

12 (79) декабрь 2010

ГОРНЫЕ ВЕДОМОСТИ

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

**ЛИТОГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ
ДЕПОЦЕНТРА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ
ГЕОСИНКЛИЗЫ**

**СЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ
ПОИСКА СТРАТИГРАФИЧЕСКИ ЭКРАНИРОВАННЫХ
ЗАЛЕЖЕЙ НЕФТИ И ГАЗА
В ТРИАС-ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ
НА СКЛОНАХ МЕССОЯХСКОГО ПОРОГА**

**ЦЕОЛИТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ
В ФУНДАМЕНТЕ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И НА ПОЛЯРНОМ УРАЛЕ**

*«Богатство неур
есть залог величия державы»*
M.B. Ломоносов

РАСЧЕТ ВОДОРОДОСОДЕРЖАНИЯ ТВЕРДОЙ ФАЗЫ В ТЕРРИГЕННОМ И КАРБОНАТНОМ РАЗРЕЗАХ НА ОСНОВЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

М. Ю. Зубков, О. И. Дерягина

ООО «ЗапСибГЦ», г. Тюмень

АННОТАЦИЯ

На основе комплексирования результатов геохимических и литологических исследований образцов, отобранных из скважин пяти площадей Красноярского края, рассчитано содержание водорода в органическом веществе и слоистых алюмосиликатах (слюдах и хлоритах). Выявлены главные причины различий водородосодержания твердой фазы в основных литологических типах пород, слагающих вскрытые скважинами разрезы.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА

Водородный индекс, водородосодержание, пиролиз, петрографические шлифы, растровый электронный микроскоп (РЭМ), кероген, битум, слюды, хлориты, карбонатные породы, терригенные породы.

ESTIMATION OF HYDROGEN CONTENT IN A SOLID PHASE IN TERRIGENOUS AND CARBONACEOUS LAYERS RESULTED ON THE BASE OF LITHOLOGICAL AND GEOCHEMICAL SURVEY

M. Yu. Zubkov, O. I. Deryagina

ООО ZapSibGC, Тюмень

ABSTRACT

Hydrogen content in organic matter and laminated aluminosilicates (mica and chlorites) has been estimated based on integrated results of geochemical and lithological examinations of well samples selected in five areas of the Krasnoyarsk Territory. Principal causes of differences in hydrogen content in solid phase of basic lithological rock types composing layers penetrated by wells.

KEY WORDS

Hydrogen index, hydrogen content, pyrolysis, petrographic microsections, scanning electronic microscope, kerogen, bitumen, mica, chlorites, carbonaceous rocks, terrigenous rocks.

ВВЕДЕНИЕ

При интерпретации результатов геофизических исследований скважин с использованием нейтронных методов, применяемых, как правило, для определения пористости пород, необходимо знать водородосодержание твердой фазы. Эти методы позволяют определить общее (в твердой и жидкой фазах) содержание водорода в изучаемом разрезе. Понятно, что для нефтяников наибольший интерес представляет информация о водороде, содержащемся именно в жидкой фазе, т.к. его концентрация в жидкости дает представление о пористости пород-коллекторов, а следовательно, и о запасах содержащихся в них углеводородов (УВ). Поэтому, чтобы вычленить долю водорода, связанную с флюидами, необходимо из величины общего водородосодержания убрать ту его часть, что входит в состав твердой фазы.

Определить напрямую водородосодержание твердой фазы довольно сложно. Для этого необходимо иметь специальное дорогостоящее и довольно редкое оборудование, такое, например, какое было разработано в прошлом веке в ЗапСибНИИгеофизике (Хабаров В.В., Волков Е.Н. и др.). Понятно, что подавляющему большинству петрофизических лабораторий такое оборудование недоступно, поэтому остается использовать расчетный (косвенный) способ оценки водородосодержания твердой фазы пород-коллекторов.

Водород в осадочных породах присутствует в составе двух основных разновидностей твердого вещества — органическом веществе (керогене, битуме) и минералах.

Содержание водорода в органическом веществе обозначим как $H_{\text{орг}}$, в минералах — $H_{\text{мин}}$, а суммарное водородосодержание твердой фазы — $H_{\text{сум}}$. Таким образом, определение $H_{\text{сум}}$ можно подразделить на два этапа. На первом определяется величина $H_{\text{орг}}$, а на втором — $H_{\text{мин}}$. В качестве примера рассмотрим два типа осадочных пород, резко различающихся своим минеральным составом, а именно: терригенные (сложенные преимущественно алюмосиликатами) и аутигенные, преимущественно хемогенные (карбонатные и ангидритовые).

Основой для написания настоящей публикации послужили результаты исследований 192 образцов керна (нижнекембрийского и докембрийского возраста) отобранного из 8 скважин 5 площадей Красноярского края, которые мы условно назовем Кедровая, Пихтовая, Ольховая, Тополиная и Березовая, чтобы сохранить конфиденциальность информации, используемой в настоящей публикации.

МЕТОДИКИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ

($H_{\text{орг}}$ и $H_{\text{мин}}$)

Для оценки $H_{\text{орг}}$ в осадочных породах использованы результаты пиролитических исследований и определения в них соединений органического углерода ($C_{\text{орг}}$).

Обычно пиролитические исследования в комплексе с определением $C_{\text{орг}}$ используются для оценки степени катагенетического преобразования рассеянного в породе органического вещества (РОВ) и прогноза его нефтегенерационных свойств [1–5, 7–9]. Однако в нашем случае эти исследования выполнены главным образом для определения содержания $H_{\text{орг}}$ в образцах различных типов пород, входящего в состав именно РОВ.

Тем не менее поскольку полученные нами результаты геохимических исследований позволяют определить тип исходного РОВ, а также степень его катагенетической преобразованности и нефтегенерационные свойства, то мы кратко коснемся и этих аспектов. Забегая вперед, отметим, что в рассматриваемых отложениях РОВ представлено различными типами, включая и метаморфизованные битумы, а не только кероген, который является обычным компонентом в более молодых отложениях, слагающих, например, осадочный чехол Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна [1–3].

На первом этапе в декарбонатизированных образцах определяется $C_{\text{орг}}$ путем их высокотемпературного нагрева (1100–1200 °C) в токе кислорода.

Чувствительность метода определения $C_{\text{орг}}$ зависит от точности замера CO_2 и в среднем составляет 0.002 %.

На втором этапе проводятся пиролитические исследования.

Напомним, что метод пиролиза основан на физическом процессе — десорбции углеводородов с поверхности твердого тела при повышении температуры в соответствии с температурами кипения индивидуальных углеводородных соединений, присутствующих в породе.

Исследования проводились с помощью пироанализатора «Рок-Эвал 1», разработанного во Французском институте нефти и изготовленного фирмой Жирдель Инк [9].

Поскольку ископаемое органическое вещество (ОВ) состоит из двух основных компонентов: 1) растворимой в органических растворителях битумоидной составляющей и 2) нерастворимой в органических растворителях части керогена, то при непрерывном повышении температуры образца осадочной породы в токе инертного газа имеют место два пика выделения УВ. Первый пик — в интервале от комнатной температуры



до 300–350 °С за счет УВ, находящихся в свободном или адсорбированном состоянии («битумоидная» составляющая ОВ), и второй пик — высокотемпературный (обычно в интервале 350–600 °С), образующийся за счет выделения УВ, образовавшихся в процессе деструкции керогена («керогеновая» составляющая ОВ).

Таким образом, аналитический цикл на приборе «Рок-Эвал» включает нагрев образца в изотермическом режиме при 300 °С в течение 3 мин., в результате которого из него выделяются газообразные и жидкие УВ (пик S_1). Дальнейший нагрев в интервале температур 300–550 °С со скоростью 30 °С/мин приводит к выделению УВ, образовавшихся при крекинге керогена (пик S_2).

При исследовании подготовленной коллекции образцов на пироанализаторе типа «Рок-Эвал» определялись следующие параметры:

S_1 — содержание УВ ряда C_1 — C_{35} , выделяющихся при температуре до 300 °С, в вес. %;

S_2 — содержание УВ, выделяющихся при крекинге керогена и твердых битумов в интервале температур 300–550 °С, в вес. %;

T_{\max} — температура максимального выхода УВ при крекинге керогена, которая используется для оценки степени катагенетического преобразования ОВ: в незрелых породах она составляет около 425 °С, в нефтегенерирующих — 435–460 °С, при T_{\max} более 460 °С кероген побывал в зоне газообразования.

Таким образом, данные пиролиза являются исчерпывающими обобщенными характеристиками ОВ: низкотемпературный пик S_1 соответствует УВ, генерированным в процессе природного катагенеза, а высокотемпературный пик S_2 — остаточному нефтегенерационному потенциалу, который может быть реализован при дальнейшем (от настоящего времени) катагенетическом преобразовании ОВ в природных условиях [1–5, 7–9].

Из вышеизложенного следует, что с помощью пиролитического метода можно производить оценку генетического потенциала РОВ. Величина S_1 представляет собой количество исходного ОВ, трансформированного в природных условиях в УВ. Величина S_2 — другая часть генетического потенциала, которая не была трансформирована в УВ в природных условиях, а реализовалась в пиролитическом опыте. Из сказанного выше можно заключить, что величина S_1 в первом приближении характеризует содержание в породе подвижных (нефтеподобных) УВ, поэтому она в оценке $H_{\text{опт}}$, связанного с твердым органическим веществом, не участвует. Для определения $H_{\text{опт}}$ используется вторая пиролитическая характеристика — S_2 .

