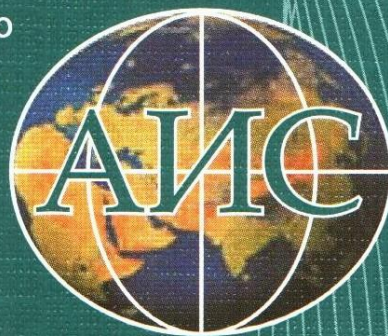


МЕЖДУНАРОДНАЯ АССОЦИАЦИЯ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОГО  
И ДЕЛОВОГО СОТРУДНИЧЕСТВА ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ  
ИССЛЕДОВАНИЯМ И РАБОТАМ В СКВАЖИНАХ

ISSN 1810-5599



5

(251)



**70 лет**  
**Великой Победе!**

# КАРОТАЖНИК

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ВЕСТНИК

ТВЕРЬ 2015

## ОСНОВНЫЕ ТРЕБОВАНИЯ И УСЛОВИЯ ПУБЛИКАЦИИ МАТЕРИАЛОВ В НТВ “КАРОТАЖНИК”

1. Рукописи представляются в электронной версии по E-mail. Используются форматы \*.doc или \*.rtf без элементов верстки, шрифт Times New Roman, 14 пунктов, через 2 интервала.
2. Графические материалы – в виде отдельных файлов форматов: \*.TIF, \*.PSD, \*.JPG, \*.GIF, \*.EPS, \*.PDF, \*.CDR с разрешением не менее 300 dpi. Максимальный размер рисунков – А5.
3. Оптимальный объем рукописи – 12–15 машинописных стр. (включая рисунки, таблицы и список литературы, оформленный в соответствии с требованиями ГОСТ Р 7.0.5-2008); все упоминаемые работы в алфавитном порядке (фамилия и инициалы автора, название работы, название издания, место издания, изд-во, год, выпуск, № стр.). В тексте – номер работы в квадратных скобках.
4. Рукопись должна иметь: УДК; аннотацию (примерно 500 знаков); ключевые слова (до 5 слов); адрес для переписки, телефон, если есть – E-mail; сведения об авторах (точное название места работы, должность, ученая степень, учебное заведение, которое окончил автор, научные интересы и число публикаций). Фотографии четкие, без повреждений присылаются по электронной почте в формате \*.TIF, \*.BMP, \*.JPG (300 dpi).
5. Рисунки – четкие, наглядные, без надписей на полях, пронумерованы в порядке упоминания. Рисунки, надписи, символы на них должны допускать уменьшение в 2–4 раза. Подрисуночные подписи представляются в виде отдельного списка.
6. Формулы – напечатаны отчетливо, единообразно, с пробелами между строками и буквами, одинаковыми по начертанию. Нумеруются арабскими цифрами в круглых скобках. Расшифровка буквенных обозначений должна быть полной в последовательности их расположения в формуле. Греческие буквы набираются прямым шрифтом, латинские – курсивом.
7. Таблицы должны иметь заголовки, если более одной – нумерацию.
8. Применение аббревиатур в заголовке не допускается. В тексте необходимо дать их расшифровку.
9. Редакция оставляет за собой право сокращать рукописи и вносить редакционные изменения с учетом замечаний рецензентов.
10. Плата за публикацию не взимается с аспирантов и авторов, работающих в организациях – членах АИС.

# Производственный ОПЫТ

УДК 550.83

*М. Ю. Зубков*  
*ООО “ЗапСибГЦ”*

## ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ УРАНА В БИТУМИНОЗНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

Рассмотрены существующие представления о накоплении и распределении урана (U) в черносланцевых толщах и баженовской свите. Обсуждается возможность использования стохастической связи между содержанием органического вещества (ОВ) и U для определения содержания ОВ в баженовской свите по данным гамма-каротажа. Установлены наиболее высокие статистические связи урана с органическим веществом, фосфатами (ихтиодетритом) и керитоподобными окисленными битумами, образовавшимися под действием гидротермальных флюидов.

*Ключевые слова: баженовская свита, уран, фосфаты,  $C_{орг}$ , гамма-спектрометрия, окисленный битум, гидротермальные флюиды.*

### Введение

При подсчете запасов углеводородов (УВ) в битуминозных отложениях баженовской свиты (БС), имеющей широкое распространение в пределах Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна, обычно в качестве базовых геофизических методов для определения пористости использовались ядерно-физические методы, а именно ГК и НКТ (в различных модификациях). Для выделения пород-коллекторов в составе БС и определения их пористости по данным нейтронных методов принималась трехкомпонентная модель водородосодержания битуминозных отложений:

$$W_{\Pi} = k_{\text{орг}}(W_{\text{орг}}) + k_{\text{гл}}(W_{\text{гл}}) + k_{\Pi}(W_{\text{фл}}), \quad (1)$$

где  $W_{\Pi}$  – суммарное водородосодержание битуминозных отложений;  $k_{\text{орг}}$  – объемное содержание твердого органического вещества (керогена);  $W_{\text{орг}}$  – его водородный индекс;  $k_{\text{гл}}$  – объемное содержание глинистого материала;  $W_{\text{гл}}$  – его водородный индекс;  $k_{\Pi}$  – пористость;  $W_{\text{фл}}$  – водородный индекс порового флюида.

Так как между керогеном и ураном многие исследователи наблюдали значимую, а в ряде случаев высокую корреляционную зависимость, то существует соблазн на основе такой зависимости по данным ГК определять концентрацию керогена и его вклад в суммарное объемное водородосодержание отложений БС в соответствии с уравнением (1). Действительно, уран является главным радиоактивным элементом в составе БС. Его вклад в суммарную радиоактивность битуминозных отложений обычно составляет 80–90% и более [5–7, 10, 14, 15].

Однако на распределение урана в составе БС влияет не только концентрация керогена, но и другие компоненты в составе битуминозных отложений, а также геохимические и гидродинамические условия, существовавшие в момент отложения и раннего диагенеза осадков. Затем развивались эпигенетические процессы, вызывавшие растворение, перенос и переотложение урана. Поэтому связь кероген–уран или  $C_{\text{орг}}-U$  далеко не всегда является надежной и однозначной, что требует объяснения на основе детального рассмотрения поведения урана на различных стадиях формирования и преобразования отложений БС.

### Существующие представления о поведении урана в процессе накопления и эпигенетического преобразования осадков с высоким содержанием органического вещества

Выше уже отмечалось, что часто наблюдается повышенное содержание урана в породах, обогащенных органическим веществом (ОВ) (рис. 1). Были сделаны даже попытки найти единое уравнение регрессии содержания  $C_{\text{орг}}$  от содержания  $U$ , которые, однако, не увенчались успехом. Действительно, для каждого типа отложений, обогащенных  $C_{\text{орг}}$ , наблюдается своя зависимость, характеризующаяся той или иной силой связи между  $C_{\text{орг}}$  и  $U$  (рис. 1). Но одного присутствия в отложениях высокой концентрации ОВ вовсе не достаточно для

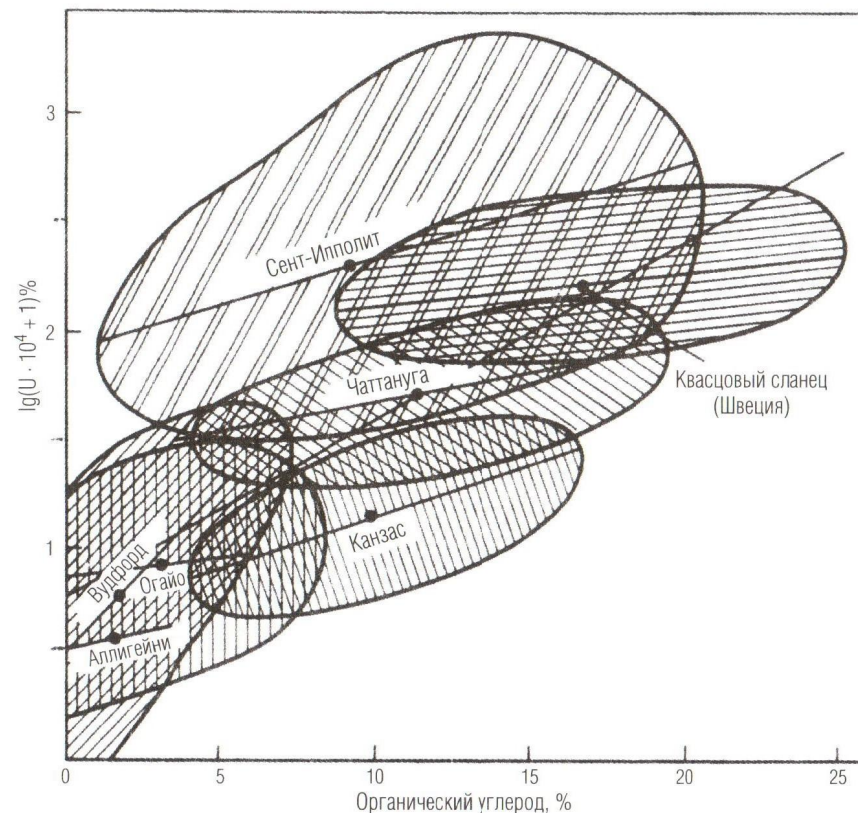


Рис. 1. Соотношение между содержанием углерода и урана

того, чтобы они оказались обогащенными ураном. Примером таких отложений могут служить угли, часто встречающиеся, например, в отложениях тюменской свиты Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна, которые, однако, характеризуются очень низкой концентрацией в них  $U$  и очень слабой естественной радиоактивностью, что в комплексе гамма-каротажа и нейтронных методов ГИС позволяет легко выделять их в разрезах скважин. Очевидно, что степень качества и достоверности рассматриваемой связи зависит не только от содержания  $C_{\text{орг}}$ , но и от ряда других факторов. Рассмотрим их более подробно.

