

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

# ГЕОХИМИЯ

(ОТДЕЛЬНЫЙ ОТТИСК)

МОСКВА



## **АНАЛИЗ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ К, U, Th И В В ВЕРХНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КРАСНОЛЕНИНСКОГО СВОДА (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ) С ЦЕЛЮ ИХ СТРАТИФИКАЦИИ, КОРРЕЛЯЦИИ И ВЫДЕЛЕНИЯ В НИХ ПОТЕНЦИАЛЬНО ПРОДУКТИВНЫХ ПЛАСТОВ**

© 2001 г. М. Ю. Зубков

*Сибирский НИИ нефтяной промышленности, Минтопэнерго  
625016 Тюмень, ул. 50-лет Октября, 118  
факс (3452) 25-52-14*

Поступила в редакцию после доработки 08.07.99 г.

Обнаружение углеводородных залежей в верхнеюрских отложениях центральной части Краснеленинского свода привело к необходимости их стратификации, выделения в их составе пород-коллекторов, их корреляции между скважинами и, наконец, осуществления прогноза их распространения по площади в пределах месторождения или отдельных залежей. Слабая степень изученности этих отложений до последнего времени не позволяла решить эти задачи. В настоящей работе предлагается на основе анализа особенностей распределения ЕРЭ и величины суммарной радиоактивности пород, слагающих верхнеюрские отложения, произвести их стратификацию и выделение в них различных литотипов, включая породы-коллекторы, которым присвоено название потенциально-продуктивных пластов (ППП). Для этого использованы выделенные ранее в составе верхнеюрских отложений 8 зон, характеризующиеся своеобразным литолого-минералогическим составом, а также основные литологические типы пород, слагающие их (в том числе ППП). Выполненные исследования показали, что на основе скважинной гамма-спектрометрии возможно проведение стратификации верхнеюрских отложений, выделение в них ППП, а в комплексе с нейтронными геофизическими методами – осуществление оценки емкостных свойств ППП, необходимых для подсчета запасов углеводородов, содержащихся в них. Использование результатов палеогеографической реконструкции условий накопления верхнеюрских отложений, выполненной на основе анализа закономерностей изменения Th/U отношения и содержания В в породах, слагающих различные зоны этих отложений, позволило предложить способ прогноза площадного распространения ППП различного состава.

Получение высокодебитных притоков нефти (до 350 т/сут!) из верхнеюрских отложений в пределах центральной части Краснеленинского свода привело к необходимости их тщательного изучения с целью построения детального геологического разреза этих отложений и выделения в их составе продуктивных пластов, содержащих углеводородные залежи.

В пределах рассматриваемого района верхнеюрские отложения залегают на глубинах 2200–2500 м, имеют мощность около 50–80 м и сложены осадками двух свит – баженовской и абалакской, первая из которых традиционно считалась классическим примером нефтематеринской толщи из-за высокого содержания в ней органического материала, а вторая – типичным флюидоупором или крышкой [1–7].

Комплексные литолого-петрофизические исследования керн, отобранного в пределах центральной части Краснеленинского свода из интервалов залегания баженовской и абалакской свит, позволили выделить в них 8 зон, характеризующих-

ся своеобразным литолого-минералогическим составом и петрофизическими свойствами, а в каждой из зон потенциально продуктивные пласты (ППП), в которых могут содержаться углеводородные залежи [8].

ППП – это пласты, сложенные прочными, но хрупкими, а также сравнительно легко растворимыми породами, в которых под действием тектонических напряжений, возникающих вследствие движения блоков в фундаменте, формируются многочисленные трещины, по которым затем проникают гидротермальные флюиды, растворяющие неустойчивые минералы, входящие в состав ППП; в результате этих процессов в них образуется вторичный коллектор трещинно-кавернозного типа, заполняемый впоследствии углеводородами или другими пластовыми флюидами [8, 9].

Среди всех типов пород, входящих в состав верхнеюрских отложений, к ППП относятся только кремнистые (силициты и близкие к ним классы пород), а также карбонатные (известняки, мергели и сидеритолиты) литотипы [8, 9].



Поскольку керн отбирается далеко не во всех скважинах (примерно в 1/10 части от всех пробуренных скважин) и характеризуется невысоким процентом выноса, то возникает необходимость использования результатов геофизических исследований скважин (ГИС), которые проводятся в каждой скважине, для стратификации и корреляции верхнеюрских разрезов, вскрытых этими скважинами, а также выделения в них ППП.

Для этого автором предлагается использовать результаты скважинной гамма-спектрометрии, которая позволяет получать данные о содержании К, U, Th, а также величине суммарной радиоактивности пород, вскрытых скважиной.

С целью обоснования возможности использования этого геофизического метода для стратификации, корреляции верхнеюрских отложений и выделения в их составе ППП в настоящей статье рассматриваются особенности распределения естественно-радиоактивных элементов в выделенных ранее в работе [8] в разрезах баженовской и абалакской свит 8 зонах и входящих в их состав ППП.

Следующая важная задача, которую необходимо решить на основе используемых данных ГИС, – это оценка емкостных свойств ППП, без знания которых невозможно оценить запасы углеводородного сырья, содержащегося в них.

Для этого нами предлагается использовать нейтронные геофизические методы, которые позволяют определять суммарное содержание водорода в породах, слагающих вскрытый скважиной разрез. Однако для определения объема пустот, заполненных углеводородами, необходимо из величины общего водородосодержания исключить долю водорода, связанную с минеральной и органической компонентами, в состав которых он также входит.

Из всех минералов, слагающих верхнеюрский разрез, водород входит в состав только глинистых минералов, а из органических остатков – в кероген. Поэтому для корректного определения величины пустотности в ППП и других литологических типах пород (далее литотипах) необходимо установить концентрацию в них глинистых минералов и керогена.

Содержание глинистых минералов обычно оценивается по результатам скважинной гамма-спектрометрии, для чего используют связи концентрации глинистых минералов с Th, реже К [10], поэтому в настоящей работе детально рассмотрены эти связи и обоснованы границы их применения.

Для определения содержания в верхнеюрских породах керогена на основе данных скважинной гамма-спектрометрии, нами детально исследована его связь с ураном, которая считается фундаментальной для отложений, обогащенных органическим веществом [10–15].

На показания некоторых видов нейтронных методов значительное влияние оказывает содер-

жание В в породах, так как этот элемент имеет аномально большой радиус захвата нейтронов, поэтому при интерпретации этих методов необходимы данные о его концентрации в анализируемых породах. В добавок из-за известной связи этого элемента с глинистыми минералами [16–19] можно попытаться спрогнозировать их содержание в разрезе по концентрации В, определенной специальными разновидностями нейтронных геофизических методов, что необходимо, как уже упоминалось выше, для оценки доли водорода в породе, связанной с глинами.

Поэтому в настоящей работе детально рассмотрены особенности распределения В в верхнеюрских отложениях и его связь с глинистыми минералами и К, а также керогеном, как возможным его концентратором.

После стратификации верхнеюрских отложений и выделения в их составе ППП, а также обоснования возможности оценки их емкостных свойств на основе комплекса радиоактивных и нейтронных методов ГИС, осталась нерешенной последняя задача – прогноз площадного распространения ППП в пределах рассматриваемого района.

Ее решение по нашему мнению возможно на основе комплексирования данных о распределении радиоактивных элементов, в частности, с использованием известного “фациального” Th/U отношения [20, 21], содержания В и результатов сейсморазведки. Решению этой проблемы посвящен заключительный раздел настоящей работы.

Основой данной статьи послужили результаты комплексных литолого-геохимических исследований коллекции из 170 образцов, отобранных из 6 скважин, пробуренных в пределах центральной части Красноленинского района – Ем-Еговская и Пальяновская площади (рис. 1).

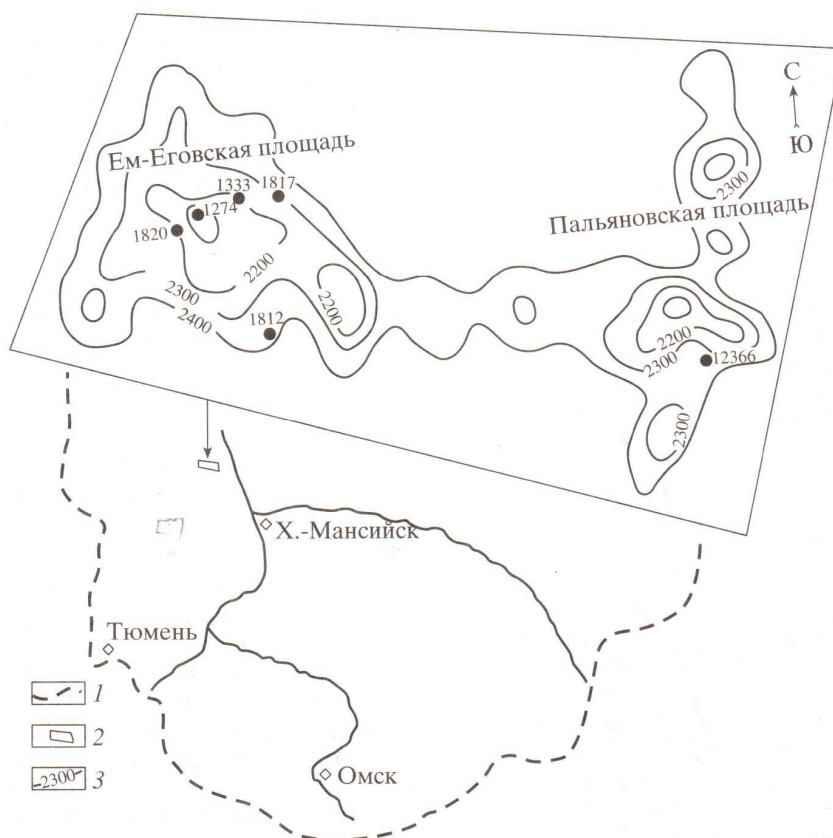
## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Вещественный состав пород, слагающих верхнеюрские отложения рассматриваемого района, исследовался комплексом физических и химических методов, включающих оптическую и электронную микроскопию, рентгено-структурный, спектральный и силикатный виды анализов.

Содержание главных породообразующих минералов определено с точностью 3–5% (абс.) и приводится в весовых процентах.

Концентрация керогена в породах получена расчетным способом по содержанию в них органического углерода ( $C_{орг}$ ) на основе данных о его усредненном элементном составе [22]. Содержание  $C_{орг}$  определено на установке АН-7529 путем высокотемпературного нагрева отобранных образцов в токе кислорода, причем из них предварительно были удалены карбонатные минералы. Точность определения  $C_{орг}$  в образцах зависит от





**Рис. 1.** Местоположение участка работ с расположением скважин, из которых был отобран керн для исследования содержания ЕРЭ и суммарной радиоактивности верхнеюрских отложений центральной части Красноленинского свода. 1 – границы распространения верхнеюрских отложений в пределах центральной и южной частей Западно-Сибирской плиты; 2 – местоположение участка работ; 3 – изогипсы кровли верхнеюрских отложений.

содержания в них органического материала и в среднем составляет 0.05–0.2% (абс.). Данные о содержании  $C_{орг}$  и керогена приведены в настоящей работе в весовых процентах.

Распределение естественно-радиоактивных элементов (ЕРЭ) и суммарная радиоактивность определялась методом сцинтилляционной гамма-спектрометрии. Точность определения радиоактивных элементов и суммарной радиоактивности зависит от их концентрации в образцах и в среднем составляет около 15% (отн.).

Концентрация бора в образцах определялась спектральным методом, точность определений составляет около 10% (отн.).

### СТРАТИФИКАЦИЯ ВЕРХНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ В НИХ ЕСТЕСТВЕННО-РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

На основе детальных литолого-минералогических исследований в составе верхнеюрских отложе-

ний выделены восемь зон и одна подзона, различающиеся по вещественному составу [8] (рис. 2).

В их составе выделяются две геохимические фации – пиритовая и хлорит-сидеритовая, которые надежно различаются по отсутствию в составе пород пиритовой фации хлорита и сидерита [2]. В условиях пиритовой геохимической фации находятся осадки баженовской (Бж) и верхней части абалакской ( $Аб_1$ – $Аб_2$ ) свит, а в условиях хлорит-сидеритовой фации – средняя и нижняя части абалакской свиты ( $Аб_3$ – $Аб_5$ ). Пирит присутствует в составе обеих выделенных фаций.