Известно, что кероген в зависимости от его происхождения и, соответственно, мацераль-

ного состава подразделяется на три основных типа: I, II и III [2–5, 7–9]. Эти типы органического вещества имеют различную величину водородного индекса (H_I), а значит, характеризуются неодинаковым содержанием в них водорода. Максимальное содержание водорода ($H_{\text{опт}}$) наблюдается в керогене I типа (9–10 %), промежуточная концентрация водорода отмечается в керогене II типа (7–8 %) и минимальная — в керогене III типа (4–6 %) [4, 5, 7–9].

Напомним, что водородный индекс по данным пиролитических исследований определяется исходя из следующей зависимости:

$$H_I = S_2 / C_{\text{опт}}$$

Он измеряется в мг УВ/г $C_{\text{опт}}$.

В настоящее время отсутствует общепринятый способ прямого определения H в минералах. Тем не менее возможно расчетным способом оценить в них весовое содержание H ($H_{\text{мин}}$). Для этого используются результаты исследований минерального состава рассматриваемых отложений. По данным этих исследований основными водородосодержащими минералами, входящими в их состав, являются терригенные слюды и хлориты. В песчаниках и крупнозернистых алевролитах в небольшом количестве присутствуют также пленочные эпигенетические глинистые минералы, представленные гидрослюдой и хлоритом. Другие глинистые минералы, например каолинит и смешанослойные образования, в рассматриваемых отложениях полностью отсутствуют.

В слюдах и хлоритах водород присутствует в форме гидроксильных групп (OH^-). Исходя из химических формул перечисленных выше глинистых минералов можно оценить весовое содержание $H_{\text{мин}}$ в них.

Слюды в рассматриваемых отложениях представлены всеми тремя главными разновидностями — мусковитом, биотитом и флогопитом. Содержание H в них немного отличается, поэтому для расчетов использована средняя величина, равная 0.6 %.

Так же хлориты в зависимости от их химического состава характеризуются переменной концентрацией в них H , содержание которого может варьировать в пределах от 1.1 до 1.8 %. Для оценочных расчетов принята средняя концентрация H в хлоритах, равная 1.5 %.

Для оценки концентраций слюд и хлоритов в составе рассматриваемых отложений использовался комплекс методов, а именно: оптическая и электронная микроскопия вместе с программой анализа видеоизображений (Видео-Тест), гранулометрический, а также рентгеноструктурный анализ.

Таким образом, доля H_{\min} в общем водородосодержании ($H_{\text{сум}}$) твердой фазы рассматриваемых отложений становится заметной лишь в тех случаях, когда они обогащены терригенной хлорит-слюдистой составляющей.

РЕЗУЛЬТАТЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ($H_{\text{опр}}$ и H_{\min})

Полученные результаты пиролитических исследований нанесены на стандартные графики, в которых на оси абсцисс отложены значения T_{\max} , а на оси ординат — величина HI (рис. 1). Используя приведенные выше оценочные данные о содержании $H_{\text{опр}}$ в различных типах керогена, переведем значения HI в $H_{\text{опр}}$, которые нанесены на той же оси ординат, но с противоположенной стороны этих графиков (см. рис. 1). В отличие от равномерной шкалы HI шкала $H_{\text{опр}}$ оказалась неравномерной — расстояния между соседними величинами $H_{\text{опр}}$ увеличиваются по мере возрастания их значений (см. рис. 1). Обратим внимание на то, что полученные значения $H_{\text{опр}}$ можно использовать лишь для оценочных расчетов при определении водородосодержания керогена из-за значительных вариаций его мацерального состава и степени катагенеза (метаморфизма). Для получения более достоверных и точных данных о связи между HI и $H_{\text{опр}}$ необходимо проведение специальных весьма кропотливых исследований, причем на образцах, отобранных в пределах каждой из площадей.

Сопоставление результатов пиролитических исследований образцов, отобранных из двух скважин Кедровой площади, показало, что кероген, входящий в состав образцов, отобранных из обеих скважин, имеет близкую степень катагенетического преобразования (большинство из них расположено вблизи границы между незрелым ОВ и зоной нефтеобразования). Причем образцы из первой скважины обладают в среднем более высоким водородным индексом, чем таковые отобранные из второй скважины (см. рис. 1а, 1б).

Иключение составляют два образца, отобранные из первой скважины, которые расположены в зоне газообразования. Это свидетельствует о высокой катагенетической преобразованности органического вещества, присутствующего в этих образцах (см. рис. 1а).

Образцы, поднятые из скважины Пихтовой площади, в среднем имеют более высокую степень преобразованности керогена, чем рассмотренные выше. Почти все они расположены в зоне нефтеобразования и вблизи границы следующей зоны газообразования, причем один образец даже попал в эту зону (см. рис. 1в). Исключение составляет один образец, кероген

в котором обладает низкой степенью катагенетической преобразованности ($T_{\max} = 400^{\circ}\text{C}$). HI керогена рассматриваемых образцов в среднем близок к таковому у керогена из предыдущих скважин (см. рис. 1а—1в).

ОВ, входящее в состав образцов, отобранных из скважины Ольховой площади, также попадает в зону нефтеобразования (см. рис. 1г), однако его HI заметно выше, чем у образцов из рассмотренных выше скважин.

Заметно отличается своими пиролитическими характеристиками кероген, входящий в состав образцов, отобранных из скважины, пробуренной в пределах Тополиной площади. Он характеризуется низкой степенью катагенетической преобразованности (незрелое ОВ) и широким диапазоном HI (см. рис. 1д).

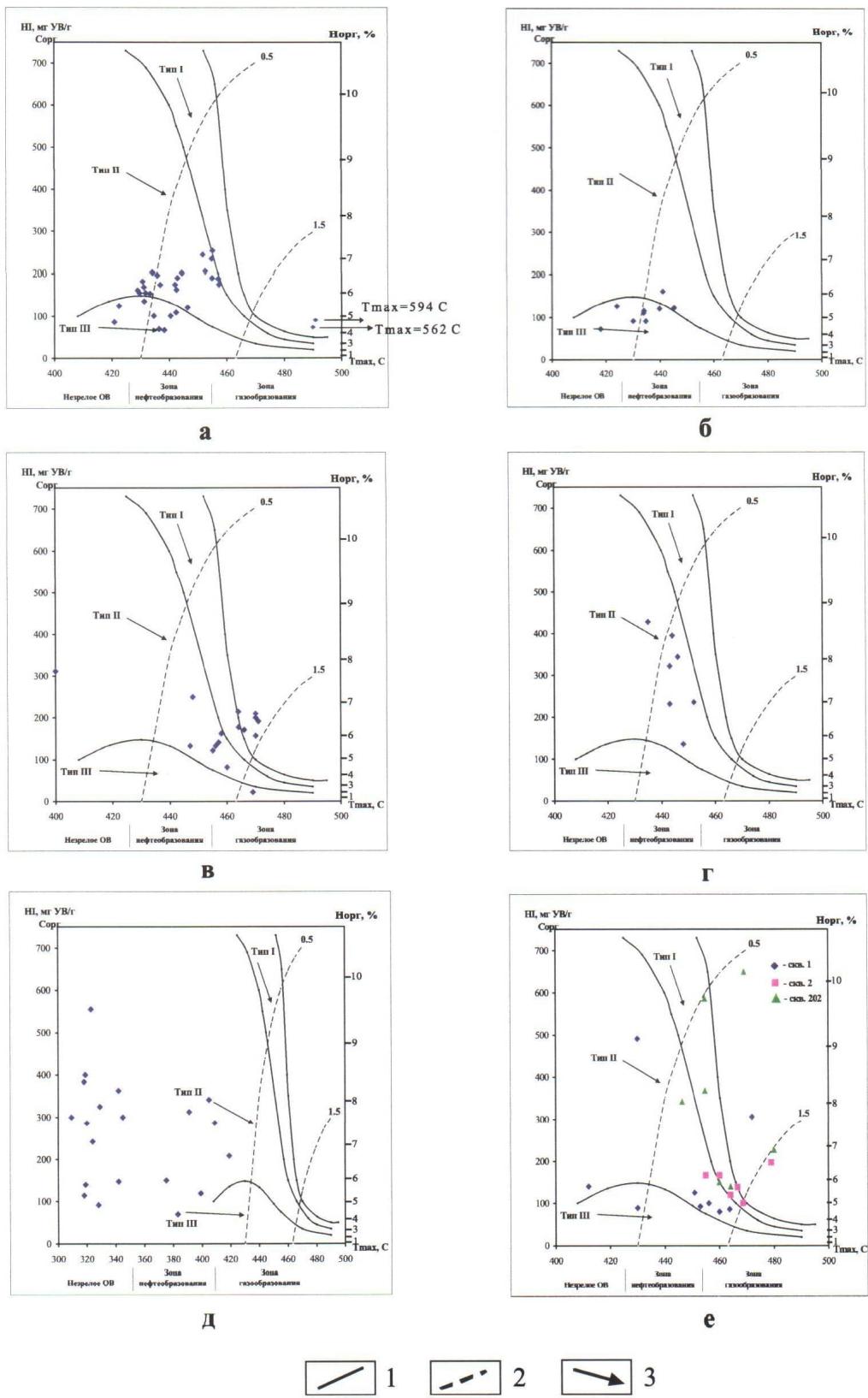
Кероген, входящий в состав образцов, отобранных из трех скважин, пробуренных в пределах Березовой площади, характеризуется широким диапазоном изменений как значений HI , так и T_{\max} (см. рис. 1е).