Гипогенный  $U^{4+}$ , присутствующий в составе минералов магматических пород, попадая в поверхностные (гипергенные) условия, окисляется до  $U^{6+}$  и в этой валентности легко переходит в водорастворимое состояние в виде тех или иных комплексных соединений, среди которых в условиях, близких к нейтральным, преобладают карбонатные комплексы урана (рис. 2, а). В форме тех же комплексных соединений  $U^{6+}$  вместе с речным стоком попадает в море [1, 4–7, 11–13, 15].

Поскольку уран является абиогенным элементом, то он не накапливается в фито- и зоопланктоне, а тем более в рыбах и млекопитающих, так как по мере приближения к вершине пищевой пирамиды его концентрация в живых организмах уменьшается [1]. Поэтому С. Г. Неручев в своей достаточно обстоятельной, но во многом спорной монографии был вынужден предположить, что во время накопления осадков, обогащенных ОВ, в морской воде существовала аномально высокая концентрация урана (по его мнению, за счет активной вулканической деятельности, сопровождавшейся выносом эндогенного урана гидротермальными растворами в морской бассейн, в котором отлагались осадки, богатые ОВ) [12]. По его мнению, еще в живом состоянии морские организмы были “вынуждены” накапливать уран в своем теле из-за его высокой концентрации в морских водах. После отмирания морских организмов в процессе их диагенетического и эпигенетического преобразования происходило дополнительное концентрирование U в их телах, так как выделявшиеся из них в процессе разложения жидкие и газообразные вещества не содержали и не выносили U вместе с собой [12]. В соответствии с этим для накопления урана в осадках, обогащенных ОВ, вовсе не обязательным было существование сероводородного заражения, что противоречит мнению подавляющего большинства исследователей, изучавших закономерности накопления урана в морских осадках, обогащенных ОВ [1, 3–7, 11, 14, 15].

Проведенные исследования показали, что в придонном слое морской воды часто окислительно-восстановительный потенциал (Eh) имеет недостаточно низкое значение для перехода растворимых комплексных соединений  $U^{6+}$  в нерастворимые соединения  $U^{4+}$  [1]. Поэтому можно предположить, что этот переход осуществляется непосредственно в иловом осадке, где величина Eh имеет достаточно низкие значения [1].

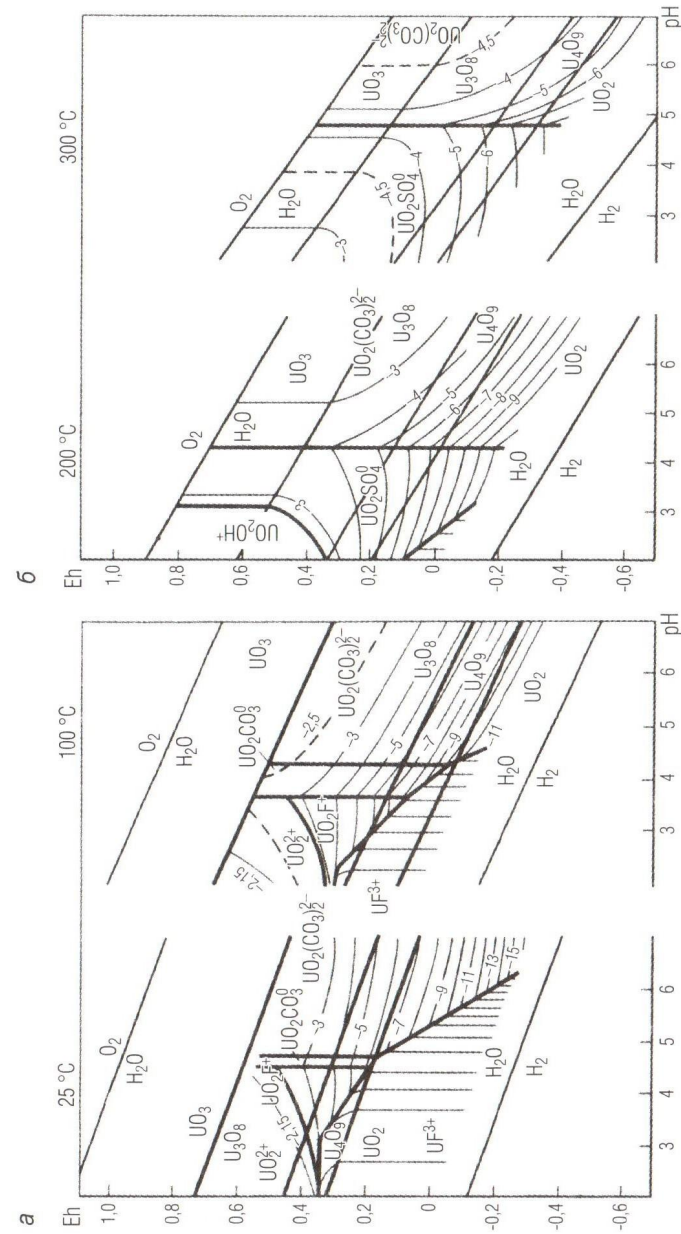


Рис. 2. Фрагменты Eh-pH-диаграмм полей устойчивости различных окислов урана и полей преобладания его комплексных соединений в растворе при различных температурах  $\Sigma[CO_2] = 1,0$  моль/кг  $H_2O$  (по [3])

Обычно низкие значения  $E_h$  объясняются наличием сероводородного заражения илового осадка и придонных вод, возникающего вследствие гниения и разложения отмерших организмов, находящихся в его составе [1, 4–7, 11, 14, 15]. О существовании сероводородного заражения в период накопления осадков, обогащенных ОВ, косвенно свидетельствует повышенная концентрация в их составе фрамбиодального пирита [4–7, 10, 15].

Поскольку в иловом осадке концентрация карбонатных комплексов уранила ( $U^{6+}$ ) уменьшается вследствие их разрушения и перехода в нерастворимое состояние в виде соединений  $U^{4+}$ , то возникает разница концентраций карбонатных комплексов уранила в придонной воде и в иловом осадке. Вследствие этого наблюдается их диффузия из придонной воды в осадок. Процесс диффузии карбонатных комплексов уранила в иловый осадок чрезвычайно медленный, что объясняется, главным образом, крайне низкой концентрацией их в морской воде, крупными размерами комплексов, их большой молекулярной массой и низкой температурой придонных вод. Поэтому большое влияние на процесс концентрирования  $U^{4+}$  в иловом осадке будет оказывать скорость седиментации. При достаточно высокой скорости седиментации (в первую очередь за счет поступления в морской бассейн терригенного материала) осадок не будет “успевать” обогащаться соединениями  $U^{4+}$ . Поэтому для накопления в осадке соединений  $U^{4+}$  необходимо, чтобы процесс осадконакопления был чрезвычайно медленным, причем в составе осадков, по этой причине, будут преобладать аутигенные биогенные компоненты, из которых главными (как, например, в отложениях БС) являются ОВ и кремнезем [5–7, 10, 15]. Иными словами, необходимо, чтобы скорость отложения осадков была меньше скорости диффузии комплексных соединений уранила в иловый осадок [1, 7].

Не менее сильными восстановителями, чем сероводород, являются гуминовые кислоты, образующиеся наряду с ним в процессе окисления и разложения отмирающих животных и растительных морских организмов [4, 11]. В слабокислой среде образуются нерастворимые гуматы урана [4, 7]. Вероятно, часть урана накапливается в таком виде в иловом осадке. Однако в процессе диагенеза и катагенеза осадков гуматы разлагаются и уран, вероятно, приобретает возможность мигрировать и переотлагаться.

По данным термодинамических расчетов при восстановлении комплексных соединений уранила наиболее устойчивой формой  $U^{4+}$

является его окисел (рис. 2, а) [3]. Однако из приведенных выше данных следует, что U может входить в состав ураноорганических соединений (например, в форме рассмотренных выше гуматов), поэтому он связан с ОВ не только опосредованным способом (из-за формирования вследствие его разложения в осадке восстановительной обстановки), но и непосредственно входит в состав органических соединений либо находится в адсорбированном состоянии на поверхности органических остатков [4, 5, 10, 11, 15].

Тем не менее до конца не ясно, в форме каких именно соединений  $U^{4+}$  присутствует сначала в иловом осадке, обогащенном ОВ, а затем, по мере его диа- и катагенетического преобразования и превращения в черносланцевую толщу, в ней самой. Это объясняется его чрезвычайно рассеянным состоянием и, соответственно, отсутствием сколько-нибудь концентрированных форм, которые можно было бы диагностировать с помощью современных аналитических средств.

Сопоставляя содержание U в черных сланцах с различными минеральными компонентами и элементами, входящими в состав сланцев, удалось установить значимые положительные связи U с  $S_{орг}$ , фторапатитом, иногда пиритом, Ca, Mn, Fe, P, S, TR, V, Ni, Mo, отрицательные – с K, Al [4, 7, 10, 15]. Следовательно, глинистые минералы, входящие в состав черных сланцев, не накапливают, а напротив, разбавляют его концентрацию в этих минералах.