В составе средней части абалакской свиты на границе между хлорит-сидеритовой и пиритовой фациями нами выделяется глауконитовая<sup>1</sup> подфация хлорит-сидеритовой фации, совпадающая

<sup>1</sup> Глинистый минерал, диагностированный на основе рентгено-структурного анализа как глауконит, может быть селадонитом, так как использованный метод не дает возможности установить распределение в структуре минерала и содержание Na, Fe, Mg и Al, что необходимо для точного разделения их между собой.



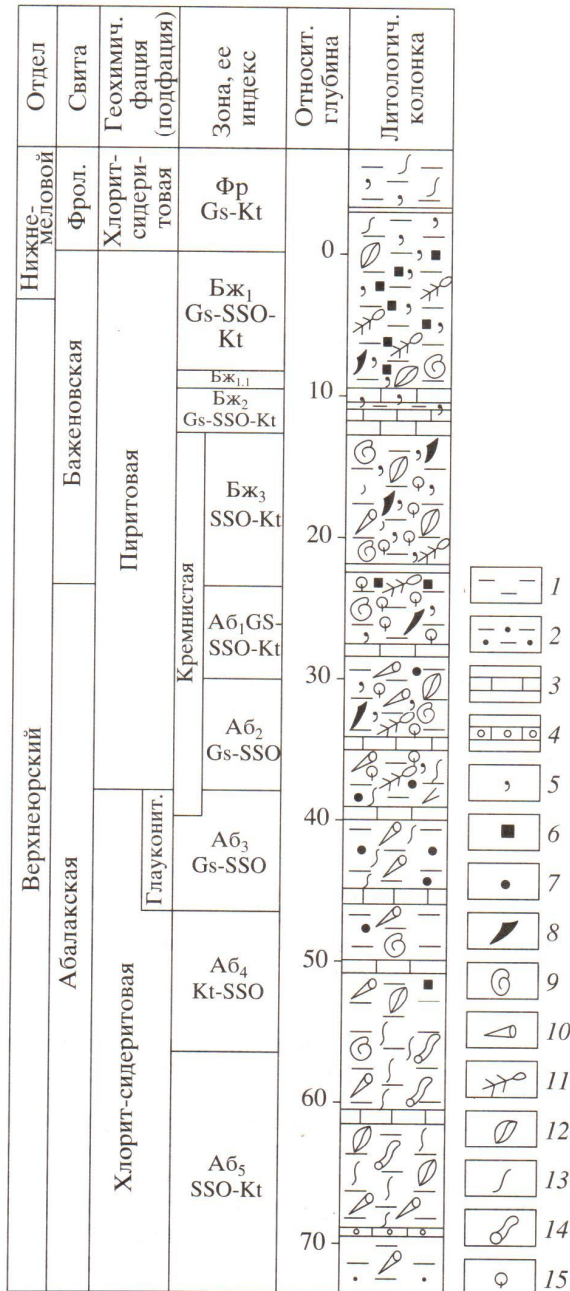


Рис. 2. Сводный литологический разрез верхнеюрских отложений центральной части Краснотенского свода.

1–4 – литологические типы пород: 1 – глины (аргиллиты), 2 – алевролиты, 3 – известняки, 4 – оолитовые известняки; 5 – присутствие в породах битумоидов; 6–7, 15 – минералогические характеристики, присутствие: 6 – пирита, 7 – глауконита (селадонита?), 15 – аутигенного (биогенного) кремнезема; 8–12, 14 – палеонтологические характеристики, присутствие: 8 – онехитесов теутид, 9 – раковин аммонитов, 10 – ростров белемнитов, 11 – ихтиодетрита, 12 – раковин двустворок, 14 – ходов илоедов; 13 – наличие трещиноватости или поверхностей скольжения. Аббревиатуры в индексах зон: Gs – гидрослюда, Kt – каолинит, SSO – смешанослойные образования на основе гидрослюда и монтмориллонита.

по положению с зоной Аб<sub>3</sub> (рис. 2). В отличие от однозначно определяемой границы между хлорит-сидеритовой и пиритовой фациями, рассматриваемая подфация не имеет таких резких границ и выделена по преобладанию глауконита над другими типами глинистых минералов. Некоторое количество глауконитовых зерен встречено как в верхней части зоны Аб<sub>4</sub>, так и в подошвенной части зоны Аб<sub>2</sub>.

Для определения возможности идентификации выделенных ранее в верхнеюрском разрезе по особенностям вещественного состава 8 зон, а также и на основе их радиоактивных свойств (по данным скважинной гамма-спектрометрии), рассмотрим особенности распределения в них К, U и Th.

С целью сравнения с верхнеюрскими отложениями исследовано несколько образцов, отобранных из подошвенной части перекрывающей их фроловской свиты нижнемелового возраста.

**Фроловская свита** (зона Фр, Gs-Kt). Получила свой индекс Gs-Kt из-за преобладания в ее составе гидрослюда и каолинита, составляющих в среднем, соответственно, около 16–20 и 55–61% от суммы глинистых минералов. Породы свиты представлены темно-серыми слабо битуминозными алевритистыми глинами с повышенным содержанием керогена (около 5–8%), содержащими маломощные (около 0.3–0.5 м) прослой бурых мергелей, в которых карбонатный материал представлен исключительно сидеритом.

Суммарная радиоактивность пород, составляющих описываемую зону, варьирует от 1.94 до 7.57 (г-эквRa/г) × 10<sup>-12</sup> (табл. 1). Основной вклад в суммарную радиоактивность пород (в среднем более половины) вносит U, вторым по значимости является Th (около 25%) и на последнем месте находится К (около 16%). Среди пород, составляющих эту зону, минимальную радиоактивность имеют мергели (1.94 (г-эквRa/г) × 10<sup>-12</sup>).

**Баженовская свита.** Зона Бж<sub>1</sub> (Gs-SSO-Kt) составляет кровельную часть свиты, имеет мощность около 8–10 м. Индекс отражает примерно одинаковое соотношение здесь глинистых минералов – гидрослюда, каолинита и смешанослойных образований (ССО) на основе иллита и монтмориллонита с долей набухающих слоев около 10–15%.

Зона сложена темно-серыми до черных сильно битуминозными породами, характерной особенностью которых является очень высокое содержание в них керогена (в среднем около 25–27%) и особенно пирита (30–35%), поэтому ее можно назвать керогеново-пиритовой. Пирит присутствует здесь в виде многочисленных очень тонких (около 0.02 мм толщиной) слоев. Отмечается также в ее составе довольно значительная концентрация аутигенного (биогенного) кремнезема (30–39%) [8].



**Таблица 1.** Распределение содержаний радиоактивных элементов и бора в отложениях фроловской, баженовской и абалакской свит центральной части Красноленинского свода

Зона (кол-во обр.)	Суммарная радиоактивность, (г-эквRa/г) × 10 <sup>-12</sup>	Содержание радиоактивных элементов			Вклад в суммарную радиоактивность, %			Отношение Th/U	Содержание В, ppm
		К, %	U, ppm	Th, ppm	К	U	Th		
Фр (5)	$\frac{1.94-7.57}{5}$	$\frac{0.58-1.86}{1.39}$	$\frac{3.6-15.3}{9.3}$	$\frac{1.0-13.5}{6.8}$	$\frac{8.7-29.3}{16.4}$	$\frac{42.4-66.5}{59}$	$\frac{21.0-28.3}{24.6}$	$\frac{0.08-1.57}{0.89}$	$\frac{76-120}{89}$
Бж <sub>1</sub> (9)	$\frac{5.66-27.37}{15.07}$	$\frac{1.02-1.37}{1.14}$	$\frac{13.3-78.3}{41.6}$	$\frac{2.2-7.8}{5.4}$	$\frac{2.2-10.7}{4.9}$	$\frac{77.4-94.3}{89}$	$\frac{2.0-11.9}{6.1}$	$\frac{0.05-0.36}{0.16}$	$\frac{46-150}{88}$
Бж <sub>1.1</sub> (2)	$\frac{10.14-25.00}{17.57}$	$\frac{1.30-1.85}{1.58}$	$\frac{23.1-70.8}{47.0}$	$\frac{7.0-11.0}{9.0}$	$\frac{2.8-9.5}{6.1}$	$\frac{75.3-93.4}{84.4}$	$\frac{3.8-15.2}{9.5}$	$\frac{0.10-0.47}{0.29}$	130
Бж <sub>2</sub> (6)	$\frac{0.92-13.43}{5.24}$	$\frac{0.15-1.11}{0.46}$	$\frac{2.4-36.3}{13.8}$	$\frac{0.1-5.0}{1.8}$	$\frac{3.2-10.9}{6.6}$	$\frac{80.5-92.3}{87.5}$	$\frac{2.1-10.0}{5.9}$	$\frac{0.01-0.24}{0.1}$	$\frac{14-130}{55}$
Бж <sub>3</sub> (34)	$\frac{3.98-17.32}{11.37}$	$\frac{0.21-1.55}{0.97}$	$\frac{10.0-50.5}{31.3}$	$\frac{0.5-9.6}{3.7}$	$\frac{1.2-9.9}{4.2}$	$\frac{79.3-96.7}{90}$	$\frac{0.6-14.2}{5.8}$	$\frac{0.01-0.43}{0.13}$	$\frac{36-110}{77}$
Аб <sub>1</sub> (17)	$\frac{1.18-5.56}{3.63}$	$\frac{0.67-2.33}{1.45}$	$\frac{1.4-12.6}{7.1}$	$\frac{0.3-7.5}{4.5}$	$\frac{13.9-48.0}{22.5}$	$\frac{18.1-79.4}{60.2}$	$\frac{4.0-33.9}{17.3}$	$\frac{0.16-4.43}{0.83}$	$\frac{42-130}{84}$
Аб <sub>2</sub> (14)	$\frac{0.78-4.29}{2.76}$	$\frac{0.66-2.90}{1.66}$	$\frac{0.3-5.5}{3.3}$	$\frac{2.4-9.0}{5.6}$	$\frac{20.5-44.0}{32.6}$	$\frac{11.4-56.5}{38.2}$	$\frac{21.1-44.6}{29.2}$	$\frac{0.85-9.15}{3.45}$	$\frac{23-110}{83}$
Аб <sub>3</sub> (32)	$\frac{0.67-5.74}{3.32}$	$\frac{0.35-3.32}{1.92}$	$\frac{1.1-8.9}{4.0}$	$\frac{0.3-11.9}{5.8}$	$\frac{8.2-54.5}{34.7}$	$\frac{18.2-55.9}{40.4}$	$\frac{7.0-42.0}{24.9}$	$\frac{0.30-4.70}{1.69}$	$\frac{76-150}{119}$
Аб <sub>4</sub> (24)	$\frac{0.39-4.80}{2.48}$	$\frac{0.28-3.01}{1.75}$	$\frac{0.4-6.0}{2.4}$	$\frac{0.02-9.1}{5.2}$	$\frac{26.6-51.3}{38.3}$	$\frac{16.8-61.2}{32.8}$	$\frac{0.8-44.0}{28.9}$	$\frac{0.30-5.80}{2.47}$	$\frac{42-140}{93}$
Аб <sub>5</sub> (30)	$\frac{0.74-6.60}{2.78}$	$\frac{0.42-2.59}{1.67}$	$\frac{0.5-8.0}{2.5}$	$\frac{0.9-18.7}{7.6}$	$\frac{17.0-45.8}{33.4}$	$\frac{6.8-44.8}{29.7}$	$\frac{16.5-55.2}{36.9}$	$\frac{0.86-16.67}{3.48}$	$\frac{50-120}{93}$

Примечание. Здесь и в последующих таблицах в числителе – минимальные и максимальные значения параметра, в знаменателе – его средняя величина.

От перекрывающих ее отложений фроловской свиты зона отличается не только вещественным составом, но и параметрами радиоактивности. Величина суммарной радиоактивности пород, слагающих описываемую зону, возрастает примерно в 3 раза по сравнению с отложениями подошвенной части фроловской свиты и составляет в среднем около 15 (г-эквRa/г) × 10<sup>-12</sup> (табл. 1). Характерно резкое увеличение вклада U в суммарную радиоактивность (до 90–94%), что ранее отмечалось и другими исследователями [13, 15]. Поэтому на основании данных радиоактивного каротажа или скважинной гамма-спектрометрии можно достаточно надежно определить границу между фроловской и баженовской свитами.

Переходная маломощная подзона Бж<sub>1.1</sub> (рис. 2) имеет приблизительно такое же соотношение глинистых минералов в своем составе как и в пе-

рекрывающей ее зоне Бж<sub>1</sub>, поэтому ей так же присвоен индекс Gs-SSO-Kt. Подзона отличается от вышележащей зоны резким уменьшением в составе слагающих ее пород пирита (до 13–14%) и увеличением концентрации керогена – в среднем до 27%, поэтому ее можно также называть керогеновой зоной. Соотношение кремнистого и глинистого материала сохраняется примерно таким же как и в перекрывающей ее зоне Бж<sub>1</sub>.