Полученные результаты пиролитических исследований трудно объяснить исходя из традиционных представлений о трех типах керогена и степени его катагенетического преобразования [1—5, 7—9]. Действительно, в рассматриваемых отложениях в принципе невозможно присутствие III типа керогена, т.к. во время их накопления терригенная растительность полностью отсутствовала. Кроме того, трудно объяснить широкий диапазон катагенетической преобразованности керогена, входящего в состав рассматриваемых отложений, особенно в пределах одной и той же площади, а тем более в узком интервале глубин, вскрытых одной и той же скважиной (см. рис. 1).

Остается предположить, что наряду с аллохтонным и автохтонным керогеном собственно морского, озерного или лагунного происхождения в рассматриваемых отложениях присутствуют битумы, причем в различной степени окисленные и катагенетически преобразованные (кериты, включая как альбертиты, так и антраксолиты, а также другие производные нафтидов). Здесь уместно отметить, что подобной точки зрения придерживается В. Н. Меленевский (2010).

Если проанализировать пирограммы различных образцов, отобранных, например, из скважины, пробуренной на Тополиной площади, то их можно условно подразделить на четыре типа.

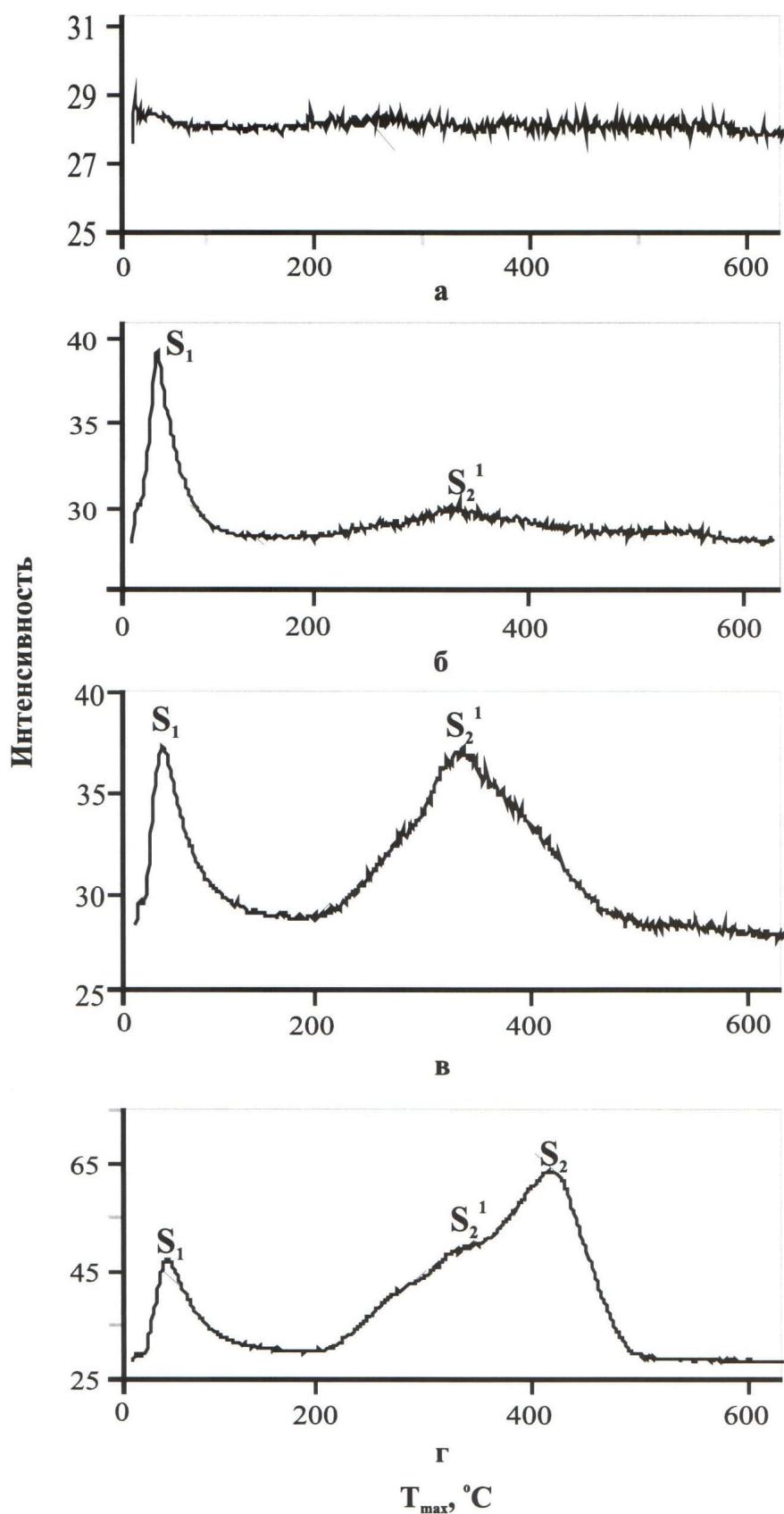
Первый тип пирограммы характерен для карбонатных пород, ангидритов, реже песчаников (обычно с гематитом), в которых рассеянное органическое вещество практически полностью отсутствует, поэтому пики S_1 и S_2 не фиксируются (рис. 2а).



Условные обозначения:

- 1 — линии, разграничающие поля водородного индекса (HI) для трех типов РОВ: I — аквагенного озерного типа, II — аквагенного морского, III — террагенного, связанного с высшей наземной растительностью;
- 2 — изолинии отражающей способности Витринита (R_0);
- 3 — направление изменения величины HI и T_{max} в катагенезе.

Рис. 1. Диаграмма $HI-T_{max}$ для отложений, вскрытых в пределах Кедровой (а, б), Пихтовой (в), Ольховой (г), Тополиной (д) и Березовой (е) площадей



Условные обозначения:

- а — с отсутствием полезного сигнала;
- б — с основным низкотемпературным (термодесорбционным) пиком S_1 ;
- в — с основным пиком от смол и высокомолекулярных нафтеново-ароматических соединений (S_2');
- г — с основным высокотемпературным пиком S_2 от термически преобразованных нафтидов и /или керогена.

Рис. 2. Типичные пиrogramмы образцов, отобранных из разреза Тополиной площади

Второй тип пирограммы встречается в породах, содержащих легкие нефтеподобные органические соединения. Для них характерен интенсивный низкотемпературный пик S_1 , обусловленный термодесорбцией нефтеподобных УВ, и более высокотемпературный пик S_2^1 , возникающий вследствие процесса термокрекинга смол и нафтеново-ароматических соединений (см. рис. 2б).

Третий тип пирограмм характерен для образцов, содержащих в своем составе битумы. На них выделяется интенсивный пик S_2^1 , возникающий, как уже отмечалось выше, за счет термодеструкции смол и нафтеново-ароматических соединений, присутствующих в битумах в большом количестве (см. рис. 2в).

Наконец, четвертый тип пирограмм типичен для образцов, в которых наряду с битумами в заметном количестве присутствует автохтонный и/или аллохтонный кероген и термически (ката- или даже метагенетически) преобразованный битум (кериты и другие типы нафтидов), дающие традиционный высокотемпературный пик S_2 (см. рис. 2г).

Таким образом, образцы, в составе которых по результатам пиролиза отмечается слабо преобразованное ОВ (низкие значения T_{max}), на самом деле содержат битум в большей или меньшей степени химически (окисление) или термически (катагенез) преобразованный. Поэтому, по нашему мнению, в категорию ОВ, относимому к керогену, наряду с собственно углефицированными органическими остатками попадают и ката-, а возможно, и метагенетически преобразованные производные нафтидов, которые не растворяются в органических растворителях (типа керитов и других высокомолекулярных соединений с графитизированной молекулярной структурой).

Рассмотрим более подробно разновидности ОВ, присутствующие в обсуждаемых отложениях, начав с карбонатных пород.

Начнем с аутигенного ОВ, которое в процессе диа- и катагенетического созревания превратилось в кероген. Примерами этой разновидности могут служить колонии микроскопических водорослей в карбонатных отложениях (рис. 3а, 3б), кероген, образовавшийся за счет углефицированных остатков водорослей, присутствующий в виде тонких пленок (рис. 3в, 3г), наконец, углефицированные остатки корневищ водорослей (рис. 3д).

Сравнительно высокие концентрации органического вещества скапливаются в микро- и макростилолитовых швах, образующихся при направленной перекристаллизации карбонатных пород (рис. 3е). В составе этих образований может накапливаться органический мате-

риал различного происхождения, как аутигенный (кероген), так и аллотигенный (переотложенный кероген, битумы).