Анализ степени прочности связи U с ОВ показал, что уран в ряде случаев слабо связан с органикой и достаточно легко выщелачивается слабокислым раствором HCl (3%) и даже дистиллированной водой [4, 11]. Причем, по данным тех же авторов, U приобретает повышенную подвижность в тех случаях, когда черносланцевые толщи подвергались активному катагенетическому (термобарическому) воздействию. По их мнению, вследствие катагенетического преобразования черносланцевых пород происходит нарушение сорбционных связей, существовавших до этого момента, между U и ОВ [5]. В целом, по данным различных исследователей, коэффициент корреляции связи  $S_{орг}$ -U изменяется в пределах от 0,42 до 0,80 [5–7, 10, 15].

Связь между U и фосфатами (фторапатитом  $P_2O_5$ ), в отличие от ОВ, гораздо сильнее. Катагенетическое преобразование фосфатов не приводит к высвобождению U из них – он продолжает прочно удерживаться в их составе. Воздействие на урансодержащие фосфаты водных растворов также не вызывает его растворение и выщелачи-

вание [5]. По данным различных авторов, коэффициент корреляции связи  $U-P_2O_5$  для пород, слагающих баженовскую свиту, а также других черносланцевых отложений, изменяется от 0,56 до 0,92 [5–7, 15]. Здесь следует отметить, что под фосфатами понимаются как собственно фосфориты, изредка встречаемые также в разрезе БС в виде фосфоритовых копролитов, так и ихтиодетрит, представленный обломками костей, зубов и чешуей [5–7, 14, 15]. В ихтиодетрите концентрация  $U$  значительно выше, чем в фосфоритах. Считается, что накопление  $U$  фосфатами – длительный процесс, причем максимальная концентрация  $U$  отмечается в приповерхностной части фосфоритовых агрегатов, что особенно характерно для ихтиодетрита [5, 6].

До настоящего времени нет точных сведений о том, каким образом фосфаты концентрируют уран и в каком виде он входит в их состав. Поскольку размеры катионов  $Ca^{2+}$  и  $U^{4+}$  имеют близкие радиусы – 99 и 97 пм соответственно, то большинство исследователей допускают изоморфное вхождение атомов  $U^{4+}$  в кристаллическую решетку фтор-апатита, чем и объясняется прочная связь урана с фосфатами [1, 5, 14, 15]. Однако имеется и другая точка зрения, согласно которой уран в составе фосфатов присутствует не в виде изоморфной примеси, а образует выделения собственной минеральной фазы.

Таким образом, на концентрацию  $U$  в осадках, обогащенных ОВ, влияют, главным образом, следующие факторы:

- содержание  $U$  в морской воде, в особенности в придонной ее части;
- скорость диффузии карбонатных комплексов  $U^{6+}$  из придонной воды в иловый осадок;
- гидродинамическая активность придонных вод (наличие придонных течений обеспечивает приток свежих порций вод, содержащих комплексные соединения уранила);
- величина  $Eh$  (чем выше восстановительный потенциал иловых вод, тем эффективнее происходит восстановление хорошо растворимых карбонатных комплексов  $U^{6+}$  в практически нерастворимые соединения  $U^{4+}$ );
- концентрация ОВ в иловом осадке;
- содержание фосфатов в иловом осадке;
- скорость седиментации;
- наличие или отсутствие наложенных на черносланцевую толщу ката- или даже метагенетических процессов, приводящих к

мобилизации и переотложению  $U$  как внутри толщи, так и за ее пределами.

Немного особняком стоят керитоподобные сильноокисленные, часто с высоким содержанием серы битумы, встречаемые в составе черносланцевых толщ и, в частности, в отложениях БС (о чем более подробно будет сказано ниже), которые характеризуются высокими (часто рудными) концентрациями  $U$  [5, 13]. Судя по алифатической природе этих битумов, можно предположить, что они возникли вследствие окисления нефти или близких к ней углеводородных продуктов, которые в свою очередь были генерированы черносланцевыми отложениями в результате наложенных, например гидротермальных, процессов [5, 13]. Эти сильноокисленные с высоким содержанием серы битумы, которые по формальным признакам можно отнести к классам окси- и тиокеритов, в отличие от ОВ (керогена) и фосфатов, содержат надежно диагностируемые микровключения минералов урана, чаще всего настуран, реже – коффинит [13]. Так, микровключения настурана в керитоподобном битуме имеют размеры в среднем 10–20 мкм (рис. 3).

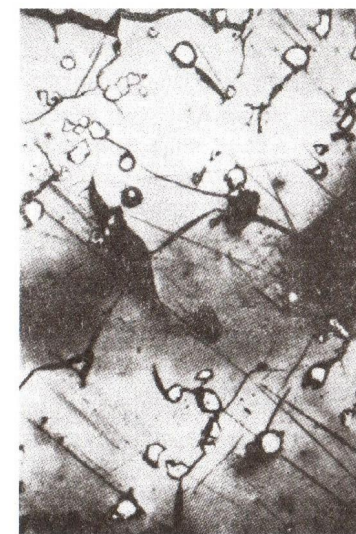


Рис. 3. Фотография поверхности аншлифа в отраженном свете с микровключениями настурана (светло-серое) в битуме (серое), ув. 300<sup>x</sup> (по [13])

Проведенный краткий анализ существующих представлений о распределении  $U$  в осадках, обогащенных  $ОВ$ , которые часто также называют черными сланцами, показал, что основными его концентраторами являются собственно сами  $ОВ$ , а также фосфаты и окисленные битумы, напоминающие по своим свойствам окси- и/или тиокериты [1, 4–7, 10–15].

### Уран в битуминозных отложениях баженовской свиты

Очевидно, что в период отложения осадков БС, длившегося порядка 6–7 млн лет, геохимическая и гидродинамическая обстановки в верхнеюрском морском бассейне не оставались постоянными, поэтому факторы, влияющие на концентрацию  $U$  в отложениях БС, которые были перечислены выше, также изменялись. Из-за этого зависимости, например между  $U$  и  $C_{орг}$ , для образцов, отобранных из всего интервала верхнеюрских отложений, включая отложения баженовской и абалакской свит, имеют низкое значение коэффициента корреляции (рис. 4). Если же разбить весь интервал верхнеюрских отложений по крайней мере на три части и исключить из зависимостей образцы, обогащенные фосфатами (обычно представленные ихтиодетритом) и образцы, содержащие в повышенных концентрациях акцессорные минералы типа циркона и монацита, то качество зависимостей значительно улучшится (рис. 4). Можно предположить, что основным фактором, влиявшим на степень концентрирования  $U$  верхнеюрскими осадками, служила величина  $Eh$ . Поэтому при одной и той же концентрации  $C_{орг}$  в осадках содержание в них  $U$  возрастает по мере перехода от нижней части абалакской свиты к ее средней и верхней частям и собственно к отложениям БС в соответствии с ростом величины восстановительного потенциала в иловом осадке во время его накопления (рис. 4).

При анализе закономерностей распределения  $U$  в различных литологических типах пород не рассматривались карбонатные разновидности, которые тем не менее встречаются в разрезе верхнеюрских отложений [5–7]. Это связано с тем, что, как правило, карбонатные литотипы выделяются в осадочных разрезах по данным геофизических методов пониженной суммарной радиоактивностью, что объясняется низким содержанием в них радиоактивных элементов.

