

Е. Б. БОНДАРЬ, М. Г. КУУЗИК, Е. А. СВЕТОЗАРСКИЙ

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НИЖНЕЭОЦЕНОВЫХ СУЗАКСКИХ ГОРЮЧИХ СЛАНЦЕВ УЗБЕКИСТАНА

Сведения о Туранской горючесланцевой формации, к которой относятся нижнеэоценовые сузакские сланцесодержащие слои, приведены в [1]. Объектом настоящего исследования были 11 образцов сузакских сланцев (табл. 1), отобранные в Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области (образцы 105, 106, 109, 151 и 154—156), на юго-восточной периферии Сырдарьинской депрессии (образцы 102—104) и в Сурхандарьинской области (обр. 161).

Таблица 1

Характеристика сузакских сланцев

Образец	Привязка проб	Полевое определение материала проб
С кв. № 6-р Сазаульской ИГП 104	Гл. 160 м (50 мм)	Темно-серый сланец, свежий, неокисленный, с тонкими (до 1 мм) линзочками светлого терригенного материала
103	Инт. 160,0—160,1 м, верх (50 мм)	Серый сланец с линзочками ливонитизированного материала, переходящий в неизменный сланец
102	Инт. 160,0—160,1 м, низ (45 мм)	Светло-серый сланец с послойной лимонитизацией
105	С кв. № 19 Каракуль Инт. 298—304 м, низ (90 мм)	Буровато-серый сланец с большим количеством раковинок фораминифер и редкими включениями чешуи рыб
С кв. № 11 Караунской ГГП ЗУГГЭ		
156	Инт. 362,04—362,10 м	Известковистый массивный горючий сланец, зольный с фосфатизированными обломками костей и чешуей рыб
155	Инт. 362,10—362,15 м	Черный сланец с обломками фосфатизированных костей
154	Инт. 362,15—362,20 м	То же
151	Инт. 362,25—362,30 м	Тонкое переслаивание горючего сланца и серого аргиллита, с ходами илоедов
С кв. № 3 Юж. Халгар		
109	Инт. 445—450 м (110 мм)	Черный сланец с включениями раковинок фораминифер и крупной чешуей рыб
106	Инт. 455—460 м (95 мм)	Темно-серый сланец, зольный, глинистый
161	С кв. № 1-р Восточный Хаудаг, 720 м, подошва сузака (40 мм)	Черный массивный зольный сланец

Электронно-микроскопическое изучение сланцев проведено на растровом электронном микроскопе «Тесла БС 300» (ускоряющее напряжение 25 кВ, ток зонда 100 пА, декорирование золотом). Количественный анализ минеральной части методом рентгенифрактометрии проведен К. Утсалом [2].

Извлечение битумоида А и выделение из него алкановой фракции методом препаративной тонкослойной хроматографии (ТСХ) проводили по сокращенной методике [3]. Алкановые ТСХ-фракции анализировали капиллярной газожидкостной хроматографией на хроматографе «Хром 5». Колонка: 45 м × 0,25 мм с OV-101 в качестве неподвижной фазы, деление потока 1 : 100, скорость газа-носителя (гелий) 0,6 мл/мин, программирование температуры 3 °С/мин от 60 до 270 °С.

Обсуждение результатов

Электронно-микроскопическими исследованиями выявлена хорошая сохранность в сланцах кокколитов — скелетных остатков одноклеточных золотистых водорослей семейства *Coccolithophoridae* (рис. 1а) и целых коккосфер, построенных из кокколитов распространеного в эоцене вида *Reticulofenestra hesslandii* (рис. 1б), установлены также отдельные циклолиты *Cyclococcolithus ciperiensis* (рис. 1в) и рабдолиты *Blackites ampulus* (рис. 1г). Хорошо сохранившиеся кокколиты