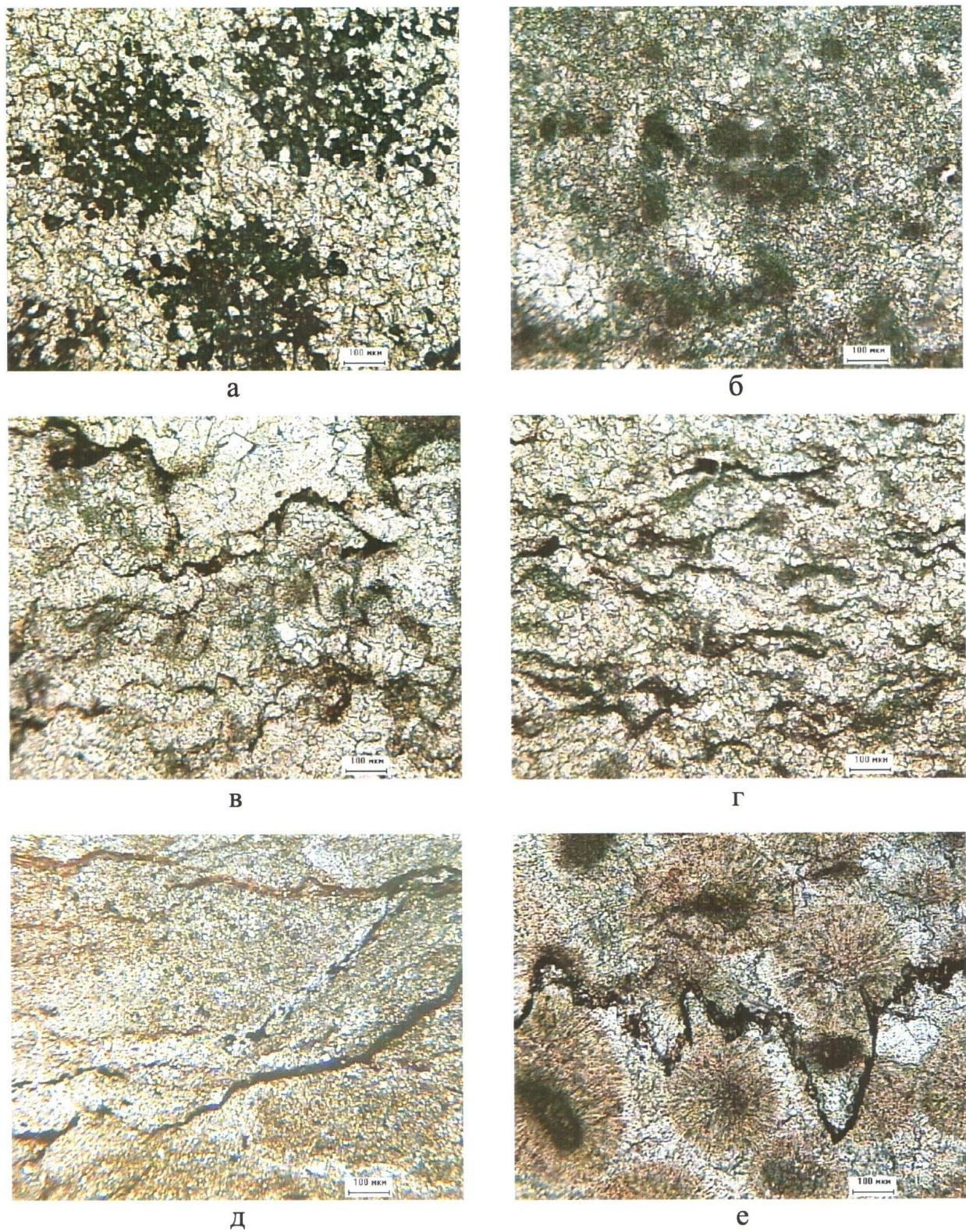
Некоторая часть РОВ, включая кероген, присутствует в микродисперсном виде в адсорбированном состоянии на поверхности минеральных частиц, придавая породе серый или темно-серый, иногда с буроватым оттенком цвет (см. рис. 3).

Однако с высокой степенью вероятности можно допустить, что значительная часть ОВ, присутствующего в древних карбонатных породах, представлена аллохтонной разновидностью, а именно в большей или меньшей степени измененными (метаморфизованными) битумами или в более широком смысле — нафтидами.

Они присутствуют в карбонатных породах, заполняя собой многочисленные тонкие и более редкие крупные трещины и микрокаверны (рис. 4). В крупных трещинках часто присутствуют многочисленные новообразованные кристаллы доломита, которые иногда захватывают в процессе своего роста микроподключения битума, из-за чего приобретают буроватый оттенок (см. рис. 4в). Появление этих трещин и микрокаверн часто связано с вторичными процессами доломитизации известняков, в результате которых, как известно, возникает дополнительная (вторичная) емкость, в которой и растут кристаллы доломита. Описанный процесс формирования вторичной емкости хорошо иллюстрируется снимком, полученным с помощью растрового электронного микроскопа в режиме КОМПО, где участки, сложенные кальцитом, выделяются самым светлым оттенком (почти белым цветом), а доломитом — более темным (светло-серым) цветом. Именно к этим (светло-серым) участкам, сложенным доломитом, приурочены вторичные микрокаверны, заполненные черным битумом (см. рис. 4г). Следует обратить внимание на тот факт, что в составе битума присутствует сера (см. рис. 4г).

В отложениях, сложенных терригенными обломками алюмосиликатного состава, выделить кероген в «чистом виде» довольно сложно. Однако можно предположить, что серый и серобуроватый цвет глинисто-слюдистых прослоев в глинисто-алевритистых разновидностях пород обусловлен тонкодисперсным ОВ, адсорбированным на поверхности глинистых частиц.

Очень редко встречаются мелкие обломки керогена с сохранившейся клеточной микроструктурой, которые не содержат в своем составе серы (рис. 5а). Бесструктурное органическое вещество, которое также не содержит серы, встречено как в песчанике, так и в алевролите (рис. 5б, 5в). Наконец, кероген присутствует в виде углефицированных остатков водорослей в алевритисто-слюдистых песчаниках (рис. 5г).



Условные обозначения:

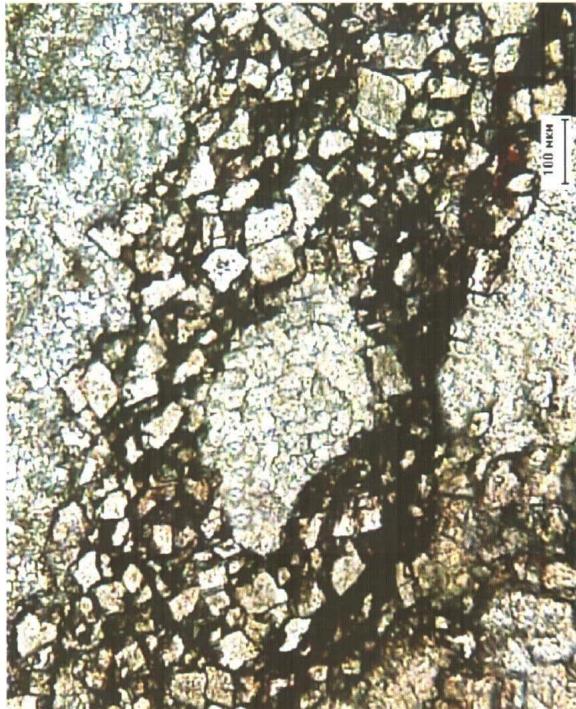
- а — колонии (сине-зеленых?) водорослей в мелкозернистом известняке (Березовая площадь); б — агрегаты водорослей в мелкозернистом доломите (Тополиная площадь); в — тонкие волнистые слойки, сложенные углефицированными остатками водорослей в комковато-сгустковом известняке (Березовая площадь); г — тонкие волнистые углефицированные остатки водорослей в мелкозернистом доломите (Тополиная площадь); д — углефицированные остатки слоевищ (буровое) и корня (черное) водорослей в мелкозернистом глинистом известняке (Березовая площадь); е — микростилолитовый шов, заполненный органическим материалом в сферолитовом известняке (Березовая площадь).

Рис. 3. Различные типы керогена в карбонатных породах нижнекембрийского и докембрийского возраста

Условные обозначения:
 а — тонкие волнистые трещинки, заполненные битумом;
 б — трещинны, в которых наряду с битумом присутствуют многочисленные кристаллы вторичного доломита;

в — трещина, заполненная битумом и эпигенетическими кристаллами доломита, в которых отмечается присутствие битума, захваченного ими в процессах роста;

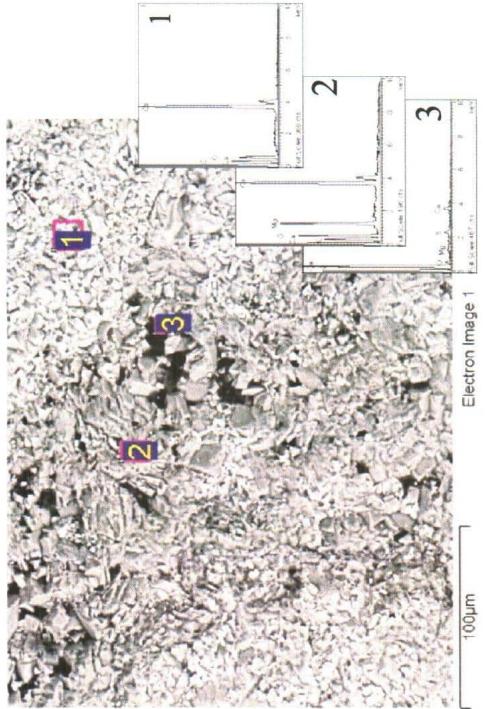
г — поры и микрокаверны в доломитизированном участке известняка, заполненные битумом с элементными спектрами известняка (1), доломита (2) и битума (3).



