения, глинисто-алевритистые осадки, выделявшиеся из пролювиальных потоков на заключительной стадии их существования, глинисто-алевритистые отложения в составе пойменных фаций и, наконец, глинистые толщи, накапливавшиеся на дне озер.

Самыми богатыми и, пожалуй, единственными нефтематеринскими отложениями в составе осадков ванаварской свиты являются тонкослоистые озерные глины темно-серого, иногда почти черного, цвета, обогащенные керогеном водорослевого происхождения.

В случае если использовать упомянутую выше классическую модель формирования УВ залежей, то наиболее вероятным механизмом их возникновения является следующий.

Генерация УВ после вступления отложений в главную зону нефтегазообразования происходила в глубоководных озерных глинах, богатых органическим веществом водорослевого происхождения. Образовавшиеся вследствие генерации УВ мигрировали вверх по суспензионным отложениям, внедрившимся в глинистую массу вследствие оползневых явлений (см. рис. 12). Действительно, проницаемость отложений суспензионных потоков, сложенных песчано-алевритовым материалом, несмотря на их плохую сортировку, значительно выше, чем у глин, генерировавших УВ. Поэтому по этим отложениям, как своеобразным проводящим каналам, УВ поднимались до дельтовых песчаников, где и образовывали залежи УВ. В случае достаточно больших объемов образовавшихся УВ и/или из-за более высокого гипсометрического уровня расположения русловых песчаников, которые имели гидродинамическую связь с таковыми, отложившимися в дельте, они могли мигрировать в русловые песчаники и создать в них залежи УВ.

Действительно, песчаники с прямыми признаками УВ в их поровом пространстве, отобранные из отложений ванаварской свиты, по данным выполненных выше палеогеографических реконструкций, отлагались преимущественно в дельтовых, реже русловых обстановках осадконакопления (см. рис. 8, 9).

Таким образом, в осадках ванаварской свиты наиболее перспективными для поисков УВ залежей являются песчаные пласты, отлагавшиеся в палеodelтах и палеоруслах. По результатам исследований керна, отобранного из шести упомянутых выше скважин, следует, что песчаники, входящие в состав пролювиальных отложений, вероятно, представляют гораздо меньший интерес как нефтегазопоисковый объект, однако это предварительное заключение требует тщательной проверки.