Величина суммарной радиоактивности пород, слагающих эту подзону, немного выше, чем у отложений предыдущей зоны (в среднем около 17.6(г-эквRa/г) × 10<sup>-12</sup>). Вклад U в суммарную радиоактивность немного снижается, а K и, особенно, Th, возрастает (табл. 1).

Зона Бж<sub>2</sub>, мощностью всего около 2.5–3 м, имеет тот же индекс Gs-SSO-Kt из-за близкого относительного содержания всех входящих в ее со-



став глинистых минералов. Главным отличием описываемой зоны от предыдущих является повышенное содержание в ее составе карбонатных литотипов (мергелей и известняков), поэтому ей можно также добавить название карбонатная. Суммарное содержание карбонатных минералов, представленных кальцитом и доломитом, составляет в среднем около 70%. В этой зоне резко уменьшается концентрация керогена (до 3–6%).

От перекрывающих и подстилающих отложений породы описываемой зоны отличаются пониженными значениями суммарной радиоактивности (в среднем около  $5.2(\text{г-эквRa/г}) \times 10^{-12}$ ), довольно высокой долей U в суммарной радиоактивности (в среднем около 88%) и небольшим превышением вклада K над вкладом Th (табл. 1).

Зона Бж<sub>3</sub>, слагающая подошвенную часть баженовской свиты имеет мощность около 10 м. Из-за преобладания в составе глинистых минералов ССО (до 30%) и каолинита (до 70%) ей присвоен индекс SSO-Kt. Для описываемой зоны характерно довольно высокое содержание в породах биогенного кремнезема (в среднем около 40%), поэтому ее можно назвать также кремнистой, что характерно и для подстилающих ее зон, входящих в состав верхней части абалакской свиты (рис. 2). Концентрация керогена в породах составляет в среднем около 10%, довольно много пирита – до 18%, карбонатов, напротив, немного – в среднем около 10%.

Породы, слагающие эту зону, имеют довольно высокую суммарную радиоактивность (в среднем около  $11.4(\text{г-эквRa/г}) \times 10^{-12}$ ). Доля U в суммарной радиоактивности очень высока и достигает почти 97% (при среднем для зоны значении 90%). Вклад Th в суммарную радиоактивность чуть выше K (табл. 1).

**Абалакская свита.** Самая верхняя зона этой свиты (Аб<sub>1</sub>) имеет мощность около 5–6 м. Из-за приблизительно одинакового относительного содержания всех глинистых минералов, входящих в ее состав, ей присвоен индекс Gs-SSO-Kt. Как и перекрывающая ее баженовская свита, описываемая зона сложена темно-серыми, но уже слабо битуминозными довольно прочными породами. В их составе преобладает аутигенный (биогенный) кремнезем (до 57%, при средней по зоне концентрации около 41%). Содержание керогена значительно уменьшается (в среднем до 5–6%), пирита также немного меньше (около 9%), чуть выше среднее содержание карбонатов (в среднем 17%). Эта зона, как и предыдущая, может быть названа кремнистой (рис. 2).

Породы зоны Аб<sub>1</sub> имеют заметно более низкую суммарную радиоактивность по сравнению с радиоактивностью перекрывающих ее отложений баженовской свиты (примерно в 3 раза). Суммарная радиоактивность пород, слагающих зону Аб<sub>1</sub>,

составляет в среднем всего около  $3.6(\text{г-эквRa/г}) \times 10^{-12}$ . Характерно резкое уменьшение доли U в суммарной радиоактивности (в среднем около 60%) и, в отличие от баженовских отложений, на втором месте по вкладу в суммарную радиоактивность, находится K (табл. 1).

Таким образом, и по значению суммарной радиоактивности, и по вкладам в ее величину отдельных ЕРЭ, подошвенная часть отложений баженовской свиты надежно отличается от пород, входящих в состав верхней части абалакской свиты. Поэтому используя результаты радиоактивного каротажа и/или данные скважинной гамма-спектрометрии можно легко провести границу между баженовской и абалакской свитами в разрезах верхнеюрских отложений, вскрытых той или иной скважиной.

Зона Аб<sub>2</sub> имеет мощность около 6–8 м. Из-за преобладания в ее составе среди глинистых минералов гидрослюды (в среднем около 36% от их суммы) и ССО (около 45–55%), ей присвоен индекс Gs-SSO. Таким образом, наблюдается резкое уменьшение в составе глинистых минералов доли каолинита. Эта зона является последней в составе отложений, относящихся к пиритовой геохимической фации (рис. 2). Для этой зоны характерна высокая концентрация аутигенного (биогенного) кремнезема (в среднем около 42%). Содержание глинистых минералов, карбонатов и пирита сохраняется приблизительно на том же уровне, что и в зоне Аб<sub>1</sub>, продолжается дальнейшее снижение концентрации керогена (до 3–4%).

Суммарная радиоактивность пород зоны Аб<sub>2</sub> ниже, чем пород зоны Аб<sub>1</sub>, и составляет в среднем около  $2.7(\text{г-эквRa/г}) \times 10^{-12}$ . Наблюдается еще более значительное уменьшение вклада U в суммарную радиоактивность (в среднем около 38%), напротив, вклад K возрастает в среднем почти до 33%, а Th – до 29% (табл. 1).

Осадки зоны Аб<sub>3</sub>, мощностью около 6–8 м, принадлежат хлорит-сидеритовой геохимической фации. Зона Аб<sub>3</sub> как и Аб<sub>2</sub> имеет индекс Gs-SSO из-за преобладания в ее составе гидрослюды (в среднем около 22% от суммы глинистых минералов) и ССО, представленных глауконитом (около 40–45%). Породы зоны Аб<sub>3</sub>, в отличие от перекрывающих отложений, серые с зеленым оттенком, гораздо более рыхлые, небитуминозные, в них встречаются многочисленные обломки ростров белемнитов. По сравнению с зоной Аб<sub>2</sub> понижается концентрация аутигенного (биогенного) кремнезема, увеличивается доля терригенного материала алевритовой размерности, растет содержание глинистых минералов (в среднем до 40–42%), снижается концентрация пирита (до 7–9%) и керогена (до 1–1.4%).

Породы зоны Аб<sub>3</sub> характеризуются невысокой суммарной радиоактивностью (около



3.3 (г-эквRa/г)  $\times 10^{-12}$ ). Основной вклад в суммарную радиоактивность вносят U (около 40%) и K (примерно 35%).

Зона Аб<sub>4</sub> имеет примерно такую же мощность, что и предыдущая (около 6–8 м). Она получила индекс Kt-SSO из-за увеличения в составе слагающих ее пород доли каолинита (в среднем 25% от суммы глинистых минералов), основной вклад по-прежнему принадлежит SSO (около 46%), однако доля глауконита быстро уменьшается по направлению к подошве этой зоны, и уже в средней ее части он не встречается. Породы имеют серый цвет, преимущественно глинистый состав, очень рыхлые, легко растираются пальцами. В зоне Аб<sub>4</sub>, как и в предыдущих, встречаются маломощные карбонатные пласты, представленные мергелями и известняками с очень низким содержанием в них пирита (не более 2–3%) и керогена (0.1–0.2%). Средняя концентрация терригенных обломков алевритовой размерности, имеющих преимущественно кварц-полевошпатовый состав, близка к 16–18%. В этой зоне отмечается самое высокое суммарное содержание глинистых минералов – 75–85% (в среднем 58%). Содержание пирита около 5–6%, а керогена – 0.8–1.1%.

Породы зоны Аб<sub>4</sub> имеют минимальную по разрезу величину суммарной радиоактивности (в среднем около 2.5 (г-эквRa/г)  $\times 10^{-12}$ ), основной вклад в нее вносит K – около 38 и U – 32% (табл. 1).

Зона Аб<sub>5</sub>, находящаяся в подошвенной части отложений абалакской свиты, имеет наибольшую среди выделенных зон мощность (в среднем около 16–18 м). Преобладание в ее составе ССО (около 20% от суммы глинистых минералов) и каолинита (50–55%) определяет индекс зоны – SSO-Kt. Она сложена серыми сильно алевритистыми глинами, содержащими маломощные прослойки мергелей и известняков. Среднее содержание глинистых минералов в ней 35–40%, пирита – 6% и керогена – 1%.

Суммарная радиоактивность пород зоны Аб<sub>5</sub> немного выше радиоактивности перекрывающих ее отложений и составляет в среднем около 2.8 (г-эквRa/г)  $\times 10^{-12}$ . Основной вклад в суммарную радиоактивность, в отличие от всех предыдущих зон, вносит Th (почти 37%), на втором месте K (чуть больше 33%).

Таким образом, на основе данных о распределении в верхнеюрских отложениях ЕРЭ и их суммарной радиоактивности, можно диагностировать все 8 зон, выделенные в их составе на основе особенностей литолого-минералогического состава этих зон.

Следовательно, используя результаты скважинной гамма-спектрометрии, выполненной в различных скважинах рассматриваемого района, можно провести стратификацию и корреляцию

верхнеюрских отложений путем разделения их в каждой из скважин на 8 зон.

#### ВЫДЕЛЕНИЕ РАЗЛИЧНЫХ ЛИТОТИПОВ И ППП В ВЕРХНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ НА ОСНОВЕ ДАННЫХ О РАСПРЕДЕЛЕНИИ В НИХ ЕРЭ И ИХ СУММАРНОЙ РАДИОАКТИВНОСТИ

Анализ характера распределения ЕРЭ и суммарной радиоактивности различных литотипов, выделенных первоначально на основе литолого-минералогических исследований в составе каждой из 8 зон и описанных в работе [8], показал, что они могут быть диагностированы также и на основе данных гамма-спектрометрических исследований.

В составе зоны Бж<sub>1</sub> и подзоны Бж<sub>1,1</sub> выделен один литотип, представленный глинистыми силицитами, которые имеют довольно близкие параметры радиоактивных свойств (табл. 1 и 2). Основные отличия между этими зонами заключаются в более высокой общей радиоактивности пород, слагающих подзону Бж<sub>1,1</sub>, что обусловлено самым высоким содержанием в ее составе керогена и глинистых минералов, а также снижением концентрации пирита [8]. Однако относительное содержание U или его вклад в радиоактивность ниже, чем в зоне Бж<sub>1</sub>. Кроме того, в ней больше вклад в суммарную радиоактивность Th, поэтому Th/U отношение в этой подзоне выше, чем в перекрывающих ее осадках зоны Бж<sub>1</sub> (табл. 2). ППП в составе этих осадков нет.

Зона Бж<sub>2</sub> сложена двумя основными разновидностями пород – мергелями и известняками, которые по своим физико-химическим свойствам (прочные, но хрупкие и к тому же легко растворимые) относятся к ППП. Оба литотипа достаточно надежно отделяются пониженными значениями величины суммарной радиоактивности от более глинистых литотипов подстилающих и перекрывающих их. Снижение суммарной радиоактивности объясняется уменьшением концентрации в них ЕРЭ. Мергели и известняки различаются между собой как по величине суммарной радиоактивности, так и по концентрациям в них ЕРЭ (табл. 2).