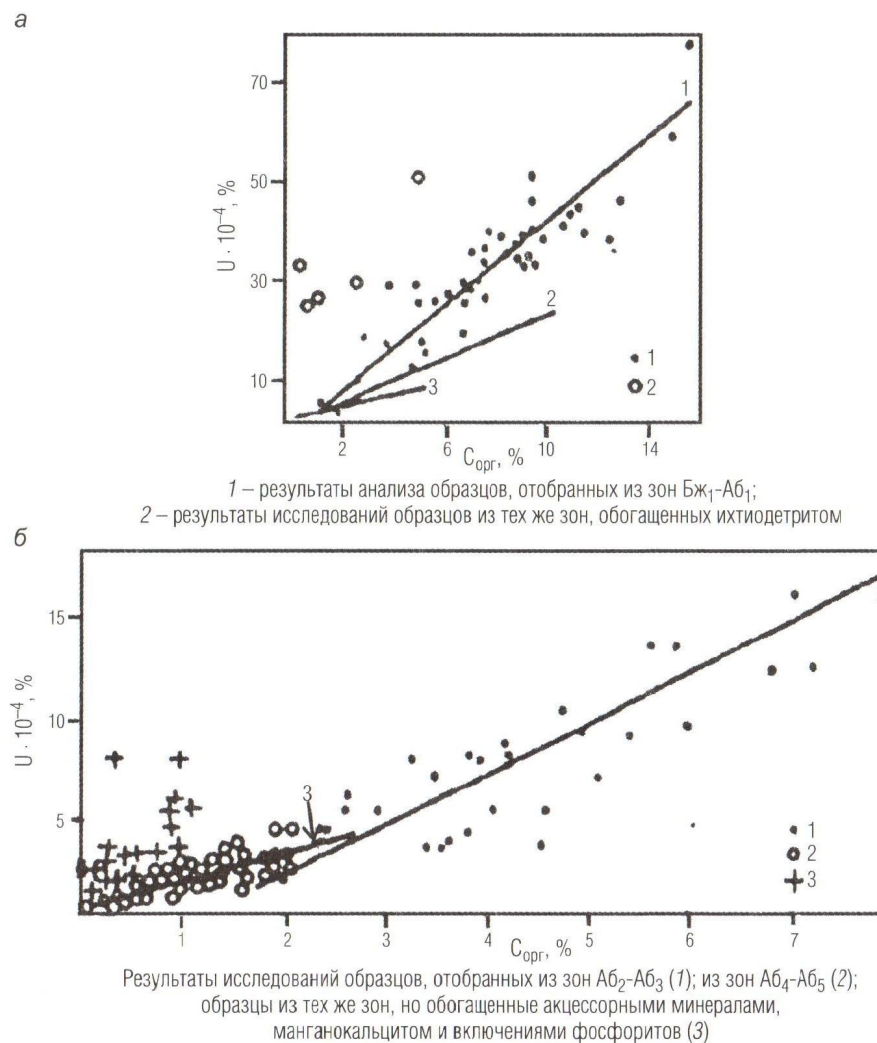


Рис. 4. Зависимость содержаний урана от концентрации органического углерода в различных зонах верхнеюрских отложений центральной части Краснотеннинского свода (по [6]). Прямые 1, 2 и 3 описывают зависимости  $U-C_{орг}$  соответственно для отложений баженовской и верхней части абалакской свит (зоны Бж<sub>1</sub>-Аб<sub>1</sub>), средней части абалакской свиты (зоны Аб<sub>2</sub>-Аб<sub>3</sub>), а также нижней ее части (зоны Аб<sub>4</sub>-Аб<sub>5</sub>)

Однако в отложениях верхней части абалакской свиты на границе с осадками БС были обнаружены образцы карбонатных пород с повышенной концентрацией U [6, 7]. Их исследования с использованием комплекса физических и химических методов показали, что кроме обычных карбонатных минералов (кальцита, доломита) в них присутствует манганокальцит, а такие хорошо известные концентраторы U, как фосфаты, акцессорные минералы и кероген, практически отсутствуют (первые) или находятся в виде незначительной примеси (последний).

Сопоставление между собой содержания Mn и концентрации U в этих образцах позволило обнаружить надежную положительную связь между этими элементами (рис. 5). Детальные исследования с помощью оптической и электронной микроскопии позволили установить наличие на поверхности микрозерен манганокальцита тонких пленок MnO (пирролюзит), которые придают этим образцам темно-серый цвет. Можно предположить, что обогащение манганокальцита ураном происходило благодаря восстановительным свойствам двуокиси марганца, которая в слабокислой среде способна восстанавливать  $U^{6+}$  в соответствии со следующей упрощенной реакцией [6, 7]:

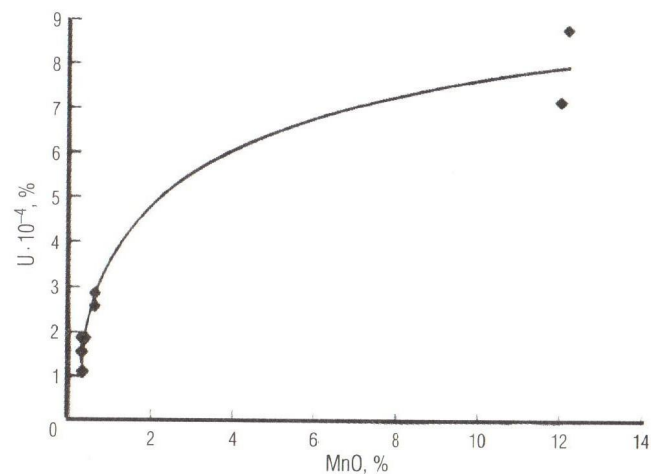


Рис. 5. Зависимость концентрации U от содержания MnO в карбонатных литотипах, в составе которых присутствует манганокальцит (по [7])

Не исключено, что обогащение ураном известняков, имеющих в своем составе манганокальцит, могло происходить еще в седиментогенезе под действием кислых гидротерм, активно переносящих комплексные соединения  $U^{6+}$ . Да и сам марганец мог поступать вместе с гидротермальными растворами, благодаря выносу которыми марганца и образовался собственно сам манганокальцит. Можно предположить также, что U осаждается не только и не столько за счет ионов марганца, входящих в состав манганокальцита, а в результате окисления ионов марганца, слагающих описанные выше тонкие пленки пирролюзита, покрывающие поверхность микрозерн, из которых состоит манганокальцит.

Таким образом, наряду с пониженными удельными сопротивлениями (за счет электропроводящих пленок пирролюзита), известняки, в состав которых входит манганокальцит, характеризуются также и повышенной радиоактивностью [6, 7]. Своеобразные петрофизические свойства этих известняков позволяют использовать их в качестве реперных пластов при корреляции верхнеюрских отложений, вскрытых разными скважинами на основе комплексов электрических и радиоактивных методов ГИС.

Сопоставление содержания U с концентрацией  $P_2O_5$  в образцах, отобранных из разреза БС, вскрытого скв. 118Э в пределах Салымского месторождения, показало, что в целом для всего разреза связь между сопоставляемыми параметрами практически отсутствует (рис. 6, б). Если же разбить образцы на четыре группы, по числу интервалов из которых они были отобраны, то для каждой из них получим четыре высококорреляционные зависимости (рис. 6). Таким образом, обсуждаемая зависимость U– $P_2O_5$ , как и рассмотренная ранее U– $C_{орг}$ , заметно улучшается при разделении образцов на несколько групп, соответствующих различным интервалам, в пределах которых, вероятно, существовали близкие геохимические, гидродинамические и прочие условия во время отложения этих осадков, а также при последующих их диа- и катагенетических преобразованиях.

Степень концентрирования U фосфатизированными остатками ихтиодетрита хорошо видна по плотности треков, оставляемых его делящимися ядрами (рис. 7). На фотографиях петрографического шлифа, изготовленного из образца, отобранного из отложений БС в пределах Лесной площади, отмечается максимальное содержание U (рис. 7, а, б).



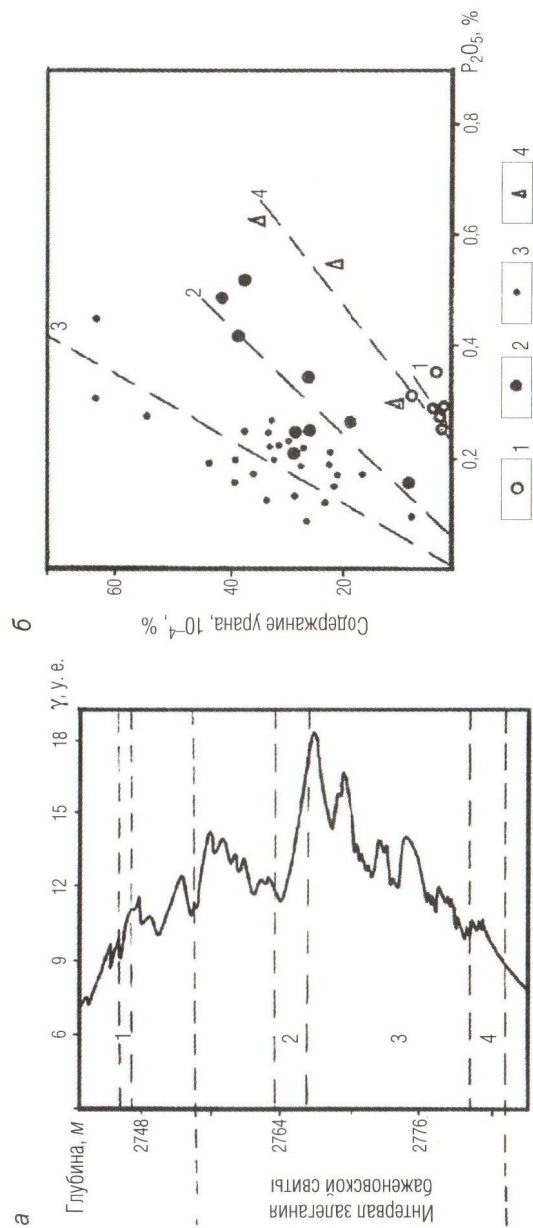


Рис. 6. Гамма-каротажная кривая в интервале залегания баженовской свиты с четырьмя интервалами отбора образцов (а) и зависимость U-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в образцах пород баженовской свиты (б); скв. 118 Сальмского месторождения, нумерация условных обозначений соответствует номерам интервалов отбора образцов (по [5])