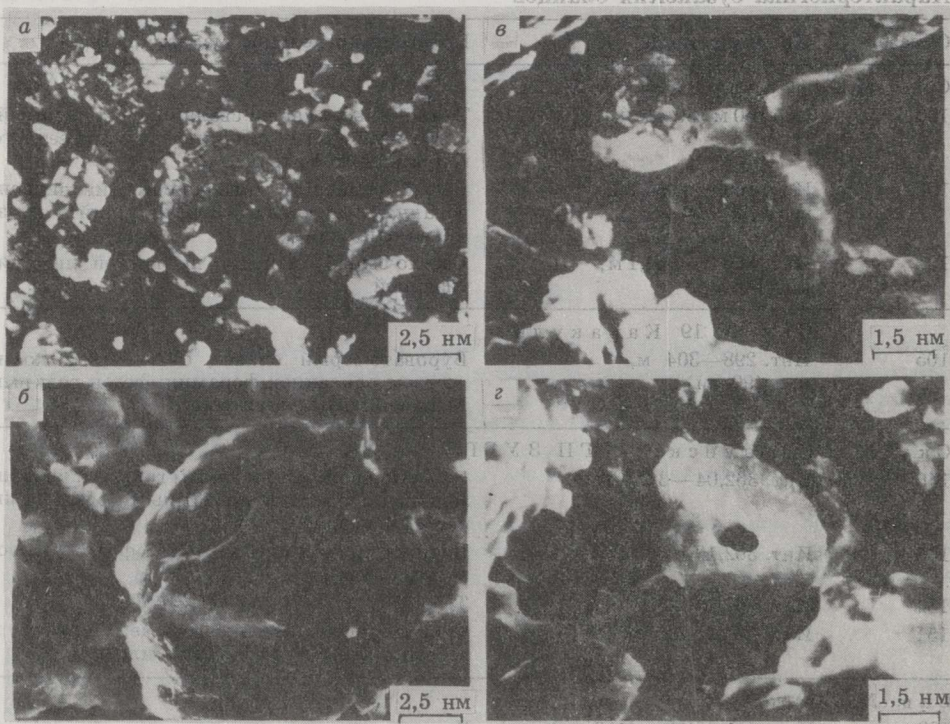


Рис. 1
Микрофотографии образцов 154 (а) и 151 (б—г): а — кокколит *Reticulofenestra hesslandii* с проксимальной стороны; б — коккосфера, построенная из кокколитов *R. hesslandii*; в — циклолит *Cyclococcolithus ciperiensis*; г — рабдолит *Blackites ampulus*

широкого морфологического разнообразия наблюдались нами в верхнеюрских сысольских горючих сланцах [4], которые не претерпели катагенетических превращений. В то же время в сланцах жоджаипакской свиты того же возраста, но глубоко погруженных и термически превращенных, находки кокколотов редки [3].

В минеральном составе большинства образцов преобладают карбонаты (табл. 2), и только в образцах, отобранных на юго-восточной периферии Сырдарьинской депрессии (образцы 102—104), где в сокращенных разрезах сланцы залегают на песчаниках, карбонатов мало, а преобладают кварц и глинистые минералы. В этих образцах сравнительно мало пирита, но присутствуют хлориты (табл. 2), образующиеся в отсутствие кислорода в парагенезисе с сульфидами железа, сохранилось железо в закисной форме (табл. 3). На основании этих данных можно считать, что сланцы образцов 102—104 сохранили признаки своего образования в восстановительных условиях. Однако в земной коре они подверглись гипергенным изменениям: в них отмечается присутствие лимонита, переходящее вниз по разрезу в послонную лимонитизацию (табл. 1), что является признаком вторичной окисленности сланцев. Степень окисленности, таким образом, возрастает

Таблица 2

Результаты количественного рентгендифрактометрического определения минералов в порошке сузакских сланцев (без учета аморфных фаз — органического вещества и стеклоподобного неорганического рентген-аморфного вещества) (сумма минеральных фаз равна 100 %)

Образец	Кв	Ка	До	ПШ	ГС	М-ГС	М	Х	К	Пир	Ап	Гипс
104	37,3	1,7	4,6	—	—	33,0	19,8	2,0	—	1,6	—	—
103	43,5	1,3	5,7	—	—	26,3	20,2	1,4	—	1,6	—	—
102	47,4	2,0	6,7	—	—	25,0	16,3	2,6	—	—	—	—
105	6,5	72,0	1,7	—	—	18,3	—	—	—	1,5	—	—
156	2,6	86,8	1,2	—	5,5	—	—	—	1,0	2,9	—	—
155	8,9	37,3	—	—	17,0	—	14,9	2,8	—	12,9	6,2	—
154	6,7	48,8	—	—	11,6	—	11,2	1,9	—	10,6	8,4	0,8
151	8,6	32,3	2,8	—	2,2	—	16,1	2,7	—	5,5	9,9	4,4
109	7,4	46,6	1,8	—	1,8	—	16,1	17,3	—	—	1,9	—
106	10,4	47,0	—	—	1,7	—	21,7	—	—	—	1,6	—
161	14,6	60,2	3,2	—	—	—	—	—	—	—	4,4	—

Примечание. Кв — кварц, Ка — кальцит, До — доломит, ПШ — полевые шпаты, ГС — гидрослюда, М-ГС — монтмориллонит-гидрослюда, М — монтмориллонит, Х — хлорит, К — каолинит, Пир — пирит, Ап — апатит.