В составе зоны Бж<sub>3</sub> выделены три основных литотипа – кремнистые глины, карбонатно-глинистые силициты и глинисто-кремнистые мергели (табл. 2). Последние два относятся к ППП. Кремнистые глины надежно отличаются от силицитов и мергелей по всем радиоактивным характеристикам, а именно, повышенной суммарной радиоактивностью, обусловленной значительными концентрациями ЕРЭ, особенно U и Th. Силициты и мергели имеют довольно близкие значения суммарной радиоактивности, однако разли-



**Таблица 2.** Усредненные характеристики радиоактивных свойств верхнеюрских пород различных литологических типов центральной части Красноленинского свода

Зона, литотип (кол-во обр.)	Суммарная радиоактивность, (г-эквRa/g) × 10 <sup>-12</sup>	Содержание радиоактивных элементов			Вклад в суммарную радиоактивность, %			Отношение Th/U
		K, %	U, ppm	Th, ppm	K	U	Th	
Бж <sub>1</sub> , гл. силицит (9)	<u>5.66–27.37</u> 15.07	<u>1.02–1.37</u> 1.14	<u>13.3–78.3</u> 41.6	<u>2.2–7.8</u> 5.4	<u>2.2–10.7</u> 4.9	<u>77.4–94.3</u> 89	<u>2.0–11.9</u> 6.1	<u>0.05–0.36</u> 0.16
Бж <sub>1,1</sub> , гл. силицит (2)	<u>10.14–25.00</u> 17.57	<u>1.30–1.85</u> 1.58	<u>23.1–70.8</u> 47.0	<u>7.0–11.0</u> 9.0	<u>2.8–9.5</u> 6.1	<u>75.3–93.4</u> 84.4	<u>3.8–15.2</u> 9.5	<u>0.10–0.47</u> 0.29
Бж <sub>2</sub> , мергель (2)*	<u>5.07–13.43</u> 9.25	<u>0.70–1.11</u> 0.91	<u>13.0–36.3</u> 24.6	<u>3.1–4.9</u> 4.0	<u>4.3–7.2</u> 5.8	<u>84.3–90.5</u> 87.4	<u>5.2–8.5</u> 6.8	<u>0.14–0.24</u> 0.19
Известняк (4)*	<u>0.92–6.94</u> 3.24	<u>0.15–0.42</u> 0.24	<u>2.4–19.4</u> 8.3	<u>0.1–2.3</u> 0.6	<u>3.2–10.9</u> 7	<u>80.5–92.3</u> 87.6	<u>2.1–10.0</u> 5.4	<u>0.01–0.12</u> 0.05
Бж <sub>3</sub> , кремн. глина (24)	<u>9.04–17.32</u> 12.7	<u>0.66–1.66</u> 1.08	<u>22.7–50.5</u> 34.9	<u>0.5–9.6</u> 4.3	<u>2.0–6.5</u> 4.7	<u>79.3–96.0</u> 90.3	<u>2.0–14.2</u> 5	<u>0.04–0.42</u> 0.14
Карб.-гл. силицит (6)*	<u>3.98–9.40</u> 7.8	<u>0.34–1.15</u> 0.75	<u>10.0–29.4</u> 21.8	<u>0.9–4.1</u> 2.7	<u>1.9–9.9</u> 5.7	<u>82.5–96.7</u> 89.1	<u>1.4–7.6</u> 5.2	<u>0.03–0.22</u> 0.14
Гл.-кремн. мергель (3)*	<u>4.87–9.98</u> 8.15	<u>0.21–0.64</u> 0.4	<u>14.1–29.0</u> 23.6	<u>0.2–2.8</u> 1.3	<u>1.2–3.8</u> 2.8	<u>94.7–95.6</u> 95.3	<u>0.6–4.1</u> 1.9	<u>0.01–0.10</u> 0.04
Аб <sub>1</sub> , кремн. глина (10)	<u>2.52–5.62</u> 4.67	<u>1.14–2.33</u> 1.63	<u>1.4–12.6</u> 8.9	<u>3.2–6.8</u> 5.1	<u>13.9–48.0</u> 24	<u>18.1–73.8</u> 55.9	<u>11.0–33.9</u> 20.1	<u>0.35–4.43</u> 1.11
Карб.-гл. силицит (5)*	<u>1.18–4.42</u> 2.85	<u>0.74–1.55</u> 1.22	<u>2.0–8.0</u> 5.0	<u>0.3–7.5</u> 4.0	<u>11.8–48.0</u> 25.2	<u>45.1–70.4</u> 57.4	<u>4.0–26.5</u> 17.4	<u>0.16–1.38</u> 0.74
Мергель (1)*	2.4	0.67	5.8	1.0	14.6	79.4	6	0.18
Аб <sub>2</sub> , гл. силицит (6)*	<u>1.58–3.20</u> 2.73	<u>0.99–1.76</u> 1.42	<u>2.2–5.5</u> 4.0	<u>2.4–6.6</u> 4.9	<u>23.1–33.3</u> 27.7	<u>39.4–56.5</u> 47.3	<u>20.4–30.6</u> 25	<u>0.85–1.69</u> 1.29
Кремн. глина (5)	<u>3.16–4.29</u> 3.58	<u>1.33–2.90</u> 2.31	<u>2.0–5.5</u> 3.9	<u>6.4–9.0</u> 7.9	<u>20.5–41.6</u> 33.7	<u>21.2–53.3</u> 35.1	<u>26.2–40.0</u> 31.2	<u>1.16–4.45</u> 2.45
Кремн.-гл. мергель (2)*	<u>1.61–1.88</u> 1.75	<u>1.08–1.53</u> 1.31	<u>1.5–1.8</u> 1.7	<u>3.2–4.2</u> 3.7	<u>34.9–42.5</u> 38.7	<u>26.5–36.9</u> 31.7	<u>28.2–31.0</u> 29.6	<u>1.79–2.77</u> 2.28
Известняк (1)*	0.78	0.66	0.3	2.5	44	11.4	44.6	9.15
Аб <sub>3</sub> , гл. силицит (7)*	<u>2.02–3.85</u> 2.87	<u>0.83–1.49</u> 1.21	<u>2.3–5.7</u> 3.7	<u>3.8–6.2</u> 5.4	<u>24.8–37.7</u> 32.6	<u>33.1–55.9</u> 42.2	<u>19.3–29.0</u> 25.2	<u>0.75–1.91</u> 1.35
Кремн. и алевр. глины (19)	<u>2.63–4.91</u> 3.83	<u>1.33–3.32</u> 2.54	<u>1.9–5.9</u> 4.1	<u>3.7–11.9</u> 7.0	<u>30.0–54.5</u> 39.2	<u>18.2–51.4</u> 34.4	<u>17.2–42.0</u> 26.4	<u>0.80–4.70</u> 2.04
Мергель (3)	<u>1.37–2.29</u> 1.98	<u>0.35–1.29</u> 1.0	<u>2.2–2.9</u> 2.6	<u>2.3–5.4</u> 4.1	<u>19.7–30.6</u> 26.5	<u>37.6–54.1</u> 44.4	<u>26.2–33.1</u> 29.1	<u>1.05–2.07</u> 1.57
Известняк (1)*	0.67	0.5	1.1	0.3	38.8	54.2	7	0.3
Известняк (1)**	3.6	0.56	8.9	2.7	8.2	81.4	10.4	0.3
Аб <sub>4</sub> , алевр. глина (16)	<u>2.58–4.80</u> 3.16	<u>1.14–3.01</u> 2.28	<u>1.4–6.0</u> 3.0	<u>1.6–9.6</u> 6.6	<u>26.6–51.3</u> 40	<u>16.8–50.4</u> 30.3	<u>7.5–41.0</u> 29.7	<u>0.35–5.80</u> 2.8



Таблица 2. Окончание

Зона, литотип (кол-во обр.)	Суммарная радиоактивность, (г-эквKа/г) × 10 <sup>-12</sup>	Содержание радиоактивных элементов			Вклад в суммарную радиоактивность, %			Отношение Th/U
		K, %	U, ppm	Th, ppm	K	U	Th	
Мергель (3)*	<u>1.15–1.59</u> 1.3	<u>0.70–0.81</u> 0.75	<u>0.9–2.8</u> 1.7	<u>1.8–3.7</u> 2.4	<u>26.6–33.6</u> 30.5	<u>24.7–57.5</u> 42.2	<u>15.9–44.0</u> 27.3	<u>0.65–1.18</u> 1
Известняк (4)*	<u>0.39–0.82</u> 0.64	<u>0.28–0.63</u> 0.49	<u>0.4–0.8</u> 0.7	<u>0.02–1.9</u> 1.2	<u>36.7–44.1</u> 39.7	<u>19.2–61.2</u> 37.6	<u>0.8–36.7</u> 22.7	<u>0.30–4.60</u> 2.14
Аб <sub>5</sub> , алевр. глина (25)	<u>2.05–6.60</u> 3.01	<u>1.20–2.59</u> 1.88	<u>0.5–8.0</u> 2.7	<u>4.1–18.7</u> 8.2	<u>20.5–45.8</u> 34	<u>6.8–44.8</u> 28.7	<u>27.3–50.0</u> 37.3	<u>1.35–16.67</u> 3.62
Мергель (3)*	<u>0.74–2.53</u> 1.71	<u>0.56–0.93</u> 0.77	<u>1.0–2.1</u> 1.6	<u>0.9–10.0</u> 5.7	<u>17.0–39.1</u> 27.3	<u>27.7–44.4</u> 33.3	<u>16.5–55.2</u> 39.4	<u>0.88–4.69</u> 3.18
Гл. извест- няк (2)*	<u>0.76–0.82</u> 0.79	<u>0.42–0.50</u> 0.62	<u>0.9–1.1</u> 1.0	<u>1.0–2.2</u> 1.6	<u>26.8–34.2</u> 30.5	<u>35.8–48.2</u> 42.0	<u>17.6–37.4</u> 27.5	<u>0.86–2.50</u> 1.68

Сокращения. Здесь и в табл. 3 алевр. – алевритистый; гл. – глинистый; кремн. – кремнистый; карб. – карбонатный. \* ППП; \*\* образец обогащен U, Th содержащими аксессуарными минералами.

чаются по содержанию отдельных ЕРЭ. Так, в силицитах заметно больше K и Th по сравнению с мергелями (табл. 2). Мергели, напротив, содержат немного больше U. Перечисленные различия особенно заметны при сопоставлении относительных вкладов ЕРЭ в суммарную радиоактивность и, соответственно, величинам Th/U отношений.

Зона Аб<sub>1</sub> сложена породами тех же основных литотипов, что и зона Бж<sub>3</sub>. Однако, они резко отличаются более низкими концентрациями ЕРЭ и величинами суммарной радиоактивности (табл. 2). В зоне Аб<sub>1</sub>, как и в зоне Бж<sub>3</sub>, наиболее высокую радиоактивность и концентрации ЕРЭ имеют кремнистые глины. Силициты и мергели имеют близкие значения суммарной радиоактивности. Однако, содержание K и, особенно, Th в силицитах значительно выше, а U ниже, чем в мергелях. Поэтому рассматриваемые литотипы резко отличаются друг от друга относительным вкладом ЕРЭ в суммарную радиоактивность, а также величинами Th/U отношения (табл. 2).

В составе зоны Аб<sub>2</sub> выделяются те же три литотипа и известняк, который также как силициты и мергели относится к ППП. От аналогичных литотипов зоны Аб<sub>1</sub> рассматриваемые породы отличаются более низкими значениями суммарной радиоактивности и концентраций ЕРЭ (табл. 2). Кремнистые глины надежно отличаются от более кремнистых и карбонатных литотипов высокими значениями суммарной радиоактивности, обусловленной повышенными концентрациями ЕРЭ. Силициты также достаточно хорошо отли-

чаются от карбонатных литотипов более высокой радиоактивностью и содержанием в них ЕРЭ, особенно Th (табл. 2). Известняк характеризуется минимальным содержанием ЕРЭ и, соответственно, самой низкой величиной радиоактивности. В нем установлены крайне низкие концентрации U, из-за чего Th/U отношение резко повышается до 9.15 (табл. 2).

Зона Аб<sub>3</sub> сложена теми же литотипами, что и предыдущая. Значения и закономерности изменения их радиоактивности и содержаний ЕРЭ такие же, как в Аб<sub>2</sub>. Необходимо отметить, что наряду с кремнистыми глинами, встречающимися в верхах зоны, в ее средней и нижней частях наблюдается исчезновение в ее составе аутигенного (био-генного) кремнезема, место которого постепенно занимает обломочный кварц и в меньшей степени зерна полевых шпатов алевритовой размерности. Второе отличие зоны Аб<sub>3</sub> от Аб<sub>2</sub> заключается в том, что: входящие в ее состав известняки, несмотря на минимальную относительно других литотипов радиоактивность, относительно обогащены U, и потому имеют самые низкие значения Th/U отношения (табл. 2).

В зоне Аб<sub>4</sub> выделяются три литотипа – алевритистые глины, мергели и известняки, из которых к ППП относятся последние два. Кремнистые разновидности здесь и ниже по разрезу уже не встречаются. Все выделенные литотипы контрастно различаются по суммарной радиоактивности и содержаниям в них ЕРЭ (табл. 2).



Зона  $Ab_5$ , самая нижняя в рассматриваемом разрезе, сложена теми же тремя литотипами. Как и в предыдущей зоне, они легко отличаются по суммарной радиоактивности и содержаниям ЕРЭ (табл. 2). Относительное обогащение карбонатных литотипов почти всех зон ураном, обуславливает более низкие  $Th/U$  отношения в них, чем в глинах. Исключение из этого, как показано выше, составляет только известняк зоны  $Ab_2$ .

Таким образом, используя данные о содержаниях ЕРЭ в верхнеюрских отложениях и их суммарной радиоактивности, можно достаточно надежно диагностировать не только зоны, выделяемые в их составе, но и основные литотипы, слагающие их, а среди последних, и ППП.