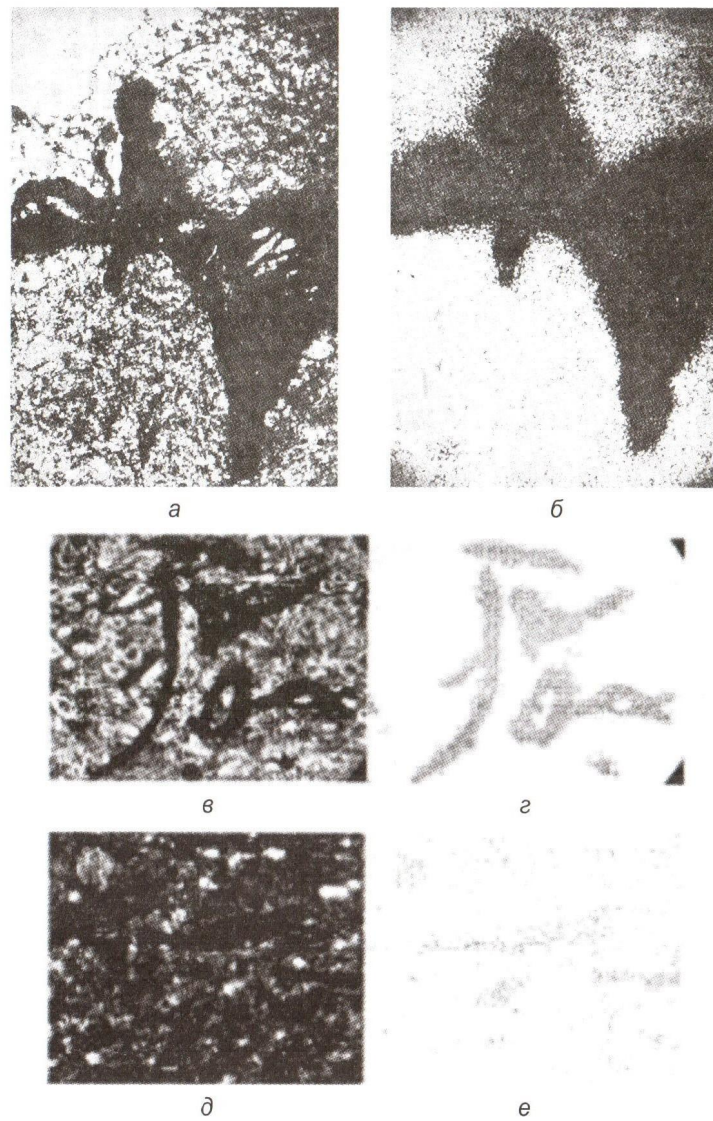


Рис. 7. Фотографии петрографических шлифов образцов с ихтиодетритом, отобранных из баженовской свиты: а, в, д – в проходящем свете; б, г, е – те же участки с трековой радиографией (по [10, 15])

На следующих двух снимках шлифа, изготовленного из образца, отобранного из разновозрастных отложений на Сургутском своде, отмечается более низкая концентрация U (рис. 7, в, з). Наконец, на последних двух снимках шлифа, изготовленного из образца, также отобранного из отложений БС в пределах Сургутского свода, присутствуют остатки ихтиодетрита с минимальной концентрацией в них U (рис. 7, д, е). Таким образом, само по себе присутствие в составе битуминозных отложений ихтиодетрита не обязательно гарантирует их высокую радиоактивность. Для этого необходимо, чтобы геохимические, гидродинамические и прочие условия (см. выше) обеспечивали эффективное извлечение U ихтиодетритом из морской воды.

Рассмотрим два маломощных высокордиоактивных интервала в составе БС, вскрытых скв. 554Э в пределах Салымского месторождения (рис. 8, а). Эти интервалы интересны не только высокой радиоактивностью, обусловленной большим содержанием в их составе U, но и тем, что они являются продуктивными: из них получены малодобитные притоки УВ [5].

Верхний “радиоактивный” интервал, имеющий мощность около 30–35 см, представляет собой породу, сложенную главным образом доломитовым радиоларитом с небольшой примесью кальцита (около 12–14%), незначительным содержанием фрамбоидального пирита (около 3%), остатками незамещенного карбонатами биогенного кремнезема (8–10%) и сравнительно большим количеством ихтиодетрита (около 10–12%), который в большинстве случаев имеет почти черный цвет (рис. 8, б, в). Кероген в рассматриваемой карбонатной породе практически полностью отсутствует, а ОВ представлено черным керитовидным сильно окисленным, почти твердым битумом, заполняющим пустоты между раковинками радиоларий, и частично выщелоченные остатки ихтиодетрита (рис. 8, б, в). Открытая пористость рассматриваемой породы составляет в среднем 8–10%.

Нижний “радиоактивный” интервал имеет мощность около 1 м и более экзотический вещественный состав. Он представляет собой “пиритовый” пласт, состоящий главным образом из мелкозернистого пирита (обычно фрамбоидального), содержание которого варьирует в пределах 40–60% (рис. 8, з, д). Кроме того, в его составе присутствуют доломит (10–15%), кальцит (5–7%), сидерит (6–8%), немного кварца (3–5%).

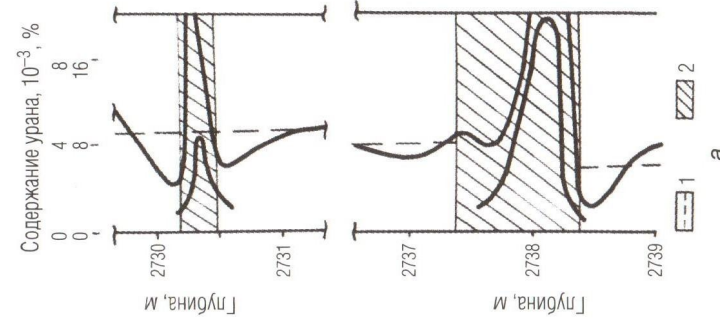


Рис. 8. Два высокордиоактивных продуктивных интервала в отложениях баженовской свиты (скв. 554Э, Салымское месторождение):

1 – средние значения содержания урана в интервале; 2 – интервалы залегания доломитового (верхний) и “пиритового” (нижний) пластов (а); доломитовый радиоларит в проходящем (б) и поляризованном (в) свете; “пиритовый” образец в проходящем (з) и отраженном (д) свете, красное на снимке (е) – смола (по [5])

Кероген полностью отсутствует, а ОВ представлено, как и в верхнем пласте, керитоподобным окисленным с высоким содержанием серы метаморфизованным битумом, содержание которого составляет около 4–6% (рис. 8, з, д). Несмотря на то что в шлифах хорошо видны обломочные фрагменты черного цвета, напоминающие по внешнему виду ихтиодетрит, результаты химического анализа демонстрируют низкое содержание  $P_2O_5$  в составе рассматриваемой породы. Очевидно, что ихтиодетрит был практически полностью растворен и вынесен из рассматриваемого “радиоактивного” интервала, а его “отрицательные” формы оказались почти полностью заполненными окисленным метаморфизованным керитоподобным битумом (рис. 8, з, д). При большом увеличении в порах образцов из “пиритового” слоя хорошо видны многочисленные мелкие кристаллы самородной серы, агрегаты фрамбоидального пирита и микрозернистое строение метаморфизованного битума (рис. 9). Открытая пористость образцов, отобранных из рассматриваемого “пиритового” пласта, составляет 15–17%, а проницаемость – 13–15 мД.

Уран, содержащийся в повышенных концентрациях в рассматриваемых “радиоактивных” интервалах, связан в верхнем из них с остатками ихтиодетрита и метаморфизованным битумом, а в нижнем – практически полностью с метаморфизованным керитоподобным битумом (рис. 8, 9).

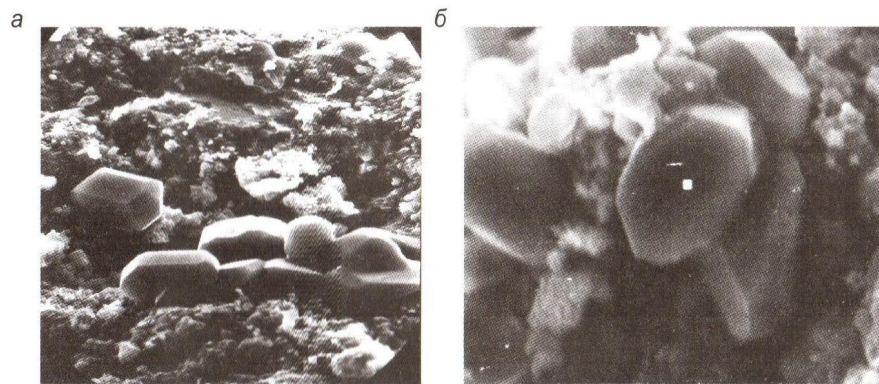


Рис. 9. Снимки РЭМ поверхности пустот в “пиритовом” слое с кристаллами самородной серы и мелкозернистыми агрегатами керитовидного битума, обогащенного настураном. Скв. 554Э, Салымское месторождение

Следует обратить внимание на то, что над и под “радиоактивными” интервалами выделяются маломощные зоны с пониженной (ниже средних значений) концентрацией U, имеющих ширину около 30–40 см (рис. 8, а). Создается впечатление, что из этих участков U был выщелочен и переотложен в “высокордиоактивные” интервалы, описанные выше.

Так же как и известняки с манганокальцитом, выделяющиеся повышенной радиоактивностью и, напротив, пониженными значениями удельного электрического сопротивления, рассматриваемые “радиоактивные” интервалы могут служить реперами в силу их необычных петрофизических свойств, а именно: повышенной радиоактивности при довольно высокой плотности, а нижний интервал еще и аномально низкой величины удельного электрического сопротивления.

### Обсуждение полученных данных

Таким образом, в отложениях БС уран концентрируется главным образом тремя компонентами, входящими в их состав: ОВ, фосфатами и метаморфизованным битумом. Основным требованием, необходимым для его отложения в осадках, является наличие восстановительных условий (Eh порядка  $-200$  мВ) [1, 11, 15].