б



в



Electron Image 1
Electron Image 2
Electron Image 3

Рис. 4. Распределение битумов в известняках нижнекембрийского возраста Березовской площади

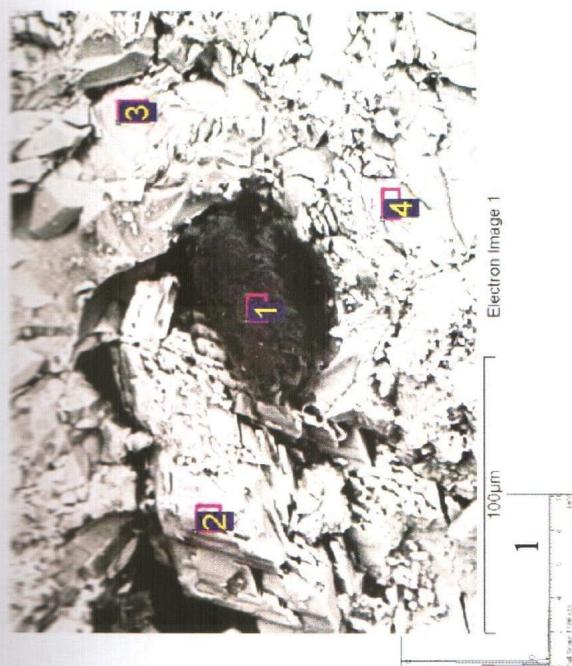


г

Г

Условные обозначения:
 а — обломочное зерно органического вещества с сохранившейся клеточной микроструктурой в среднезернистом песчанике (Олховская площадь);
 б — бесструктурное органическое вещество в мелко-среднезернистом песчанике (Кедровая площадь);
 в — гелефицированная органическая масса в слюдистом алевролите (Кедровая площадь);
 г — углефицированные остатки фрагментов водорослей в слюдристо-слюдистом мелкозернистом песчанике (Пихтовая площадь).

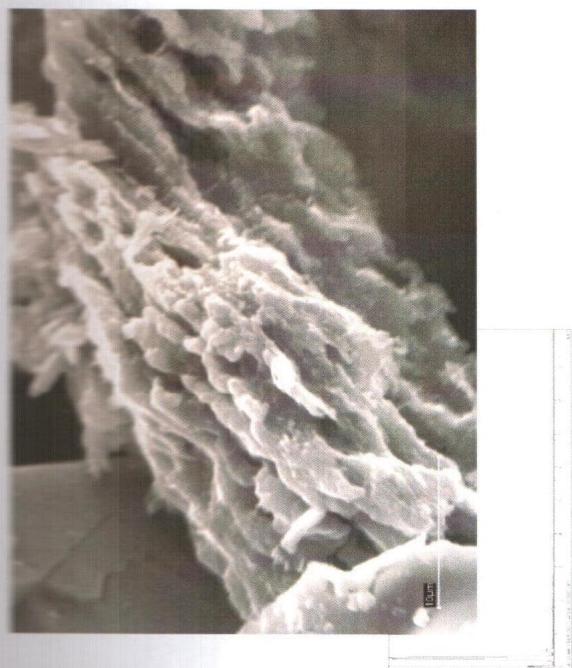
Рис. 5. Кероген в терригенных отложениях докембрийского возраста (под снимками приведены элементные спектры, полученные с поверхности керогена)



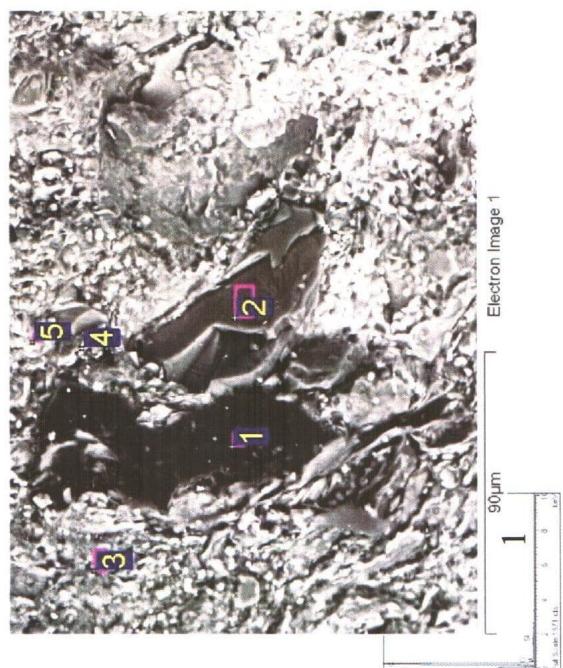
б



Г



а



В

Вероятно, органическое вещество, находившееся в окислительных (гипергенных) условиях вне зависимости от того, было ли оно керогеном или производным нафтидов, теряет серу вследствие ее окисления. Ниже мы еще раз вернемся к обсуждению этой проблемы.

В подавляющем большинстве случаев в составе битумов, присутствующих в песчано-алевритовых отложениях, отмечается сера (рис. 6). То, что это аллохтонные производные нафтидов, подтверждается характером их распределения в пустотном пространстве песчаников и алевролитов. Они присутствуют в виде пленочек, густоков (рис. 6а–6б), а в некоторых случаях (в «битуминозных» песчаниках) почти полностью занимают их поровое пространство (рис. 6в–6г).

Если в карбонатных породах в трещинах отмечается множество вторичных кристаллов доломита, то в терригенных отложениях вместе с битумами в поровом пространстве формируются многочисленные эпигенетические кристаллы калиевых полевых шпатов (рис. 6д), а также часто присутствуют новообразованные — апатит, рутил и кварц (рис. 6е).

В том случае, когда битумы заполняют поровое пространство терригенных пород, в которых присутствует порово-пленочный гематит, в них отмечается крайне низкое содержание серы, либо она полностью отсутствует (рис. 7а). Следовательно, это подтверждает сделанное выше предположение, что в окислительных условиях сера, присущая в битумах, легко окисляется и выводится из его состава.

Вероятнее всего, битумы мигрируют вместе или в составе гидротермальных растворов, доказательством чему наряду с новообразованными минералами, содержащими микровключения битумов, является присутствие в них соединений редких земель, которые сконцентрировали в себе их благодаря своим специфическим (восстановительным) химическим свойствам (рис. 7б–7д). Более подробную информацию об этих свойствах углеводородных соединений можно получить из обстоятельной монографии В.Ф. Пенькова [6].

Как уже отмечалось выше, H_{\min} и в карбонатных, и в терригенных отложениях связан с хлоритами и слюдами (гидрослюдой).

В составе карбонатных и карбонатно-ангидритовых пород концентрация слюд и хлоритов чрезвычайно низкая, причем в этих отложениях присутствуют только терригенные разновидности этих минералов (рис. 8а). Эпигенетические слюды и хлориты полностью отсутствуют.

В значительных концентрациях слюда и хлорит встречаются в специфических разновидностях пород, сложенных обломочными зернами доломитов различных размеров, скементированных

глинисто-слюдисто-хлоритовой массой с примесью кварц-полевошпатовых обломков мелкоалевритовой размерности (рис. 8б–8г). В этой массе присутствует также тонкодисперсное органическое вещество, придающее ей буроватый оттенок (см. рис. 8б–8г).

В терригенных отложениях слюда и хлорит присутствуют в виде двух основных генетических типов. Во-первых, в виде обломочных зерен различного размера (рис. 9а, 9б) и, во-вторых, в форме эпигенетических образований на поверхности обломочных зерен: пленочной гидрослюды (рис. 9в) и чешуевидного хлорита (рис. 9г). Однако здесь следует отметить, что доля эпигенетической слюды и хлорита незначительна. Основная часть H_{\min} связана именно с терригенными обломками слюд и хлоритов.

Распределение терригенных обломков слюд и хлоритов в пределах различных отложений весьма неоднородно. Встречаются песчано-алевритовые отложения с высоким содержанием обломков слюд и хлоритов, в которых H_{\min} , соответственно, имеет значительный вклад в H_{\sum} и, наоборот, отмечается песчаники (обычно средне-или мелко-среднезернистые, часто с высоким содержанием битумов), в которых концентрация обломков слюд и хлоритов очень низкая, и, соответственно, доля H_{\min} в H_{\sum} является незначительной. Описываемая разновидность песчаников, скорее всего, имеет золовое происхождение.

С целью установления закономерностей в распределении $H_{\text{опр}}$ и H_{\min} в различных типах пород все множество исследованных образцов, встречающихся в разрезах скважин рассматриваемых площадей, разбито на основные литологические типы, приведенные в таблице.

В зависимости от содержания $H_{\text{опр}}$ в выделенных литологических типах пород их можно расставить по мере увеличения в них его концентрации следующим образом:

- ангидриты (0.001–0.003 %);
- доломиты (0.004–0.010 %);
- известняки (0.003–0.015 %);
- обычные песчаники, в т.ч. с гематитом (0.003–0.017 %);
- алевролиты (0.005–0.039 %);
- обломочные доломиты с глинисто-слюдистым цементом (0.010–0.060 %);
- песчаники с поровым битумом (0.020–0.272 %).