#### ОЦЕНКА ВОЗМОЖНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ КОНЦЕНТРАЦИИ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ И КЕРОГЕНА В ВЕРХНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ НА ОСНОВЕ ДАННЫХ О СОДЕРЖАНИИ В НИХ ЕРЭ

Для оценки содержания глинистых минералов в осадочных отложениях по данным скважинной гамма-спектрометрии, обычно используют их связь с концентрацией тория [10]. Анализ связи содержания  $Th$  – сумма глинистых минералов для общей совокупности пород всего верхнеюрского разреза показал, что между этими параметрами связь весьма слабая ( $R^2 = 0.4632$ ). Однако, разбиение общей совокупности на несколько частных (для разных зон) выборок и исследование корреляционных связей в них выявило существенные различия зон по силе связей (рис. 3). Высокой степенью корреляции ( $R^2 = 0.7923$ ) характеризуется связь  $Th$  с глинистыми минералами в отложениях зон  $Bж_1$ – $Bж_2$  (рис. 3а). Напротив, в отложениях зоны  $Bж_3$  связь между этими параметрами практически отсутствует (рис. 3б). В пределах зон  $Ab_1$  и  $Ab_5$  установлены связи с низкими коэффициентами корреляции (рис. 3в, 3е). Связи между  $Th$  и глинами, полученные для выборок образцов, отобранных в пределах зон  $Ab_{2-3}$  и  $Ab_4$  характеризуются высокими коэффициентами корреляции (рис. 3г, 3д).

С целью сравнения полученных для различных зон зависимостей линии регрессии содержания  $Th$  и суммы глинистых минералов сведены на один график (рис. 3ж). Их сопоставление показало, что наибольшие относительные концентрации  $Th$ , связанные с глинистыми минералами, отмечаются в зонах  $Bж_1$ – $Bж_2$  и  $Ab_2$ – $Ab_3$ , а минимальные – в зонах  $Bж_3$  и  $Ab_5$ . Полученные данные свидетельствуют о том, что зависимости  $Th$ –сумма глинистых минералов для разных зон верхнеюрских отложений существенно отличаются и корреляция для половины из них незначима. Поэтому определение содержания глинистых минералов в верхнеюрских отложениях по данным о концентрациях  $Th$ , полученным на ос-

нове скважинной гамма-спектрометрии, будут иметь значительную погрешность.

Анализ минералогического состава верхнеюрских отложений, результаты которого приведены в работе [8], показал, что среди минералов, входящих в их состав, калийсодержащими являются только глинистые минералы, так как калиевые полевые шпаты, содержащие обычно основную часть  $K$  в осадочных породах, здесь полностью отсутствуют. Исходя из этого факта, можно предположить, что связь  $K$ –сумма глинистых минералов должна иметь более высокую степень корреляции, чем рассмотренная выше связь между  $Th$  и глинистыми минералами.

Действительно, анализ построенных зависимостей содержание  $K$ –сумма глинистых минералов для тех же зон верхнеюрских отложений показал, что сила корреляционных связей между этими параметрами гораздо выше, чем между  $Th$  и глинистыми минералами (рис. 3 и 4). Величины коэффициентов корреляции для всех зон являются значимыми. Наиболее сильные связи между содержаниями  $K$  и глинистыми минералами отмечаются для отложений верхней части баженовской свиты (зона  $Bж_1$ ) и средней части абалакской свиты (зоны  $Ab_2$ – $Ab_4$ ) (рис. 4а, 4г, 4д).

Для сопоставления все полученные для выделенных зон линии регрессии содержания  $K$  и суммы глинистых минералов нанесены на одну диаграмму (рис. 4ж). Из нее видно, что наибольшая относительная концентрация  $K$  фиксируется в глинистых минералах, входящих в состав зон  $Ab_2$ – $Ab_3$ , а минимальная – в составе глин из зон  $Ab_5$  и  $Bж_3$ .

Полученные факты свидетельствуют, что для определения содержания глинистых минералов в составе верхнеюрских отложений лучше использовать полученные для каждой из зон зависимости между ними и  $K$ , а не  $Th$ . Поэтому на основе данных скважинной гамма-спектрометрии можно с достаточно высокой степенью точности прогнозировать содержания глинистых минералов в отложениях баженовской и абалакской свит, используя для этого полученные зависимости их содержания от концентраций  $K$  (рис. 4).

Выше было отмечено, что закономерности распределения  $V$  в верхнеюрских отложениях представляют интерес по двум основным причинам: во-первых, из-за его влияния на показания некоторых разновидностей нейтронных геофизических методов, используемых для оценки содержания в породах водорода и, во-вторых, для палеогеографической реконструкции условий образования отложений.

Известна связь  $V$  с содержанием в породах глинистых минералов [16–19]. Выше было доказано наличие зависимости между концентрациями в верхнеюрских отложениях  $K$  и содержаниями глинистых минералов. Поэтому можно предположить, что также должна существовать связь между  $V$  и  $K$ .



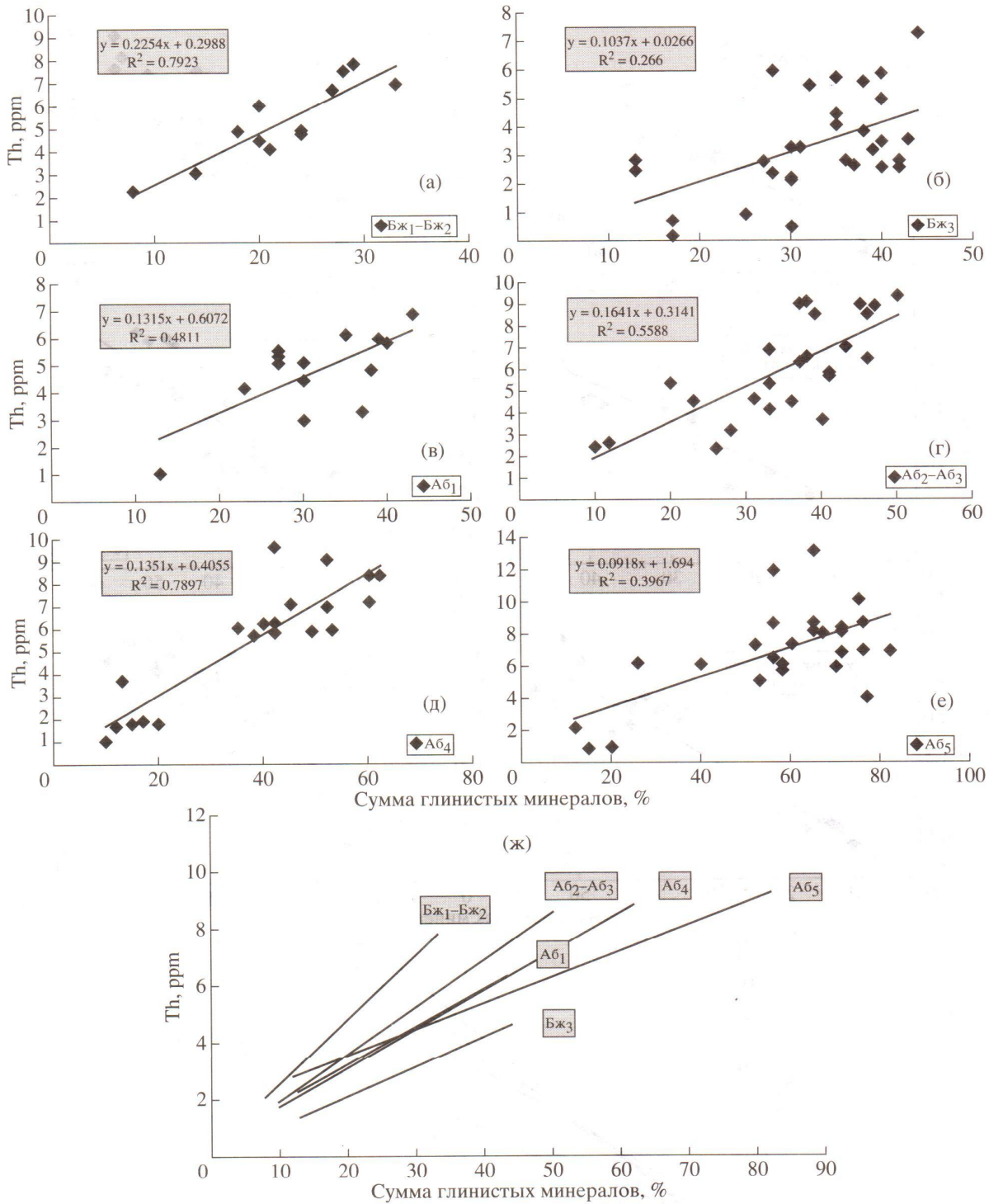


Рис. 3. Зависимости концентраций Th от суммарного содержания глинистых минералов в различных зонах верхнеюрских отложений центральной части Красноленинского свода.

Анализ зависимостей между содержаниями К и В в верхнеюрских отложениях подтверждает это (рис. 5). Однако для большинства зон эти связи слабые с низкими коэффициентами корреля-

ции (рис. 5б–5г, 5е, 5ж). Лишь в отложениях верхней и средней части баженовской свиты (зоны Бж<sub>1</sub>–Бж<sub>2</sub>), а также средней части абалакской свиты (зона Аб<sub>3</sub>) связи между В и К значимы (рис. 5а, 5д).



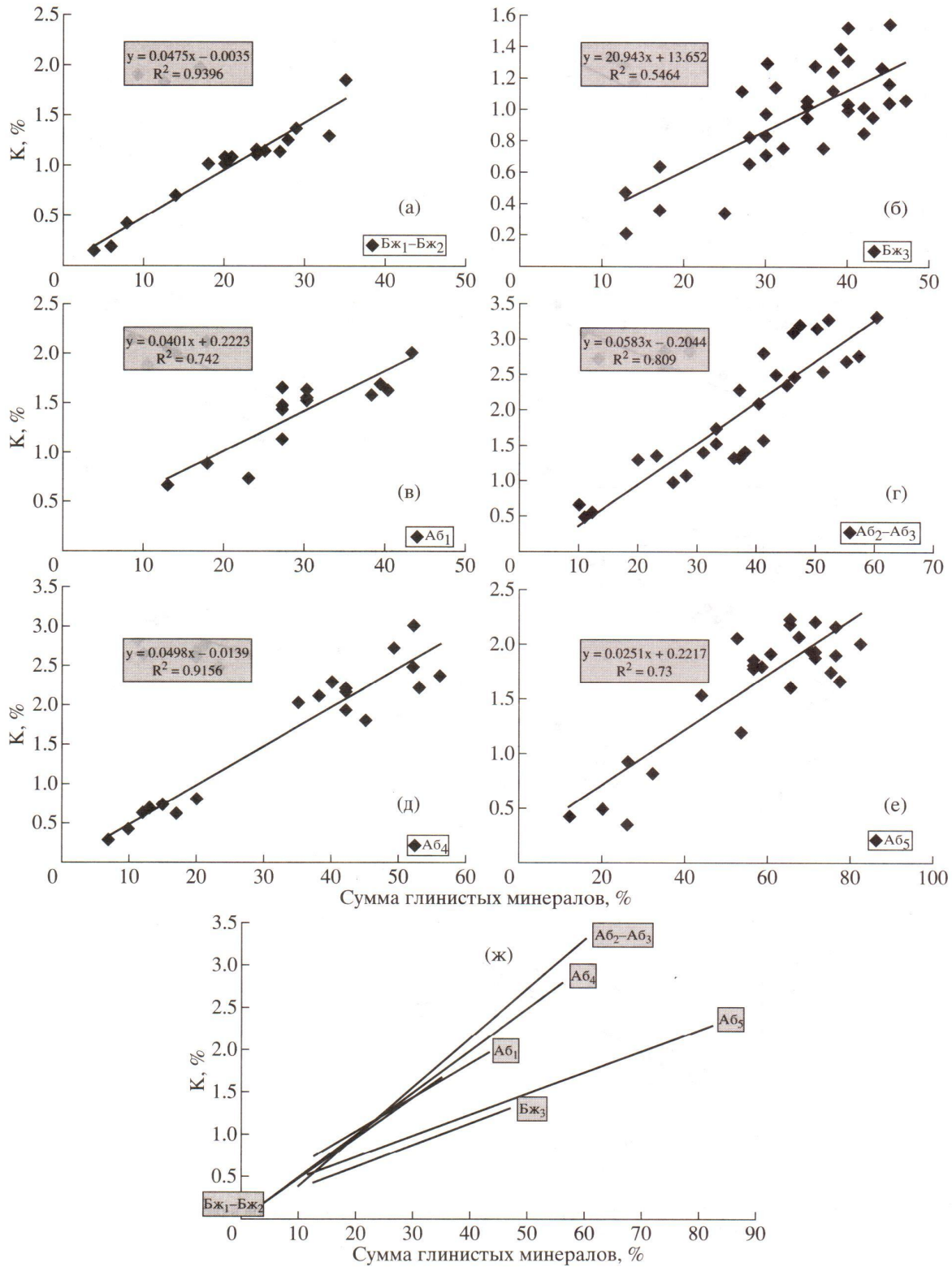


Рис. 4. Зависимости концентраций К от суммарного содержания глинистых минералов в различных зонах верхнеюрских отложений центральной части Красноленинского свода.