Если U, присутствующий в ОВ и фосфатах, концентрируется ими преимущественно в процессе седиментогенеза и на начальных этапах диагенеза, приобретая большую или меньшую степень подвижности при воздействии на них внешних эпигенетических процессов, например, связанных с воздействием гидротермальных флюидов, то U, связанный с метаморфизованными окисленными керитоподобными битумами, отложился в них именно в эпигенезе и напрямую связан с воздействием на отложения БС упомянутых выше гидротерм. Рассмотрим этот процесс более подробно.

Территории, в пределах которых получены промышленные притоки УВ из отложений БС, характеризуются повышенным геотермальным потоком и, соответственно, повышенными пластовыми температурами, достигающими 125–130 °С (Красноленинский район, Салымское месторождение). Причем в этих районах (с повышенным геотермальным потоком) отмечаются температурные инверсии, то есть чем выше располагаются отложения БС в пределах локального поднятия

(например, Ляминского свода), тем выше и пластовые температуры, а с увеличением глубины залегания осадков (на склонах поднятия) пластовая температура уменьшается! Этот феномен свидетельствует о том, что в пределах поднятий присутствуют повышенные тепловые потоки, обусловленные нахождением в фундаменте горячих магматических тел (интрузий).

*Как образуются гидротермальные флюиды, о которых говорилось выше?*

По зонам дробления в земной коре поднимаются магматические интрузии, вызывая в кристаллическом фундаменте и осадочном чехле антиклинальные поднятия. Внедрение интрузивных тел сопровождается формированием зон тектонического дробления. Высокоэнгальпийные флюиды, отделяющиеся от магматических тел, а также мощный тепловой поток, поднимающийся по зонам дробления вверх от магматической интрузии в фундамент, а затем и в осадочный чехол нагревают поровые воды, присутствующие в породах фундамента и осадочного чехла, которые превращаются в гидротермы. Здесь следует заметить, что собственно эндогенной воды в составе формирующихся гидротерм (по данным исследований вулканологов) очень мало – всего 1,5–2,5%. Основная масса воды, входящей в состав гидротерм, – это “местная” вода, мобилизованная из пор фундамента (малая ее часть) и осадочного чехла (основной ее объем).

Из-за резкого увеличения температуры поровых вод вследствие нагрева интрузивными телами происходит увеличение их объема, вызывающее рост порового давления и как следствие – возникновение многочисленных гидроразрывов, благодаря которым даже первоначально непроницаемые породы становятся на некоторое время проницаемыми для этих гидротермальных флюидов. По зонам тектонического дробления и наложенным на них трещинам гидроразрыва гидротермы устремляются вверх в направлении падения пластовых давлений. Если на их пути к отложениям БС отсутствуют проницаемые пласты (например, песчаники), в которые они могли бы “разгрузиться”, то они проникают в отложения БС, отыскивая хоть сколько-нибудь проницаемые породы, каковыми могут быть раздробленные маломощные карбонатные пласты или рассмотренные выше проницаемые отложения “пиритового” пласта и доломитового радиоларита с высоким содержанием ихтиодетрита (рис. 8).

Гидротермы имеют кислый состав из-за присутствия в них  $\text{CO}_2$ ,  $\text{HCl}$ ,  $\text{SO}_2$ ,  $\text{SO}_3$ ,  $\text{HF}$ . Кроме того, гидротермы содержат в своем составе кислород, то есть являются активными окислителями. Но откуда в гидротермах взялся кислород?

В небольшой по объему, но очень насыщенной фактическим материалом монографии В. И. Бгатова [2] имеется ответ на этот вопрос. Оказывается, что при падении давления вследствие подъема магматического тела к поверхности из него, наряду с другими растворенными в магме газами, выделяется и кислород, поэтому в приповерхностных интрузиях содержание кислорода гораздо меньше, чем в тех, что застыли на большой глубине [2]. Именно этим объясняется появление мощных зон осветленных пород над приповерхностными интрузиями в кровельной части фундамента на границе с осадочным чехлом, например в пределах Северо-Варьеганского, Ханты-Мансийского, Убинского, Талинского и других месторождений Западной Сибири [8].

Являясь мощным источником тепловой энергии, гидротермы вызывают интенсивную генерацию УВ и гетеросоединений в БС за счет термокрекинга керогена. Поэтому наряду с водой и растворенными в ней газами и солями в составе гидротермального флюида появляются УВ-газы и нефть [9].

По данным В. Ф. Пенькова, при температуре около 374 °С такой гидротермальный флюид представляет собой гомогенный раствор, содержащий в своем составе кроме воды углекислый газ, метан и его гомологи, а также жидкие УВ и гетеросоединения (смолы и асфальтены) [13].

*А какова была температура гидротерм, проникавших в отложения БС?*

Для того чтобы оценить температуры гидротерм, проникавших в отложения БС, обратимся к результатам термобарогеохимических исследований, проведенных Ю. В. Щепеткинским на микровключениях, содержащихся в кристаллах кварца, отобранных автором из пласта  $\text{KCl}_1$ , залегающего в самой подошве БС или, вернее, кровле абалакской свиты, вскрытого уже упоминавшейся выше скв. 554Э. В микровключениях, захваченных кристаллами кварца в процессе его роста, присутствуют три фазы: пузырек газа, “желтая” нефть и темно-бурая, почти черная фаза, представленная, скорее всего, тяжелыми УВ и гетеросоединениями (рис. 10). Температуры гомогенизации газовой фазы и “желтой” нефти колебались от 220 до 265 °С, а определить температуру полной гомогенизации, то есть перехода в гомогенную

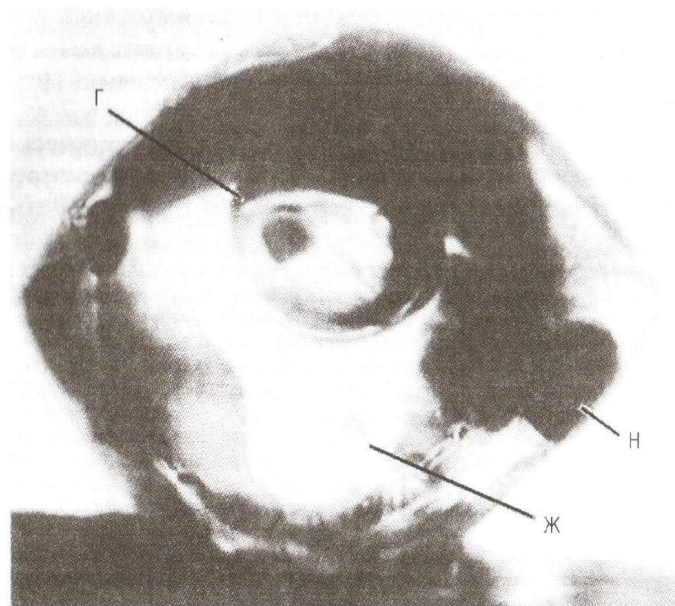


Рис. 10. Углеводородное газожидкое микровключение в кристалле желтого кварца. Пласт КС<sub>1</sub>, скв. 554Э, Салымское месторождение:

Г – газ; Ж – желтая нефть; Н – темная нефть, богатая гетеросоединениями, размер газожидкого включения составляет около 90 мкм (по [16])

фазу и “черной” нефти не удалось, так как при температуре около 330 °С микровключения “взрывались” [16]. Следовательно, температура гидротермального флюида, при которой происходил захват микровключений росшими из него кристаллами кварца, была выше 330 °С. Вероятно, она составляла не менее 374 °С, если брать во внимание данные, приводимые В. Ф. Пеньковым [13].

Таким образом, горячие кислые, с растворенным в них кислородом и УВ, гидротермальные флюиды внедрялись в проницаемые пласты (например, в два “радиоактивных” пласта, вскрытых в разрезе скв. 554Э (рис. 8)), в которых они частично (в верхнем) и практически полностью (в нижнем) растворяли ихтиодетрит, а  $U^{4+}$ , входивший в их состав, окисляясь присутствующим в гидротермах кислородом до  $U^{6+}$ , переходил в виде комплексных соединений в состав гидротермального флюида. Параллельно с  $U^{4+}$  происходило окисление и УВ

с образованием гетеросоединений. В конце концов, весь кислород, находившийся в составе гидротерм, расходовался в результате реакции окисления.

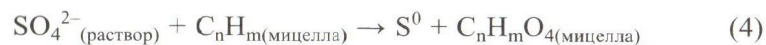
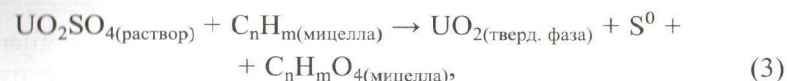
Термодинамические расчеты показывают, что при температурах гидротермального флюида выше 300 °С устойчивыми являются сульфатные комплексы  $U^{6+}$  (рис. 2, з), а при температурах ниже 200 °С более стабильными становятся карбонатные комплексы уранила (рис. 2, а–в) [3].

По мере остывания гидротермального флюида он разделялся на две фазы: одна из них являлась остывающим гидротермальным раствором, а вторая представляла собой УВ и гетеросоединения. Причем вторая фаза, которую назовем для краткости нефтью, представляла собой эмульсию. О составе этой эмульсии можно судить по рассмотренному выше микровключению в кристалле кварца. Скорее всего, кварц, захвативший микровключение, кристаллизовался после выделения углеводородной фазы из первоначально гомогенного гидротермального флюида, и захваченное им в процессе роста микровключение есть не что иное, как капелька нефтяной эмульсии (рис. 10).