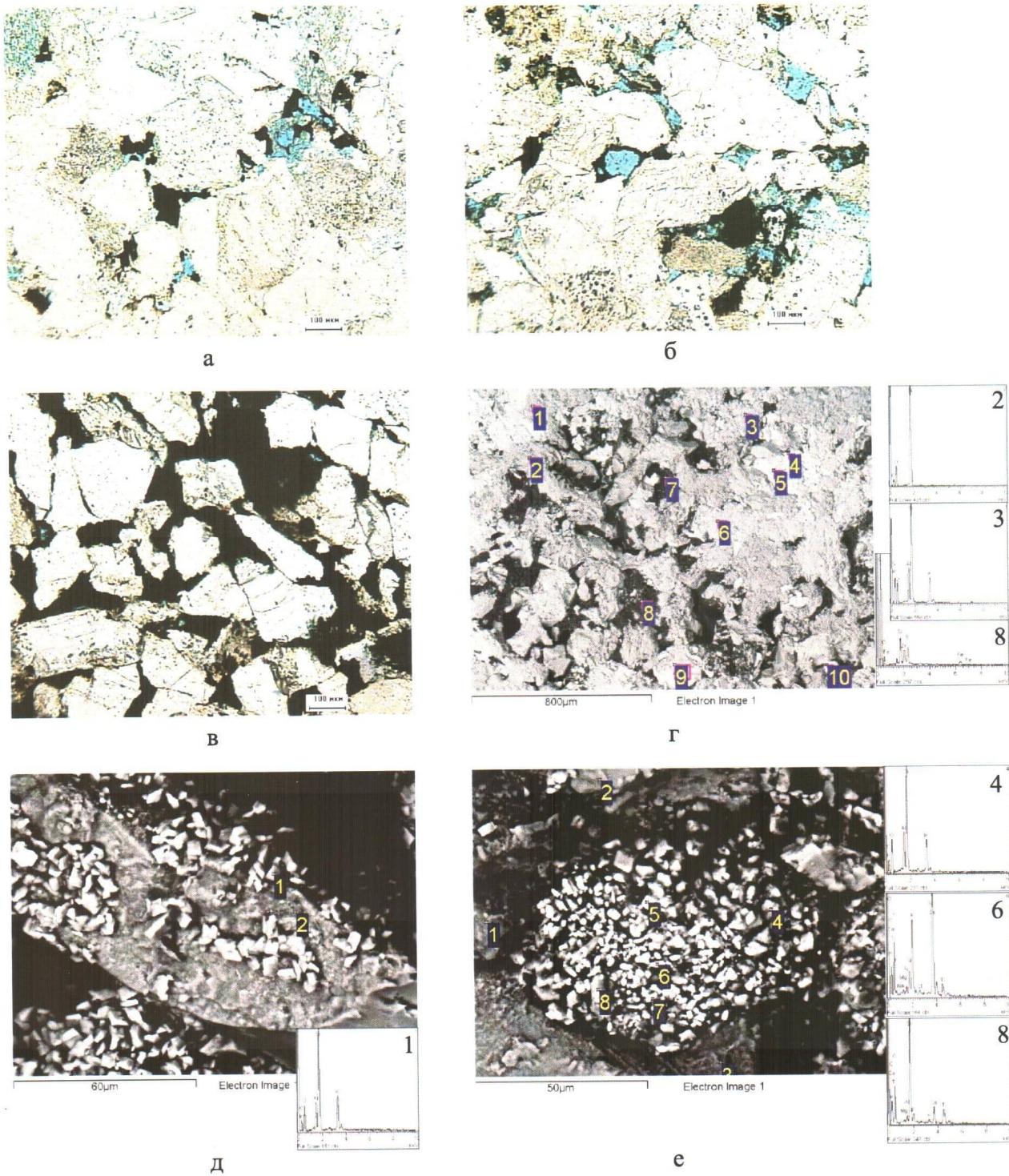
Если расставить те же литологические типы пород по мере роста в их составе содержания H_{\min} , то получится следующая последовательность:

- ангидриты (0.002–0.003 %);
- доломиты (0.000–0.004 %);
- известняки (0.001–0.007 %);

Таблица

**ИНТЕРВАЛЫ ИЗМЕНЕНИЯ ВОДОРОДОСОДЕРЖАНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО
И МИНЕРАЛЬНОГО ВЕЩЕСТВА НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ
И ДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПЯТИ ПЛОЩАДЕЙ КРАСНОЯРСКОГО КРАЯ**

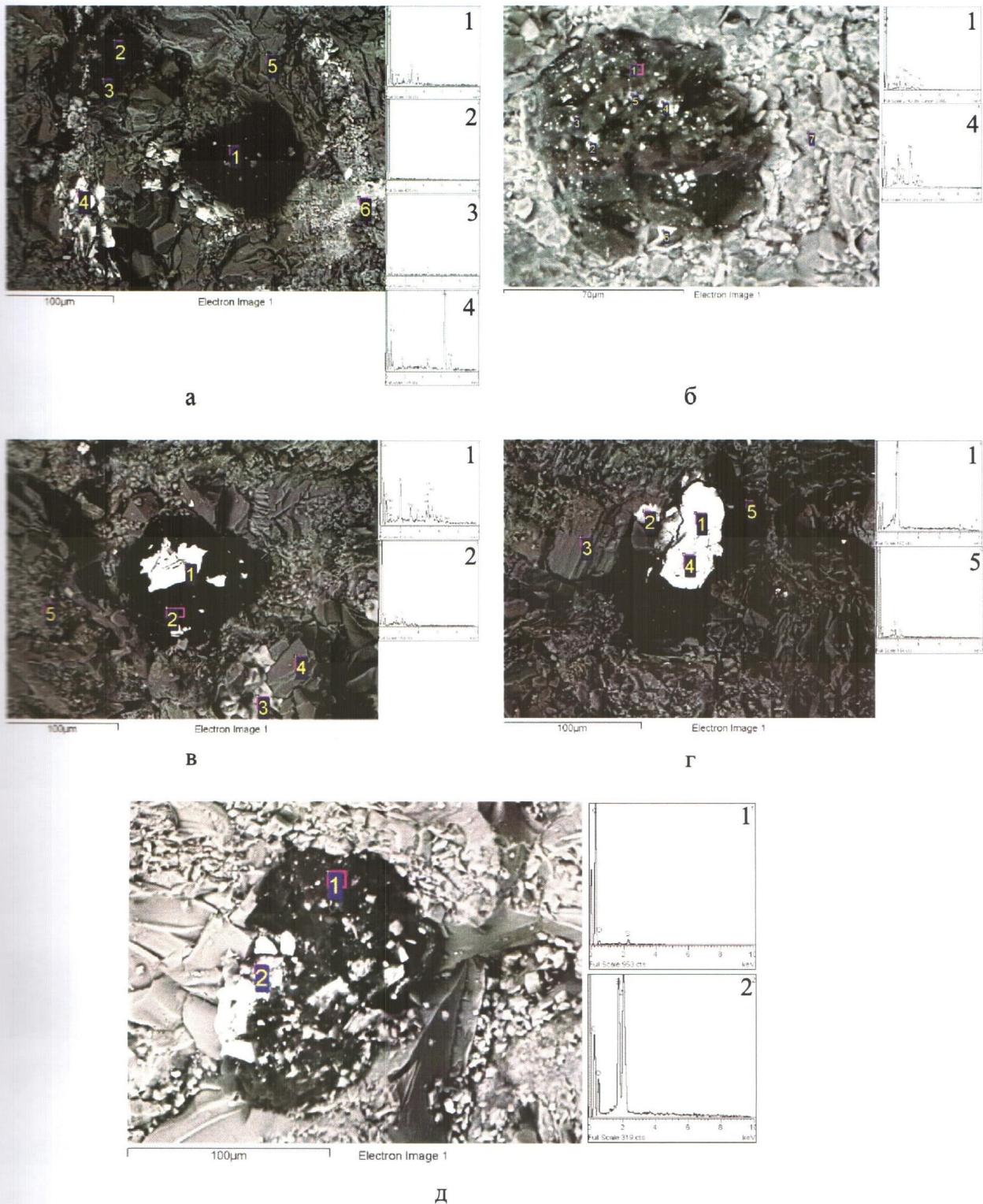
№ п/п	Тип породы	$H_{орг}$, % (вес)	$H_{мин}$, % (вес)	$H_{сум}$, % (вес)	Доля $H_{орг}$, % (отн)
Кедровая 1					
1	Ангидриты	0.001–0.002	0.0025–0.003	0.0035–0.005	29.0–40.0
2	Алевролиты	0.005–0.022	0.160–0.255	0.155–0.270	3.0–8.7
3	Обломочный доломит с глинисто-слюдистым цементом	0.012	0.51	0,522	2.3
4	Песчаники обычные	0.003–0.015	0.019–0.081	0.027–0.092	4.4–29.6
5	Песчаники с поровым битумом	0.270–0.272	0.033–0.035	0.305–0.307	88.5–89.2
Кедровая 2					
1	Доломиты с ангидритом	0.001–0.003	0.002–0.003	0.003–0.006	33–60
2	Обломочный доломит с глинисто-слюдистым цементом	0.02–0.06	0.355–0.408	0.415–0.428	4.7–14.5
3	Алевролиты	0.011–0.039	0.137–0.235	0.148–0.325	7.4–13.3
4	Песчаники, в т.ч. с гематитом	0.003–0.006	0.099–0.183	0.105–0.186	1.6–5.7
5	Песчаники с поровым битумом	0.020–0.025	0.126–0.217	0.151–0.237	8.4–16.6
Пихтовая 1					
1	Алевролиты глинисто-слюдистые	0.006–0.016	0.11–0.40	0.116–0.416	3.85–5.17
2	Песчаники обычные	0.005–0.008	0.08–0.18	0.085–0.187	3.74–7.41
3	Песчаники с примесью порового битума	0.012–0.046	0.002–0.13	0.029–0.151	12.00–58.35
Ольховая 1					
1	Алевролиты и мелкозернистые песчаники	0.0048–0.0077	0.176–0.264	0.18 –0.280	2.7–3.8
2	Песчаники обычные	0.0058–0.0089	0.096–0.200	0.098–0.211	5.50–8.10
3	Песчаники с примесью порового битума	0.0174–0.0309	0.028–0.100	0.067–0.131	11.8–27.3
Тополинная 1					
1	Верхние доломиты с терригенной примесью	0.005–0.021	0.010–0.035	0.017–0.050	28.9–64.7
2	Нижние доломиты без терригенной примеси	0.001–0.011	0	0.001–0.011	100 %
3	Алевролиты	0.005–0.015	0.057–0.239	0.074–0.254	5.6–10.8
4	Обломочный доломит с глинисто- слюдистым цементом	0.010–0.019	0.035–0.210	0.094–0.229	7.1–8.3
5	Песчаники обычные	0.008– 0.010	0.043–0.080	0.053–0.088	9.1–18.9
6	Песчаники с поровым битумом	0.028–0.045	0.021–0.048	0.049–0.093	48.4–57.1
Березовая 1, 2, 3					
1	Доломиты	0.004–0.010	0.001–0.004	0.006–0.011	57.1–90.9
2	Известняки	0.003–0.015	0.001–0.007	0.004–0.016	41.7–92.9
3	Известняк с терригенной примесью	0.004–0.005	0.014–0.021	0.018–0.026	19.2–22.2