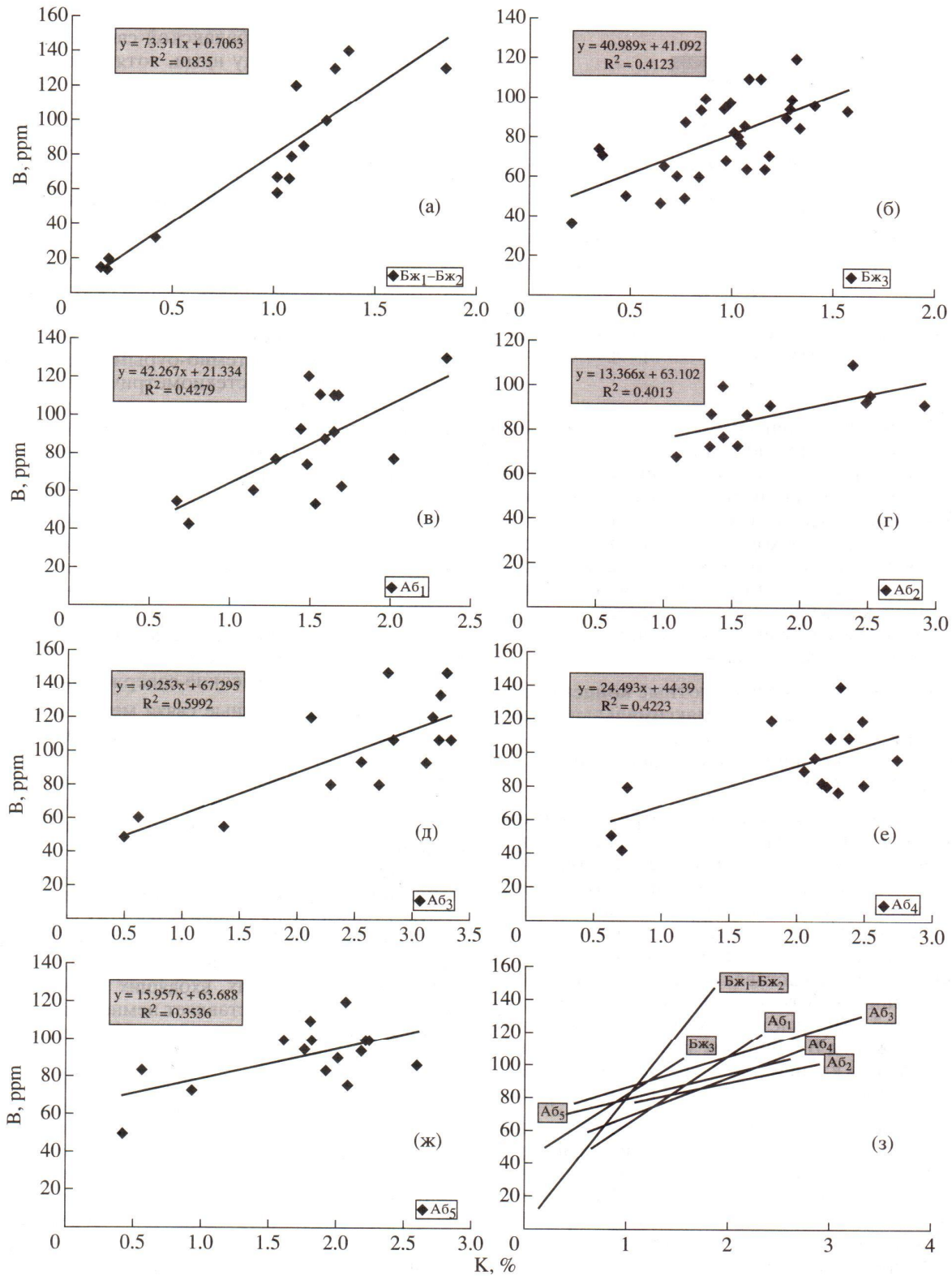


Рис. 5. Зависимости концентраций В от содержания К в различных зонах верхнеюрских отложений Красноленинского свода.



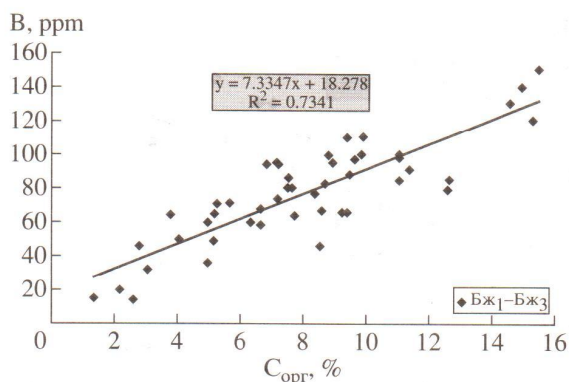


Рис. 6. Зависимость концентраций В от содержания  $C_{\text{орг}}$  в породах баженовской свиты Красноленинского свода

На обобщающей диаграмме, где сведены линии регрессии В–К, хорошо видно, что наиболее высокие относительные концентрации В с калийсодержащими минералами фиксируются в отложениях баженовской свиты, особенно в зонах Бж<sub>1</sub>–Бж<sub>2</sub>, а затем по мере перехода от зоны к зоне в разрезе сверху вниз, наблюдается постепенное выполаживание линий регрессии и отмечается тенденция к снижению коэффициентов корреляции (рис. 5з). Исключением из этой закономерности является линия регрессии для зоны Аб<sub>2</sub>.

Наиболее высокие абсолютные концентрации В отмечаются в породах с максимальным содержанием К (зоны Аб<sub>3</sub>–Аб<sub>4</sub>) (рис. 5д, 5е и табл. 1), что обусловлено наибольшим содержанием в них гидрослюд и ССО.

На приведенных диаграммах, отражающих связи между В и К в зонах Бж<sub>1</sub>–Бж<sub>2</sub> исключены пробы с низким содержанием К и очень высоким – В, которые представлены образцами, обогащенными керогеном ( $C_{\text{орг}}$  в них 15–29%), а из диаграммы для зон Аб<sub>3</sub>–Аб<sub>5</sub> исключены образцы карбонатных пород с очень высокими концентрациями В и низкими – К, представленные сидеритолитами, так как они явно отклоняются от полученных зависимостей. Это дает основание предполагать, что содержания В в породах зависят не только от концентрации калийсодержащих глинистых минералов, но также и от содержания  $C_{\text{орг}}$  и сидерита.

Чтобы проверить эти предположения, изучены зависимости содержаний В от концентраций  $C_{\text{орг}}$  и сидерита. Анализ полученных данных показал, что положительная связь между  $C_{\text{орг}}$  и В существует только в отложениях баженовской свиты (рис. 6), в которых, как показано выше, полностью отсутствует сидерит. Полученные данные свидетельствуют о том, что в битуминозных отложениях баженовской свиты В в заметном количестве накапливался не только глинистыми минералами (в первую очередь калийсодержащими), но и керогеном.

Корреляционный анализ содержаний В и сидерита в отложениях абалакской свиты не выявил значимой связи между ними, хотя сидеритолиты namного (в среднем в 3–5 раз) богаче В, чем известняки. Анализ литературных данных [23] показал, что В может сорбироваться пленками гидроокислов. Поэтому можно предположить, что сидеритолиты имеют повышенные концентрации В вследствие его сорбции тонкими пленками гидроокислов железа, покрывающих отдельные микрочастицы или кристаллы сидерита, из которых состоят сидеритолиты. Наличие этих пленок косвенно подтверждается данными химических анализов сидеритолитов – в них содержится от 2 до 7% “избыточного” по отношению к  $\text{CO}_3$  железа (в форме  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), а также их темно-бурым до коричневого цветом (агрегаты стехиометричного сидерита имеют серую, иногда с желтоватым или зеленоватым оттенком, окраску). Микроскопические исследования петрографических шлифов сидеритолитов подтверждают наличие таких пленок. Отсутствие зависимости между концентрациями В и сидерита в отложениях абалакской свиты, скорее всего, объясняется тем, что основным породообразующим компонентом в них, помимо сидерита, являются глинистые минералы, в которых активно концентрируется В. Поэтому, независимо от концентрации сидерита в породах, присутствие глинистых минералов всегда обеспечивает достаточно высокие содержания В в них.

Используя полученные связи между К и В для отложений средней и нижней частей абалакской свиты (зоны Аб<sub>3</sub>–Аб<sub>5</sub>) можно приблизительно оценить долю В, не связанного с глинистыми минералами, а, вероятно, входящего тем или иным образом в состав пленок гидроокислов железа (а также в лейкоксен?). Для этого достаточно принять концентрацию К, равной нулю. Тогда по полученным уравнениям регрессий искомое значение В будет равно коэффициенту  $b$  в этих уравнениях (рис. 5д–5ж). Самое высокое содержание В, не связанного с К, а значит с глинистыми минералами, отмечается в отложениях, входящих в состав зоны Аб<sub>5</sub> – 63.7 ppm, что составляет немногим более половины максимальной концентрации В, определенной в отложениях этой зоны (рис. 5ж).

На основе полученных данных о связях В с К (глинистыми минералами),  $C_{\text{орг}}$  и гидроокислами железа (присутствующих, главным образом, в виде пленок на поверхности микрочастиц сидерита), можно заключить, что основными концентраторами В в верхнеюрских отложениях являются глинистые минералы (особенно калийсодержащие), пленки гидроокислов железа (связанные с сидеритом и лейкоксеном?), а также кероген. Поэтому на основе данных скважинной гамма-спектрометрии, используя полученные связи между К и В, достаточно надежно можно прогнозировать содержание В только в отложениях верхней и средней час-



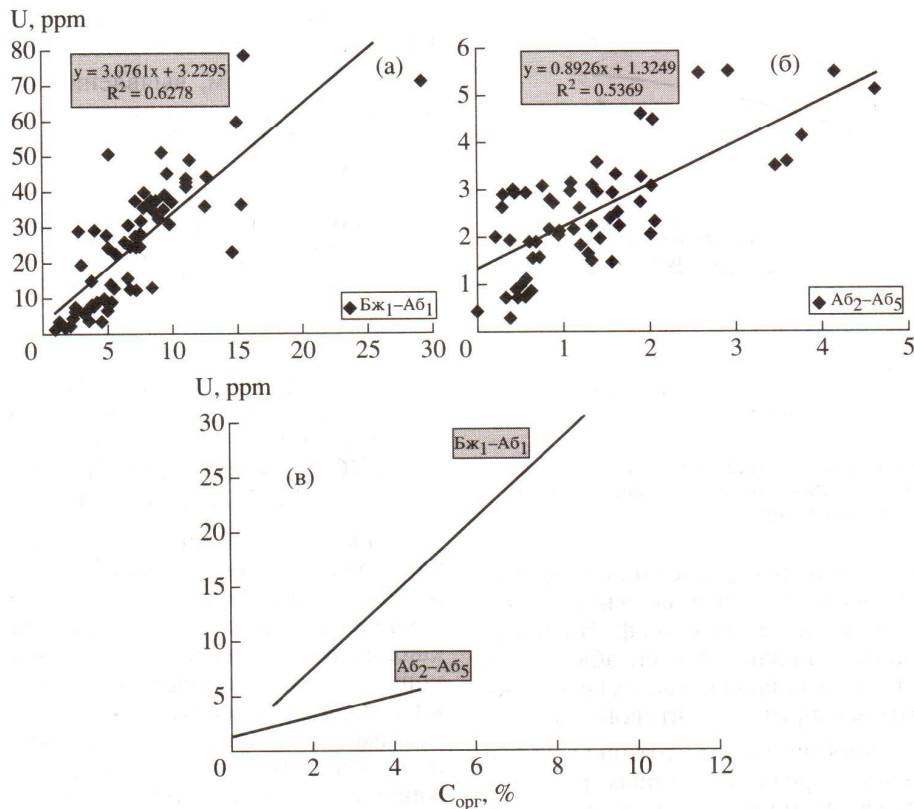


Рис. 7. Зависимости концентраций U от содержания  $C_{орг}$  в породах баженовской и верхней части абалакской свит (а), средней и нижней части абалакской свиты (б) Красноленинского свода и сопоставление линий регрессии  $U-C_{орг}$  (в).