Капельки эмульсии, возникшие при распаде первоначально гомогенного водно-углеводородного гидротермального флюида на водную и нефтяную фазы, имеют зональное строение, то есть представляют собой мицеллы. Поскольку входящие в их состав гетеросоединения являются поверхностно-активными веществами (ПАВ), то для уменьшения величины поверхностного натяжения на границе нефть–вода они концентрируются на внешней поверхности капелек нефтяной эмульсии или мицелл, а внутренняя часть нефтяных мицелл представлена гомогенным раствором нефти и газа.

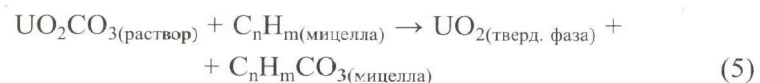
Являясь активными восстановителями, гетеросоединения восстанавливают  $U^{6+}$ , входящий в комплексные соединения, находящиеся в гидротермальном растворе, до  $U^{4+}$ , который выделяется на поверхности нефтяных мицелл, вероятно, в виде микроскопических включений настурана. При этом восстанавливается и сера, входящая в комплексные соединения  $U^{6+}$  в виде сульфатных лигандов при достаточно высоких температурах гидротермальных растворов, о чем говорилось выше (рис. 2, з). Кроме того, и сами сульфат-анионы, присутствующие в гидротермальном растворе, также восстанавливаются до самородной серы. В очень упрощенном виде (опуская в составе гетеросоединений сами гетероатомы, представленные кислородом, азотом и серой,

а также переход электронов от гетеросоединений к атомам серы и урана) протекающие реакции можно записать следующим образом:

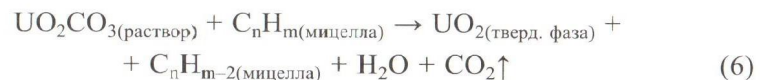


Таким образом, в результате протекания этих реакций должно происходить интенсивное окисление гетеросоединений, находящихся в составе внешней оболочки нефтяных мицелл, а также выделение самородной серы (уравнения (3) и (4)). Действительно, выше уже отмечалось присутствие многочисленных кристаллов самородной серы в описываемых “радиоактивных” пластах (рис. 9). Кроме того, на внешней поверхности нефтяных мицелл должны накапливаться микровыделения настурана (уравнение (3)).

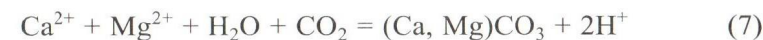
По мере снижения температуры гидротермального раствора, как упоминалось выше, стабильными становятся карбонатные комплексы уранила (рис. 2, а–в), которые также восстанавливаются с участием гетеросоединений, входящих в состав внешней части нефтяных мицелл в соответствии с упрощенными уравнениями:



либо



То есть карбонат-анион может либо войти в состав гетеросоединений в виде карбонильной или карбоксильной группы, либо восстановиться до воды и углекислого газа в зависимости от термодинамических условий, существующих в рассматриваемой системе. В любом случае при восстановлении карбонатных комплексов уранила вновь происходит отложение микрочастиц настурана на внешней поверхности нефтяных мицелл, представленных гетеросоединениями, а сами гетеросоединения окисляются либо теряют водород (уравнения (5), (6)). Если в составе гидротермального раствора присутствуют ионы кальция и/или магния, то возможно образование гидротермального кальцита и/или доломита:



Аналогичным образом, если в составе гидротермального флюида присутствуют катионы двухвалентного железа, то возможна кристаллизация сидерита, присутствие которого было установлено в составе высокорadioактивного “пиритового” пласта (см. выше).

Со временем по мере остывания гидротермального раствора и падения пластового давления происходит коагуляция нефтяной эмульсии, а водная фаза практически полностью “возвращается” в поровое пространство пород, из которых она была “мобилизована” тепловым потоком, исходившим от интрузии. Поэтому в БС не встречена пластовая вода, а добываемая из нее нефть безводна.

Необходимо обратить внимание на то, что в месте соприкосновения двух капель или мицелл эмульсии концентрация U увеличивается в два раза, в месте соприкосновения трех капель – в три и так далее. Поэтому чем больше микрокапелек или мицелл сливаются в одном месте, тем крупнее в этом месте может образоваться микровключение настурана. Именно такая картина наблюдается на рис. 3, где микровыделения настурана более или менее равномерно распределены в объеме окисленного битума.

По мере уменьшения температуры и пластового давления мицеллы полностью разрушаются – из них выделяются нефть с растворенным в ней газом или, наоборот, газ с растворенной в нем нефтью, которые образуют собственную жидкую и/или газообразную фазы. Оставшиеся оболочки мицелл, представленные окисленными гетеросоединениями, сливаются в единую, почти твердую фазу, заполняя часть порового пространства в “радиоактивных” пластах. Постепенно, вследствие развития процессов полимеризации, ускоряемых также радиолизом (вследствие деления ядер U), выделившиеся в виде вязкой, но еще не затвердевшей полностью массы, гетеросоединения (которые представляют собой, по сути, густой окисленный битум) затвердевают, полимеризуются и превращаются в микрозернистую массу, в которой еще можно различить остатки отдельных разрушенных мицелл. Именно такая микрозернистая масса наблюдается на снимках растрового электронного микроскопа (РЭМ), где сравнительно крупные кристаллы самородной серы окружены микрозернистыми агрегатами описанных выше окисленных, подвергшихся процессам полимеризации, твердых битумов, содержащих микровключения настурана (рис. 9).

Маломощные интервалы с пониженной (по сравнению со средними значениями) концентрацией U, расположенные над и под “радиоактивными” пластами, – это зоны выщелачивания, в которые проникли гидротермы, внедрившиеся в эти пласты. Гидротермы растворили подвижный или слабо связанный с матриксом U, вынесли его из зон выщелачивания и сконцентрировали в этих пластах в виде настурана, связанного с окисленными битумами (рис. 8).

А куда делся фторапатит, слагавший ихтиодетрит, растворенный гидротермами? Он в большинстве случаев рассеялся вместе с “вернувшимися” в поровое пространство остывшими гидротермами либо отложился из них в трещинах или кавернах маломощных карбонатных пластов в виде хорошо ограненных гексагональных кристаллов (рис. 11).

Следует заметить, что описанные выше ураноорганические соединения, встреченные в составе БС, не являются уникальными. Похожие соединения встречены также в ачимовских отложениях Радужного лицензионного участка (рис. 12) [9]. Правда, здесь в каплевидном, содержащем серу битуме встречены микровключения силикатов Th и U, то есть промежуточные члены группы торит-коффинит (рис. 12).

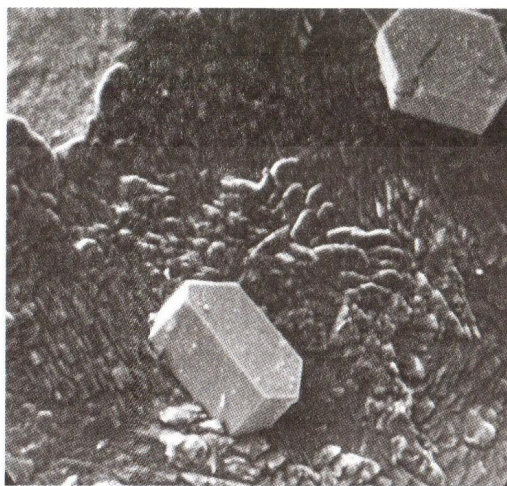


Рис. 11. Снимок РЭМ эпигенетических (гидротермальных) кристаллов апатита на поверхности трещин, покрытых “корочкой” доломита. Кровельная часть абалакской свиты, Ем-Еговская площадь

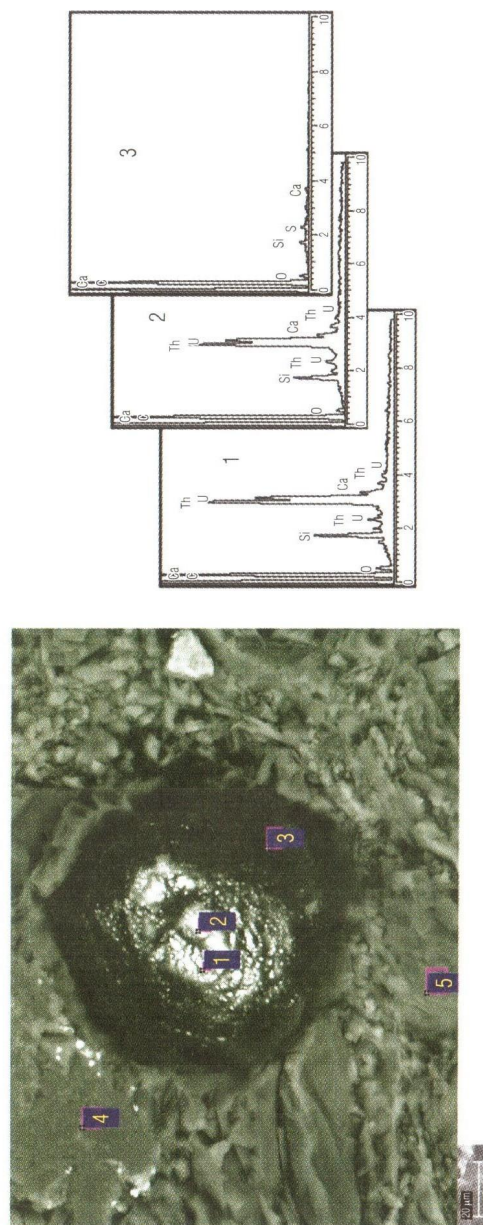


Рис. 12. Снимок РЭМ каплевидного органо-минерального образования, обогащенного U и Th. Номера спектров соответствуют положению цифр на снимке. Радужный ЛУ, ачимовская пачка (по [9])

### Заключение

Таким образом, из-за того что накопление U в отложениях БС зависит не только от концентрации в ней ОВ, но и от других факторов, связь  $C_{орг-U}$  не является универсальной для всей толщи БС, вскрытой даже одной скважиной. Хотя в небольших по мощности интервалах, характеризующихся близкими геохимическими, гидродинамическими и другими условиями, в которых происходило отложение ее осадков, эту связь можно использовать для оценки содержания ОВ (керогена) в битуминозных отложениях по данным гамма-каротажа, но именно в границах этих интервалов.