Условные обозначения:

- а — среднезернистый песчаник с низким содержанием порового битума (Пихтовая площадь);
- б — среднезернистый песчаник с пленочно-поровым битумом (Ольховая площадь);
- в — битуминозный песчаник, в котором практически все поровое пространство заполнено битумом (Кедровая площадь);
- г — тот же образец;
- д — эпигенетические кристаллы калиевого полевого шпата в поре мелкозернистого песчаника, заполненной битумом (Пихтовая площадь);
- е — эпигенетические кристаллы калиевого полевого шпата, апатита и кварца в поре мелкозернистого песчаника, заполненного черным битумом (та же площадь).

Рис. 6. Битум в терригенных отложениях докембрийского возраста (рядом со снимками приведены элементные спектры, полученные с поверхности зерен и битума)

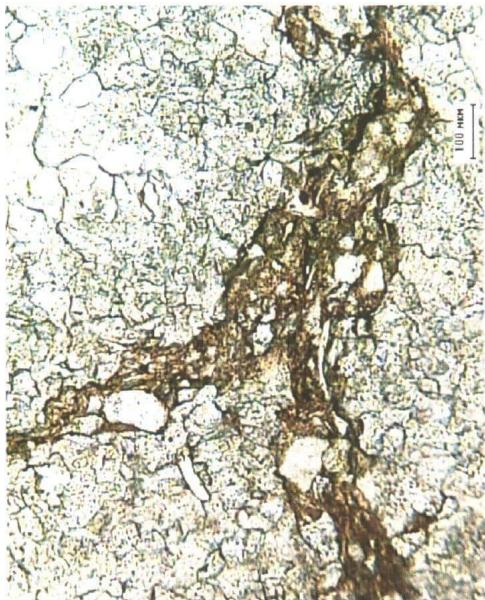
**Условные обозначения:**

- а** — битумы в гематите содержащем мелкозернистом песчанике (*Пихтовая площадь*);
- б** — битум с халькопиритом в поре крупнозернистого алевролита (*Тополиная площадь*);
- в** — монацит в поровом битуме мелкозернистого песчаника (*Пихтовая площадь*);
- г** — ксенотим в поровом битуме мелкозернистого песчаника (*та же площадь*);
- д** — зерна циркона в поровом битуме мелко-среднезернистого песчаника (*Кедровая площадь*).

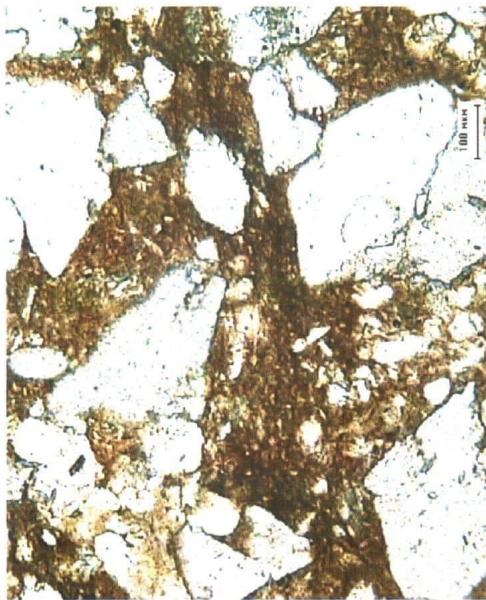
Рис. 7. Фотографии РЭМ терригенных отложений докембрийского возраста с битумами (рядом со снимками приведены элементные спектры, полученные с поверхности минералов и битумов)

Условные обозначения:
 а — мелкий обломок мусковита
 в доломите (Березовская площадь);
 б, г — многочисленные мелкие
 обломки слюд и хлоритовых в составе
 терригенной массы, цементирующей
 обломочные зерна доломита
 (Тополинская (б, г) и Кедровская (г)
 площади)

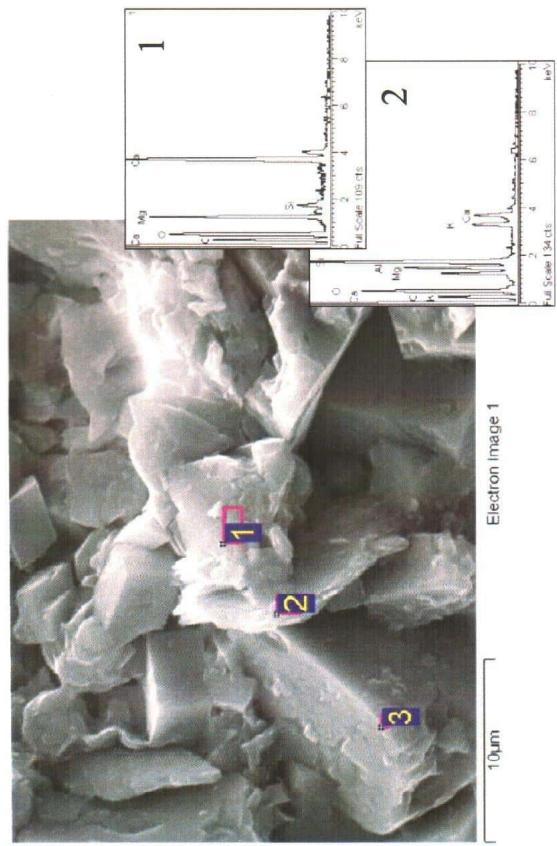
Рис. 8. Фотографии РЭМ
 и прозрачных петрографических
 шлифов карбонатных
 и карбонатно-терригенных пород
 нижнекембрийского и докембрий-
 ского возраста



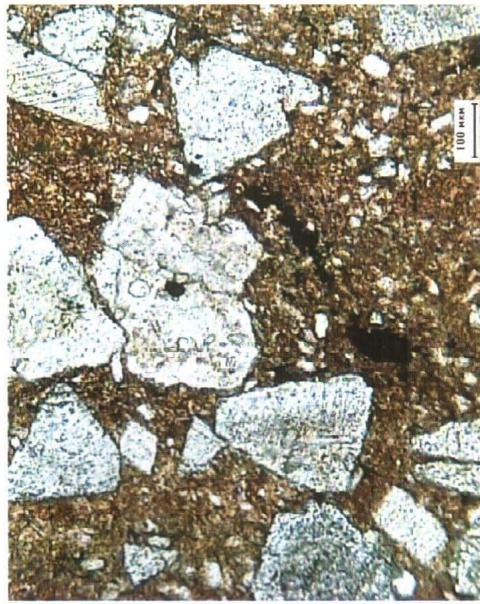
б



Г



а



В

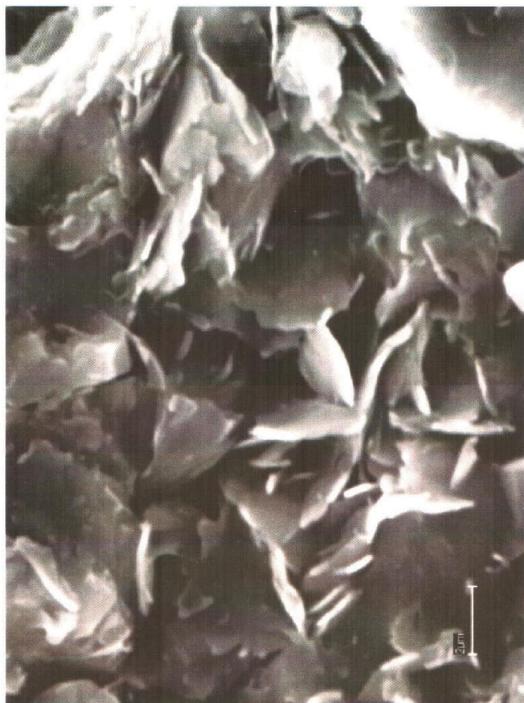
Условные обозначения:
а — обломочное зерно биотита в мелкозернистом песчанике;
б — деформированый обломок железисто-магнезиального хлорита в мелкозернистом песчанике;
в — эпигенетическая пленочная гидрослюда на обломочном зерне кварца в среднезернистом песчанике;

г — чешуйчатый эпигенетический железисто-магнезиальный хлорит в поре крупнозернистого алевролита.