тей отложений баженовской (зоны Бж<sub>1</sub>–Бж<sub>2</sub>) и средней части абалакской (зона Аб<sub>3</sub>) свит.

Фундаментальной для U считается его связь с органическим веществом [10–15]. Действительно, и в верхнеюрских отложениях центральной части Красноленинского свода наблюдается устойчивая прямо пропорциональная линейная зависимость между концентрацией U и содержанием в них  $C_{орг}$ . Причем как и в выше рассмотренных зависимостях, наиболее высокие коэффициенты корреляции  $U-C_{орг}$  связи характерны для отдельных зон, а не для всей верхнеюрской толщи в целом (рис. 7). Повышенные концентрации U, связанные с  $C_{орг}$  установлены в отложениях баженовской и верхней части абалакской свит (зоны Бж<sub>1</sub>–Бж<sub>2</sub> и Аб<sub>1</sub>) (рис. 7а). Для отложений средней и нижней частей абалакской свиты (зоны Аб<sub>2</sub>–Аб<sub>5</sub>) характерны пониженные содержания  $C_{орг}$  и, соответственно, U (рис. 7б), а линия регрессии  $U-C_{орг}$  располагается более полого (рис. 7в).

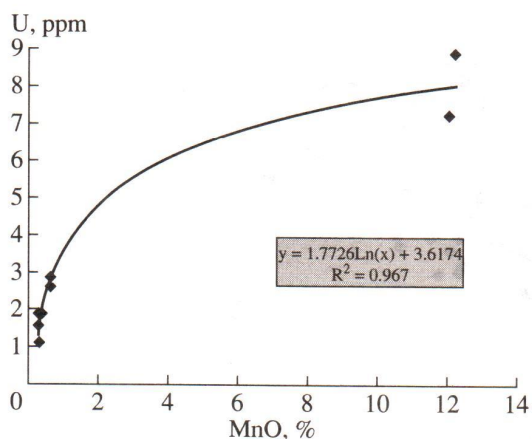
Относительно невысокие значения коэффициентов корреляции между U и  $C_{орг}$  объясняются тем, что по данным радиографии U в верхнеюрских отложениях связан не только с керогеном, но также и с фосфатами (главным образом, с ихтиодетритом [13]), а также с аксессуарными мине-

ралами (цирконом, монацитом, ксенотимом и др.). В последнем случае, как правило, наряду с ростом концентраций U отмечается также увеличение содержаний Th.

Различия в градиентах изменения содержаний U относительно  $C_{орг}$  и, соответственно, в углах наклона линий регрессии для различных зон, скорее всего, объясняются отличиями в геохимической обстановке, существовавшей во время отложения и диагенеза осадков баженовской и абалакской свиты и величиной окислительно-восстановительного потенциала, от которого, как известно, зависит миграционная активность U [10–15]. В условиях пиритовой фации (при прочих равных условиях) вследствие ее более высокого восстановительного потенциала, чем у хлорит-сидеритовой, осуществлялось более полное осаждение растворенного в наддонной воде шестивалентного U вследствие его восстановления до четырехвалентной (слаборастворимой) формы.

Несмотря на относительно невысокие коэффициенты корреляции, связи U с  $C_{орг}$  являются значимыми и на их основе по данным скважинной гамма-спектрометрии можно прогнозировать содержание керогена в верхнеюрских отложениях, причем для этого следует использовать две полу-





**Рис. 8.** Зависимость концентрации U от содержания MnO в карбонатных литотипах, в составе которых присутствует манганокальцит.

ченные зависимости: одну – для осадков баженовской и верхней части абалакской свиты (зоны Бж<sub>1</sub>–Аб<sub>1</sub>), относящихся к пиритовой фации и вторую – для средней и нижней частей абалакской свиты (зоны Аб<sub>2</sub>–Аб<sub>5</sub>), принадлежащих (за исключением зоны Аб<sub>2</sub>) к хлорит-сидеритовой фации.

Известно, что карбонатные литотипы выделяются в осадочных разрезах по данным радиоактивных геофизических методов пониженной суммарной радиоактивностью, что объясняется низким содержанием в них радиоактивных элементов, о чем уже говорилось выше. Однако в отложениях верхней части абалакской свиты были обнаружены образцы карбонатных пород с повышенной концентрацией U (табл. 2). Их исследования с использованием комплекса физических и химических методов, включающих оптическую и электронную микроскопию, рентгено-структурный и атомно-абсорбционный анализы, 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 следовых концентрациях (последний).

Сопоставление между собой содержания Mn и концентрации U в этих образцах позволило обнаружить надежную положительную связь между этими элементами (рис. 8). Детальные исследования с помощью оптической и электронной микроскопии позволили установить наличие на поверхности микрозерен манганокальцита тонких пленок MnO, которые придают этим образцам темно-серый цвет. Можно предположить, что обогащение манганокальцита ураном происходит благодаря восстановительным свойствам двуокиси марганца [24], слагающей эти пленки, по известной схеме, когда U<sup>6+</sup>, находящийся в растворенном состоянии в наддонном слое воды, восстанавливаясь,

в данном случае за счет окисления Mn<sup>2+</sup>, переходит в слабо растворимые соединения U<sup>4+</sup> [3, 13–15].

Таким образом, выявление по данным скважинной гамма-спектрометрии известняков с повышенной радиоактивностью урановой природы может свидетельствовать о том, что в их состав входит манганокальцит или родохрозит. Однако в трещиноватых карбонатных породах возможно также присутствие урансодержащих метаморфизованных битумоидов, которые могут обладать повышенной ураноносностью [12].

### ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ ВЕРХНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ В НИХ ЕРЭ И В

Существуют различные точки зрения относительно условий образования верхнеюрских отложений в пределах Западно-Сибирской плиты. Большинство исследователей считает, что они накапливались в постепенно погружавшемся эпиконтинентальном морском бассейне, причем осадки баженовской свиты отлагались в момент его максимального по амплитуде прогибания, на фоне почти полной пенепленизации рельефа окружавшей его суши, что приводило к некомпенсированному осадконакоплению в этом бассейне [1–5, 25, 26].

Однако полученные нами и представленные выше данные могут показывать скорее на более мелководные условия накопления этих отложений. Рассмотрим этот вопрос более подробно.

Для реконструкции палеогеографических условий накопления верхнеюрских осадков абсолютные содержания В в породах пересчитаны в относительные – на глинистые минералы, условно принимая, что породы состоят на 100% из глины, так как выше было показано, что именно они (наряду с керогеном и сидеритом) являются основными концентраторами В. При пересчете содержаний В в породах зон Бж<sub>1</sub>–Бж<sub>3</sub> на глинистую основу, вычиталась доля бора, связанного с керогеном. Для этого допускалось, что В концентрируется в керогене примерно в том же количестве на единицу массы, что и в глинистых минералах. Долю В, связанную в сидеритолитах с гидроокислами железа, оценить не удалось. В результате этого его относительная концентрация в сидеритолитах явно завышена.

Данные по содержаниям В в различных литотипах сведены в табл. 3. Ее анализ показывает, что самые низкие относительные концентрации В характерны для глинистых литотипов. Содержания В в кремнистых литотипах немного выше, а максимальные относительные концентрации В установлены в карбонатных типах пород.



**Таблица 3.** Вариации содержаний бора в различных литологических типах пород верхнеюрских отложений центральной части Красноленинского свода

Зона, литотип (кол-во обр.)	Содержание В, ppm		Зона, литотип (кол-во обр.)	Содержание В, ppm	
	в породе	в пересчете на глинистую основу		в породе	в пересчете на глинистую основу
Фр, слабоалевр. глина (4)	$\frac{76-83}{81}$	$\frac{124-165}{148}$	Гл. силицит (6)	$\frac{77-100}{90}$	$\frac{202-365}{270}$
Мергель (1)*	120	480	Кремн.-гл. мергель (2)	$\frac{68-73}{71}$	$\frac{221-243}{232}$
Бж <sub>1</sub> , гл. силицит (9)**	$\frac{46-150}{88}$	$\frac{219-556}{377}$	Известняк (1)	23	288
Бж <sub>1,1</sub> , гл. силицит (2)**	130	$\frac{371-394}{383}$	Аб <sub>3</sub> , кремн. и алевр. глины (12)	$\frac{100-160}{128}$	$\frac{185-381}{254}$
Бж <sub>2</sub> , мергель (2)**	$\frac{120-130}{125}$	$\frac{500-722}{611}$	Мергель (2)*	$\frac{81-130}{106}$	$\frac{352-520}{436}$
Известняк (4)	$\frac{14-32}{20}$	$\frac{350-475}{406}$	Известняк (2)*	$\frac{76-110}{93}$	$\frac{691-733}{712}$
Бж <sub>3</sub> , кремн. глина (23)	$\frac{49-110}{83}$	$\frac{153-327}{219}$	Аб <sub>4</sub> , алевр. глина (13)	$\frac{56-140}{97}$	$\frac{108-267}{202}$
Карб.-гл. силицит (6)	$\frac{50-95}{73}$	$\frac{200-385}{279}$	Мергель (1)*	80	444
Гл.-кремн. мергель (3)	$\frac{36-71}{51}$	$\frac{220-418}{303}$	Известняк (1)	51	300
Аб <sub>1</sub> , кремн. глина (10)	$\frac{53-130}{82}$	$\frac{159-371}{231}$	Известняк (3)*	$\frac{110-120}{117}$	$\frac{917-1571}{1203}$
Карб.-гл. силицит (5)	$\frac{42-120}{92}$	$\frac{183-533}{370}$	Аб <sub>5</sub> , алевр. глина (13)	$\frac{76-120}{89}$	$\frac{114-231}{154}$
Мергель (2)	$\frac{54-110}{82}$	$\frac{407-415}{411}$	Мергель (3)*	$\frac{73-110}{89}$	$\frac{280-494}{372}$
Аб <sub>2</sub> , кремн. глина (5)	$\frac{73-110}{90}$	$\frac{197-244}{220}$	Гл. известняк (1)*	50	510

\* Карбонатные литотипы, сложенные главным образом или полностью сидеритом.

\*\* Образцы с высоким (до 18%) и очень высоким (до 32%) содержанием керогена.

На основе литературных данных [16–19] можно допустить, что относительная концентрация В в одних и тех же литотипах различных зон зависит главным образом от палеосолёности морской воды. Поэтому можно выявить закономерности ее изменения в процессе накопления верхнеюрских отложений. В свою очередь, солёность морской воды определяется палеогеографическими условиями, существовавшими в верхнеюрское время.

Остановимся, прежде всего, на глинистых литотипах, поскольку они, во-первых, встречаются в семи из восьми выделенных зон, а, во-вторых, на содержание В в них минимальное влияние ока-

зывают другие компоненты, такие как сидерит или кероген.

Самые низкие относительные концентрации В в глинистых литотипах свидетельствуют о том, что в момент их накопления происходило достаточно активное поступление речных вод в морской бассейн, которые не только поставляли в него терригенный глинисто-алевритистый материал, но и опресняли его воды. Очевидно, что значительное влияние на солёность морских вод реки могли оказывать лишь в том случае, если объем бассейна был не очень большим. Иными словами, он должен был быть мелководным, так как известно, что площадь его распространения в



рассматриваемый период была огромной (немногом менее 1 миллиона км<sup>2</sup>).

Известно также, что увеличение интенсивности речного стока сопровождается ростом Th/U отношения в осадках [20, 21]. Поэтому логично ожидать, что понижение концентрации В в осадках должно сопровождаться увеличением величины Th/U отношения. Действительно, наблюдается достаточно устойчивая тенденция увеличения Th/U отношения по мере уменьшения относительного содержания В в глинистых минералах различных литотипов верхнеюрских отложений.