В отложениях БС, обогащенных ихтиодетритом, связь  $C_{орг-U}$  нарушается и для этих интервалов высоко корреляционной становится зависимость между фосфатами ( $P_2O_5$ ) и U. В этих интервалах невозможно по данным гамма-метода оценить концентрацию  $C_{орг}$  или керогена в битуминозных отложениях, так как будут получены явно завышенные содержания ОВ по сравнению с его реальной концентрацией.

Наиболее неоднозначными являются зависимости  $C_{орг-U}$  в интервалах, подвергшихся воздействию гидротермальных флюидов. В этих участках происходит выщелачивание и переотложение U, причем в качестве ОВ в этих интервалах часто выступает метаморфизованный окисленный керитоподобный битум, с которым связан U, а кероген либо почти полностью отсутствует, либо целиком теряет связь с U, заложенную в седиментогенезе. Пласты, в которых присутствует перераспределенный U, обладают эффективной пористостью и проницаемостью, благодаря чему, собственно говоря, и происходит растворение и перераспределение U в этих пластах проникающими в них гидротермальными флюидами. Поэтому плотные, с повышенной радиоактивностью пласты, выделяемые по результатам ГИС в составе БС, вполне могут оказаться продуктивными. То же самое касается и пластов, которые наряду с повышенной радиоактивностью и плотностью характеризуются низкими значениями удельного электрического сопротивления (“пиритовый” пласт).

Изредка в пределах Красноленинского свода встречаются маломощные пласты копролитовых фосфоритов толщиной всего в несколько сантиметров, с небольшим содержанием ОВ (до 6–8%), обладающие повышенной радиоактивностью, которые часто бывают продуктив-

ными, если их поровое (псевдогранулярное) пространство не было заполнено эпигенетическими карбонатами. Эти тонкие пропластки характеризуются не только повышенной радиоактивностью, но и сравнительно высокой плотностью, однако их выделение по данным ГИС проблематично из-за их малой толщины.

Очень редко в составе верхнеюрских отложений (в абалакской свите) встречаются маломощные интервалы (толщиной не более сантиметра) с повышенной радиоактивностью, обогащенные акцессорными минералами (обычно это циркон и монацит), фрамбоидальным пиритом и раковинками радиолярий, часто замещенных карбонатами, с очень низким содержанием керогена (обычно не более 1%). Для этих отложений связь  $C_{орг-U}$  отсутствует, а концентрация U и Th в них обусловлена присутствием акцессорных минералов (рис. 4, б). Скорее всего, такие осадки накапливались в условиях повышенной гидродинамической активности донных течений, когда весь легкий осадочный материал, представленный ОВ и глинистыми минералами, ими выносился, а накапливались достаточно крупные и плотные частицы, представленные перечисленными выше компонентами: раковинками радиолярий, пиритом и акцессорными минералами.

Если участие гидротермальных флюидов в перераспределении U в составе отложений БС в эпигенезе можно считать доказанным, то их деятельность во время процесса седиментации еще требует дополнительных доказательств. Хотя необычный элементный состав карбонатов (обогащенных марганцем), присутствие жил, заполненных “гидротермальным” пиритом и кристаллами других минералов могут косвенно указывать на проявления гидротермальной активности в верхнеюрское время. Поэтому нельзя полностью исключить возможность поступления U в волжский морской бассейн вместе с гидротермами во время накопления отложений БС, в чем автор солидарен с С. Г. Неручевым и Ф. Г. Гурами с соавторами [12, 15].

### ЛИТЕРАТУРА

1. Батулин Г. Н. Уран в современном морском осадкообразовании. М.: Атомиздат, 1975. 152 с.
2. Бгатов В. И. История кислорода земной атмосферы. М.: Недра, 1985. 87 с.
3. Горбунов В. Ю. Термодинамическое моделирование полей преобладания различных комплексов урана в водных растворах // Химия урана. М.: Наука, 1981. С. 43–52.



4. Евсеева Л. С. Восстановление урана природными органическими веществами // Химия урана. М.: Наука, 1981. С. 52–57.
5. Зубков М. Ю. Условия образования залежей нефти в баженовской свите: Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Тюмень, 1984. 230 с.
6. Зубков М. Ю. Литолого-петрофизическая характеристика отложений баженовской и абалакской свит центральной части Красноленинского свода (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 12. С. 1821–1836.
7. Зубков М. Ю. Анализ распределения К, U, Th и В в верхнеюрских отложениях центральной части Красноленинского свода (Западная Сибирь) с целью их стратификации, корреляции и выделения в них потенциально продуктивных пластов // Геохимия. 2001. № 1. С. 51–70.
8. Зубков М. Ю., Шведенков Г. Ю. Экспериментальное моделирование процесса формирования вторичных коллекторов под действием гидротермальных флюидов различного состава // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО: Пятая научно-практическая конференция. В 2-х т. Ханты-Мансийск, 2002. Том I. С. 323–332.
9. Зубков М. Ю. Закономерности распределения К, U и Th в различных гранулометрических фракциях отложений, вскрытых скважиной 12П Радужного лицензионного участка (Западная Сибирь) // Горные ведомости. 2009. № 1 (56). С. 6–34.
10. Калмыков Г. А., Балушкина Н. С., Алешин А. П. и др. Об особенностях распределения радиоактивности в породах баженовской свиты на западном склоне Сургутского свода Западной Сибири // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2009. № 1. С. 38–46.
11. Манская С. М., Дроздова Г. В. Геохимия органического вещества. М.: Наука, 1964. 315 с.
12. Неручев С. Г. Уран и жизнь в истории Земли. Л.: Недра, 1982. 208 с.
13. Пеньков В. Ф. Уран и углеводороды. М.: Недра, 1989. 144 с.
14. Плуман И. И. Ураноносность черных битуминозных аргиллитов верхней юры Западно-Сибирской плиты // Геохимия. 1971. № 11. С. 1362–1367.
15. Условия формирования и методика поисков залежей нефти в аргиллитах баженовской свиты / Ф. Г. Гурари, Э. Я. Вайц, В. Н. Меленевский и др. М.: Недра, 1988. 200 с.
16. Щепеткин Ю. В., Рыльков А. В. Реконструкция энергетических преобразований природной геохимической системы “порода–ОВ–вода–нефть (газ)” на основе детальных исследований скоплений углеводородов // Энергия и механизм первичной миграции углеводородов. М.: Наука, 1988. С. 66–72.

*Рецензент доктор техн. наук, проф. В. И. Иванников*

УДК 550.832

*В. А. Колесов, Д. В. Назаров, А. С. Романцов  
ООО “РН-КрасноярскНИПИнефть”*

## **ЯДЕРНО-МАГНИТНЫЙ КАРОТАЖ В КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ – ЭФФЕКТИВНЫЙ ИНСТРУМЕНТ РЕШЕНИЯ ОСНОВНЫХ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ЗАДАЧ**

Приведен алгоритм расчета долей связанной и подвижной воды и нефти по комплексу “ядерно-магнитный каротаж – боковой каротаж” для отложений венда и нижнего кембрия, расположенных на территории лицензионных участков в Иркутской области. Рассмотрен пример работы алгоритма на реальных данных. Показана успешность работы алгоритма на имеющейся коллекции объектов испытаний.

*Ключевые слова: Восточная Сибирь, карбонатные породы, ядерно-магнитный каротаж, боковой каротаж, характер насыщения.*

### **Введение**

Основными продуктивными горизонтами Иркутских лицензионных участков (ЛУ) являются подсолевые карбонатные комплексы: нижний кембрий – осинский (пласты Б<sub>1</sub> и Б<sub>2</sub>), усть-кутский (пласты Б<sub>3-4</sub>, Б<sub>5</sub>); венд-преображенский (пласт Б<sub>12</sub>) и ербогаченский (пласт Б<sub>13</sub>). Они характеризуются сложным строением резервуаров и высокой изменчивостью фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС) коллекторов за счет изменения литологии пород и локального засоления их порового пространства. Именно засоление во многом определяет ФЕС нефтегазоносных горизонтов.

Кроме засоления и сложного строения структуры порового пространства, разрез повсеместно охарактеризован наличием битумов. Косвенным свидетельством этому является присутствие урановой компоненты в данных спектрометрического гамма-каротажа (ГК).

Основная доля пор и каверн в рассматриваемых породах образовалась в результате доломитизации известняков и последующего выщелачивания карбонатных пород.

Сложное строение структуры пустотного пространства и значительная латеральная литологическая изменчивость пород в совокупности