Рис. 9. Фотографии РЭМ терригенных и эпигенетических слод и хлоритов из докембрийских отложений Пихтовской (а, г) и Ольховой (б, в) площадей



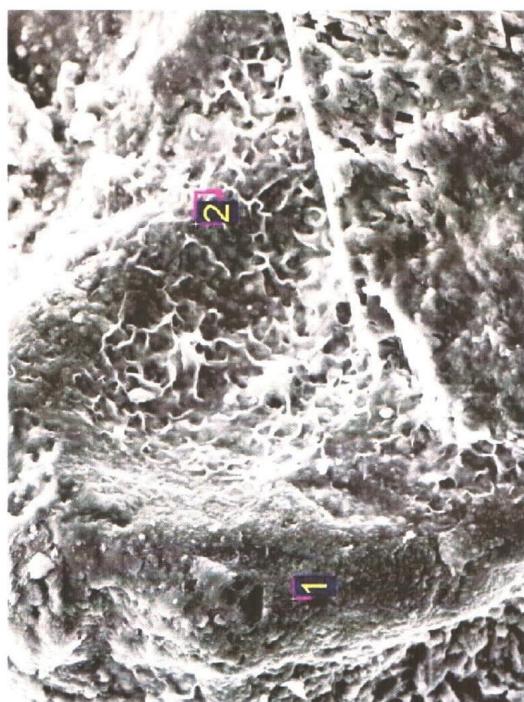
б



Г



а



В

Electron Image 1

- песчаники, включая битуминозные (0.019–0.217 %);
- обломочные доломиты с глинисто-слюдистым цементом (0.035–0.510 %);
- алевролиты (0.100–0.864 %).

Для $H_{\text{сум}}$ последовательность тех же литологических типов пород по мере увеличения в них его содержания выглядит следующим образом:

- ангидриты (0.003–0.005 %);
- известняки (0.004–0.016 %);
- доломиты (0.006–0.050 %);
- обычные песчаники, в т.ч. с гематитом (0.027–0.211 %);
- песчаники с поровым битумом (0.029–0.307 %);
- алевролиты (0.074–0.416 %);
- обломочные доломиты с глинисто-слюдистым цементом (0.094–0.522 %).

Вклад $H_{\text{опр}}$ в $H_{\text{сум}}$ в тех же литологических типах пород распределится следующим образом по мере его увеличения:

- алевролиты (3.0–13.3 %);
- обломочные доломиты с глинисто-слюдистым цементом (2.3–14.5 %);
- обычные песчаники, в т.ч. с гематитом (1.6–29.6 %);
- ангидриты (29.0–60.0 %);
- песчаники с поровым битумом (10.4–89.2 %);
- известняки (41.7–92.9 %);
- доломиты (28.9–100.0 %).

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Содержание и соотношение $H_{\text{опр}}$ и $H_{\text{мин}}$ в карбонатных и терригенных отложениях заметно отличаются друг от друга. Это объясняется различиями палеофациальных условий, в которых они накапливались, а также вторичными (диагенетическими) изменениями.

Карбонатные и близкие к ним по условиям формирования карбонатно-ангидритовые отложения характеризуются в целом невысокими концентрациями в них органического вещества и, соответственно, низкими значениями $H_{\text{опр}}$ — 0.001–0.015 % (см. табл.). Причем максимальные концентрации $H_{\text{опр}}$ встречаются в тех карбонатных породах, в которых отмечаются трещинки и микрокаверны, заполненные битумом (см. рис. 4).

Обособленную группу пород представляют карбонатно-терригенные породы с повышенной концентрацией $H_{\text{опр}}$ (0.010–0.060 %), состоящие из обломочных зерен доломита, скематированных глинисто-слюдистой массой с мелкоалевритовой кварц-полевошпатовой примесью (см. рис. 8б–8г). Для этих отложений

характерно присутствие в составе цемента тонкодисперсного ОВ с небольшой примесью более крупных органических остатков (см. рис. 8в).

В терригенных осадках меньше всего $H_{\text{опр}}$ отмечается в песчаниках, особенно с пленочным гематитом, отлагавшихся в окислительных геохимических условиях. По этой причине кероген и другие органические соединения в них практически не сохранились. В этих песчаниках величина $H_{\text{опр}}$ обычно не превышает 0.003–0.006 %. Максимальные концентрации $H_{\text{опр}}$ в «гематитовых» песчаниках отмечаются в тех их разновидностях, в которых присутствует аллохтонный, частично окисленный битум с очень низким содержанием серы или вовсе без нее (см. рис. 7а). Вероятно, отсутствие серы в составе битума может указывать на то, что он побывал в окислительных (гипергенных) условиях, либо, что присутствующий в них гематит реагировал с ним, окисляя серу. В результате этого образовывались эпигенетические сульфаты (ангидрит), а восстановленное железо связывалось с серой, давая в результате аутигенный эпигенетический пирит.

Величина $H_{\text{опр}}$ в песчаниках и крупнозернистых алевролитах зависит главным образом от содержания в их порах аллохтонного битума. С ростом его концентрации величина $H_{\text{опр}}$ растет, достигая максимальной величины (около 0.3 %) в «битуминозных» песчаниках, поровое пространство которых практически полностью заполнено битумом (см. рис. 6).

Минимальное содержание $H_{\text{мин}}$, как и $H_{\text{опр}}$, отмечается в карбонатных и карбонатно-ангидритовых отложениях (0.000–0.007 %). Это объясняется полным отсутствием в их составе эпигенетических глинистых минералов и очень низким содержанием терригенной примеси слюд и хлоритов (см. рис. 8а).

В терригенных осадках содержание $H_{\text{мин}}$ заметно выше, что объясняется присутствием в них как терригенных обломков слюд и хлоритов (см. рис. 9а, 9б), так и наличием эпигенетической гидрослюды и хлорита (см. рис. 9в, 9г).

Минимальная концентрация $H_{\text{мин}}$ (0.019–0.048 %) в терригенных осадках отмечается в золовых песчаниках, для которых характерно очень низкое содержание терригенных обломков слюд и хлоритов.

Напротив, максимальная концентрация $H_{\text{мин}}$ отмечается в алевролитах (0.10–0.45 %) и особенно в их глинисто-слюдистых разновидностях (до 0.86 %), см. рисунок 5г.

Минимальная величина $H_{\text{сум}}$ (0.003–0.05 %) также отмечается в карбонатных и карбонатно-ангидритовых отложениях.

В терригенных отложениях минимальную величину $H_{\text{сум}}$ имеют обычные (не битуминозные) песчаники, включая таковые с пленочным гема-

титом (0.03–0.21%). Песчаники с поровым битумом имеют гораздо более высокую величину $H_{\text{сум}}$, составляющую 0.03–0.31%, а максимальное значение $H_{\text{сум}}$ в терригенных отложениях имеют алевролиты, особенно их глинисто-слюдистые разновидности (до 0.42%).

Однако самую большую величину $H_{\text{сум}}$ (до 0.52%) имеют терригенно-карбонатные осадки, сложенные разноразмерными обломками доломита, сцепментированными глинисто-слюдисто-хлоритовой массой, обогащенной органическим веществом (см. рис. 8б–8г).

Вклады $H_{\text{орг}}$ и $H_{\text{мин}}$ в $H_{\text{сум}}$ определяются абсолютными содержаниями, с одной стороны, органического вещества, а с другой — слюд и хлоритов. Поэтому минимальный вклад в $H_{\text{сум}}$ органическое вещество вносит в терригенных осадках (за исключением битуминозных песчаников, где доля $H_{\text{орг}}$ достигает 65–89%), а максимальный вклад (несмотря на низкие абсолютные значения $H_{\text{орг}}$) отмечается в карбонатных и карбонатно-ангидритовых отложениях (до 90–100%).

В заключение обратим внимание на низкую степень преобразования органического вещества, входящего в состав отложений, вскрытых в пределах Тополиной площади. Этот факт может свидетельствовать о том, что, несмотря на почтенный возраст рассматриваемых отложений, они так и не побывали в зоне нефтегенерации, что заметно снижает вероятность обнаружения в них углеводородных залежей. Про такие отложения Н.Б. Вассоевич говорил, что «они много прожили, но мало пережили...».

ВЫВОДЫ

1. Водородосодержание твердой фазы нижнекембрийских и докембрийских отложений Красноярского края обусловлено присутствием в их составе органического вещества и слоистых алюмосиликатов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зубков М.Ю., Прямоносова И.А. Нефте- и газогенерационный потенциал баженовской свиты // Геохимия. 1988. № 3. С. 386–392.
2. Зубков М.Ю., Меленевский В.Н., Кос И.М. и др. Нефтегенерационные свойства различных типов пород, слагающих верхнеюрские отложения Маслиховского месторождения // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО: VII науч.-практ. конф. Ханты-Мансийск, 2004. Т. 1. С. 114–131.
3. Зубков М.Ю., Маринин В.И., Облеков Г.И. Степень катагенеза, а также соотношение нефтегенерационных и емкостных свойств юрских и неокомских отложений Медвежьего и Уренгойского месторождений // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2005. № 8. С. 18–33.
4. Лопатин Н.В., Емец Т.П. Пиролиз в нефтегазовой геохимии. М.: Наука, 1987. 144 с.
5. Меленевский В.Н. Методические рекомендации по применению пиролитических методов моделирования в органической геохимии / Под ред. А.Э. Конторовича. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1991. 48 с.
6. Пеньков В.Ф. Уран и углеводороды. М.: Недра, 1989. 144 с.
7. Тиссо Б., Вельте Д. Образование и распространение нефти. М.: Мир, 1981. 502 с.
8. Хант Дж. Геохимия и геология нефти и газа. М.: Мир, 1982. 704 с.
9. Espitalie J. et. al. Methode rapide caractérisation des roches mères du leur potential pétrolier de degree d'evaluation. Revis de l'inst. Fr. du Pétrole. 1977. Vol. 32. P. 23–41.