Сравнивая относительные концентрации В и Th/U отношения в глинистых литотипах, входящих в состав различных зон, можно проследить изменение палеогеографических условий их накопления. В момент накопления отложений зоны Аб<sub>3</sub>, в слагающих ее глинистых литотипах, отмечаются самые низкие в верхнеюрских осадках относительные концентрации В и, напротив, самые высокие значения Th/U отношения (табл. 2 и 3). Это свидетельствует о том, что воды трансгрессирующего морского бассейна в это время интенсивно разбавлялись речным стоком, причем высокие Th/U отношения свидетельствуют о довольно близком расположении источников сноса [11–14, 20, 21]. Постепенное увеличение относительной концентрации В и уменьшение Th/U отношения в глинистых литотипах в перекрывающих эту зону отложениях абалакской и баженовской свит свидетельствует об уменьшении объема речного стока, удалении источников терригенного материала и росте палеосолёности морских вод. Все это может объясняться значительной аридизацией палеоклимата в сочетании с мелководностью эпиконтинентального морского бассейна, существовавшего в пределах центральной части Красноленинского свода в верхнеюрское время. Мелководные, возможно близкие к лагунным, условия существовали вплоть до нижнемелового времени, когда произошло резкое погружение дна эпиконтинентального бассейна, вызвавшее, с одной стороны, поступление больших масс менее соленых морских вод, а с другой – активный привнос терригенного глинисто-алевритового материала вместе с речными водами. Действительно, относительная концентрация В в подошвенных отложениях фроловской свиты снижается до несколько меньших значений, чем в породах абалакской свиты (табл. 3). Однако довольно низкие Th/U отношения (0.89) в осадках фроловской свиты свидетельствуют о достаточно удаленном расположении источников поступавшего в них терригенного материала, чем они и отличаются от отложений подошвенной части абалакской свиты (табл. 2).

Кремнистые литотипы (силициты) имеют более высокое относительное содержание В, чем глинистые, что свидетельствует о возрастании

палеосолёности морской воды в периоды их накопления. Низкое содержание в их составе терригенного глинистого материала свидетельствует о слабой активности речного стока в это же время, что, как уже отмечалось выше, скорее всего объясняется более аридным климатом, чем в этапы накопления глинистых пород. Теплый климат и мелководные условия способствовали активной жизнедеятельности морских организмов и, как следствие, – накоплению органического и кремнистого материала биогенного происхождения, который в эти периоды очень слабо “разбавлялся” терригенной примесью.

Максимальное относительное содержание В в глинистых минералах отмечается в карбонатных литотипах – мергелях и, особенно, в известняках. Следовательно, они накапливались в условиях максимальной палеосолёности морских вод, скорее всего, в моменты наибольшей аридизации палеоклимата, причем в самых приподнятых участках морского дна (типа банок). Именно в этих условиях формировались хемогенные известняки. Об этом же свидетельствует присутствие доломита в составе известняков и мергелей.

На основе анализа результатов ГИС и, в частности, скважинной гамма-спектрометрии возможно выделить ППП в разрезах скважин, вскрывших верхнеюрские отложения. Однако эта информация носит дискретный характер и не дает представления о площадном распространении ППП, особенно в неразбуренных участках. Прогноз зон площадного распространения ППП в пределах Красноленинского свода можно попытаться осуществить на основе проведенной палеогеографической реконструкции условий накопления верхнеюрских осадков.

Кремнистые литотипы (силициты) накапливались в условиях теплого климата в мелководных лагунах различного размера, из которых состоял верхнеюрский эпиконтинентальный бассейн. Их распространение и мощность определялась биопродуктивностью микроорганизмов с кремнистым скелетом (радиолярии, диатомеи?). Поэтому можно предположить, что пласты, сложенные этим типом пород, имеют значительную протяженность и хорошую коррелируемость, обусловленную сезонной или более глобальной изменчивостью палеоклимата.

Распространение карбонатных литотипов, как было показано выше, скорее всего обусловлено морфологией поверхности дна палеобассейна. Поэтому, в отличие от кремнистых литотипов, карбонатные породы должны иметь меньшую протяженность и хуже коррелироваться в разрезах соседних скважин. Предполагается, что они будут приурочены к приподнятым участкам дна палеобассейна. Поэтому с целью прогноза зон их распространения в пределах рассматриваемой



площади можно использовать результаты палеоструктурных реконструкций на основе данных сейсморазведки.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ особенностей распределения ЕРЭ в верхнеюрских отложениях центральной части Краснотенского свода позволил произвести их стратификацию и корреляцию на основе выделения в их разрезе 8 зон, которые были установлены первоначально по данным литолого-минералогических исследований.

На основе данных о содержаниях ЕРЭ и суммарной радиоактивности в составе этих зон выделены также главные литологические типы пород, а среди них – ППП, представленные кремнистыми и карбонатными литотипами, которые надежно отличаются от остальных литотипов пониженными значениями суммарной радиоактивности, а между собой, главным образом, абсолютными значениями и величиной процентных вкладов K, U и Th в общую радиоактивность. Поэтому используя данные скважинной гамма-спектрометрии, можно выделять в составе верхнеюрских отложений не только зоны, но и отдельные литологические типы пород, входящие в их состав, а среди них – ППП, которые могут содержать углеводородные залежи во вторичных коллекторах трещинно-кавернозного типа.

Оценку емкостных свойств ППП и других литотипов предлагается осуществлять на основе нейтронных геофизических методов, позволяющих определить общее водородосодержание пород. Используя полученные связи между K и суммарным содержанием глинистых минералов, а также между U и  $C_{орг}$ , можно по данным скважинной спектрометрии оценить долю водорода, связанную с глинами и керогеном и вычитая ее из величины суммарного водородосодержания пород определить количество водорода, входящего в состав флюидов, заполняющих пустоты в верхнеюрских отложениях. Полученная в результате этого величина водородосодержания и будет соответствовать искомому значению пористости пород, определяемому по данным нейтронных геофизических методов.

Приведенные в работе данные о содержаниях В в верхнеюрских отложениях позволили выявить основные закономерности его распределения в различных литотипах, включая ППП, а также главные концентрирующие его компоненты (калийсодержащие глинистые минералы, кероген, сидерит, возможно, лейкоксен).

Установленные зависимости между K и В для пород, входящих в различные зоны верхнеюрских отложений свидетельствуют о том, что на основе скважинной гамма-спектрометрии можно

надежно прогнозировать концентрации В только в породах верхней и средней частей баженновской и средней части абалакской свиты, что объясняется, главным образом, высокими абсолютными содержаниями в составе пород этих зон калийсодержащих глинистых минералов. В остальных зонах концентрации В будут оцениваться со значительными ошибками, что следует иметь в виду при учете его влияния (из-за аномально большого радиуса захвата нейтронов) на результаты некоторых разновидностей нейтронных геофизических методов.

Анализ данных о распределении Th/U отношения и содержаний В в породах различных зон верхнеюрских отложений позволил провести палеогеографическую реконструкцию условий их образования и на основе этого прогнозировать закономерности площадного распространения ППП различного состава.

Основываясь на проведенной палеогеографической реконструкции условий образования верхнеюрских отложений, можно предположить, что силициты должны иметь более широкое площадное распространение и лучшую коррелируемость между собой, чем пласты мергелей и известняков. Поэтому с ними, вероятно, связана значительная доля запасов углеводородного сырья, содержащегося в верхнеюрских отложениях.

С целью прогноза зон распространения ППП, сложенных карбонатными литотипами, следует использовать палеоструктурные реконструкции, выполненные на основе результатов сейсморазведки, так как эти типы ППП, скорее всего, будут приурочены к наиболее приподнятым участкам дна верхнеюрского моря. Так как карбонатные породы более растворимы чем кремнистые, то можно предположить, что в них будут формироваться коллекторы с более высокими фильтрационно-емкостными свойствами. Поэтому выработка запасов углеводородов, содержащихся в них, будет осуществляться быстрее, чем находящегося в кремнистых типах ППП.

В заключение следует отметить, что поскольку в формировании вторичных коллекторов предполагается участие гидротермальных флюидов, то следует ожидать перераспределение миграционноспособных компонентов в верхнеюрских отложениях. Однако в силу чрезвычайно низкой проницаемости основной части литотипов, слагающих разрез этих отложений (проницаемость менее 0.1 миллидарси), перенос компонентов на значительные расстояния вряд ли возможен, за исключением лишь зон дробления, образующихся в ППП. Поэтому только в этих участках можно ожидать заметную степень перераспределения миграционноспособных компонентов.

*Автор благодарен О.В. Николаевой и Э.Н. Баранову за помощь при подготовке рукописи статьи к печати.*



## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Брадучан Ю.В., Гурари Ф.Г., Захаров В.А. и др.* Баженовский горизонт Западной Сибири (стратиграфия, палеогеография, экосистема, нефтеносность). Новосибирск: Наука, 1986. 236 с.
2. *Конторович А.Э., Нестеров И.И., Салманов Ф.К. и др.* Геология нефти и газа Западной Сибири. М.: Недра, 1975. 680 с.
3. *Гурари Ф.Г.* Об условиях накопления и нефтеносности баженовской свиты Западной Сибири // Тр. СНИИГГиМС. Новосибирск, 1979. Вып. 271. С. 153–160.
4. *Зарипов О.Г., Ушатинский И.Н.* Особенности формирования и состава битуминозных отложений баженовской свиты в связи с их нефтеносностью // Тр. ЗапСибНИГНИ. Тюмень, 1976. Вып. 113. С. 53–71.
5. *Зубков М.Ю., Мормышев В.В.* Вещественный состав и условия образования пород баженовской свиты Салымского месторождения // Литология и полезные ископаемые. 1987. № 2. С. 73–80.
6. *Дорофеева Т.В., Аристаров М.Г., Блинкова Е.Ю. и др.* Локальный прогноз залежей нефти баженовской свиты. ВНИГРИ. М.: Недра, 1992. 142 с.
7. *Нестеров И.И.* Новый тип коллектора нефти и газа // Геология нефти и газа. 1979. № 10. С. 26–29.
8. *Зубков М.Ю., Мулявин К.М., Чуйко А.И.* Литолого-стратиграфическая характеристика отложений баженовской и абалакской свит центральной части Краснотенинского свода // В кн.: Основные направления научно-исследовательских работ в нефтяной промышленности Западной Сибири. Тюмень: СибНИИИП, 1998. С. 138–158.
9. *Зубков М.Ю., Бондаренко П.М.* Прогноз зон повышенной продуктивности на основе комплексирования данных сейсморазведки и тектоно-физического моделирования // В кн.: Основные направления научно-исследовательских работ в нефтяной промышленности Западной Сибири. Тюмень: СибНИИИП, 1997. С. 15–34.
10. *Фертл В.Х.* Спектрометрия естественного гамма-излучения в скважинах // Нефть, газ и нефтехимия за рубежом. 1983. № 3–6, 8, 10.
11. *Готтих Р.П.* Радиоактивные элементы в нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1980. 254 с.
12. *Пеньков В.Ф.* Уран и углеводороды. М.: Недра, 1989. 144 с.
13. *Плуман И.И.* Ураноносность черных битуминозных аргиллитов верхней юры Западно-Сибирской плиты // Геохимия. 1971. № 11. С. 1362–1367.
14. *Смыслов А.А.* Уран и торий в земной коре. Л.: Недра, 1974. 232 с.
15. *Хабаров В.В., Нелепченко О.М., Волков Е.Н. и др.* Уран, калий и торий в битуминозных породах баженовской свиты Западной Сибири // Советская геология. 1980. № 10. С. 94–105.
16. *Валиев Ю.Я.* Геохимия бора в юрских отложениях Гиссарского хребта. М.: Наука, 1977. 152 с.
17. *Горбов А.Ф.* Геохимия бора. М.: Недра, 1976. 206 с.
18. *Хардер Г.* Геохимия бора. М.: Недра, 1965. 135 с.
19. *Щербов Б.Л.* Геохимия бора в корях выветривания каолинового типа. Новосибирск: Наука, 1982. 112 с.
20. *Ковалев В.А.* Геохимические аспекты исследования отношения Th/U в осадочных породах // Геохимия. 1965. № 9. С. 1171–1173.
21. *Adams J.A.S., Weaver C.E.* Thorium-to-uranium ratios as indicators of sedimentary process: example of concept of geochemical facies. Bull. Amer. Assoc. of Petroleum Geologists. 1958. V. 42. P. 387–430.
22. *Зубков М.Ю., Зубарева Н.М., Сайфуллина А.Х.* Органическое вещество баженовской свиты Салымского месторождения // Геология нефти и газа. 1988. № 5. С. 19–25.
23. *Родионова М.А., Мун А.И., Маркина Т.И., Косенко Т.Л.* О формах соосаждения борат-ионов гидроокисями // Изв. АН Каз. ССР. Сер. хим. 1971. № 4. С. 16–20.
24. *Полинг Л., Полинг П.* Химия. М.: Мир, 1978. 684 с.
25. *Захаров А.А., Сакс В.Н.* Баженовское (волжско-берриасское) море Западной Сибири // В кн.: Палеогеография и биостратиграфия юры и мела Сибири. М., 1983. С. 5–32.
26. *Филина С.И., Корж М.В., Зонн М.С.* Палеогеография и нефтеносность баженовской свиты Западной Сибири. М.: Наука, 1984. 36 с.