Таблица 3

Содержание основных химических компонентов в сузакских сланцах, %

Образец	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	CO ₂	K ₂ O	Na ₂ O	Fe ₂ O ₃	FeO	S	P ₂ O ₅	F
104	69,0	11,7	1,6	2,0	0,8	3,2	0,5	1,5	1,5	0,8	—	—
103	72,3	10,5	1,3	1,8	0,6	2,8	0,4	1,3	1,4	0,9	—	—
102	74,6	10,0	1,6	1,7	0,8	2,8	0,4	1,2	0,5	—	—	—
105	17,5	4,0	40,7	0,4	31,7	1,7	0,2	0,4	1,1	0,8	—	—
156	6,0	1,4	48,6	0,1	38,1	0,3	0,1	0,2	2,8	1,6	—	—
155	24,0	5,8	25,8	0,9	17,8	0,8	0,1	0,9	10,4	6,9	2,4	0,3
154	14,4	4,6	34,9	1,1	24,3	0,6	0,1	0,9	7,3	5,7	3,0	0,3
151	26,2	8,2	24,3	2,3	17,9	1,3	0,2	1,5	6,8	5,3	1,6	0,2
109	30,0	9,6	26,4	1,5	20,5	2,6	0,4	1,4	1,9	1,0	—	—
106	30,6	9,2	26,3	2,0	20,6	1,5	0,3	1,7	1,8	1,8	—	—
161	23,4	4,4	34,7	1,1	28,0	1,0	0,2	0,7	3,0	2,4	—	—

вниз по разрезу, в направлении контакта с песчаными слоями, пронизываемыми для пластовых вод, кислород которых является окислительным агентом. Так, в обр. 102 пирит полностью окислен до лимонита (табл. 2), серы нет, преобладает железо в окисной форме (табл. 3).

Образцы 151, 154 и 155, которые были отобраны в районе до сих пор не изучавшегося Ашикудук-Чарыгельского высокоуглеродистого металлоносного поля, следует отметить как отличающиеся высоким содержанием пирита и присутствием в их минеральной части апатита (табл. 2). Для всех образцов сузакских сланцев, кроме обр. 102, речь о котором шла выше, характерно преобладание закисного железа над окисным (табл. 3), которое характеризует условия накопления сланцев как восстановительные. В случае образцов 151, 154 и 155 это преобладание подавляющее, что дает основание говорить о резковосстановительных условиях накопления сланцев этих образцов. В них — и самое высокое содержание серы (табл. 3).

Таблица 4

Некоторые характеристики образцов сузакских горючих сланцев, их битумоида А и нефти обр. 19 (Хаудаг), %

Обра- зец	W ^a	A ^d	Содер- жание ОВ	Выход би- тумоида А		Содер- жание алканов в битумоиде А	Отноше- ние пристан/ фитан	(Пристан + фитан)		КН <i>n</i> -ал- канов
				на сла- нец	на ОВ			(<i>n</i> -C ₁₇ + <i>n</i> -C ₁₈)	(пристан + фитан)	
104	4,1	92,5	6,7	0,09	1,3	58,6	0,54	1,20	0,31	1,16
103	3,4	95,1	4,3	0,06	1,4	63,2	0,89	1,30	0,41	1,14
102	3,9	95,1	4,1	0,06	1,5	71,4	0,59	1,47	0,29	1,10
105	2,1	66,4	1,9	0,18	9,5	35,4	0,96	1,21	0,43	1,07
156	0,5	61,1	0,8	0,10	12,5	36,4	0,66	1,89	0,29	1,34
155	2,8	53,8	28,4	1,10	3,4	26,7	0,78	1,29	0,56	1,50
154	2,1	58,7	17,0	0,66	3,9	26,0	0,81	1,14	0,64	1,72
151	3,3	64,5	17,6	0,46	2,6	25,9	0,61	1,58	0,53	1,58
109	2,6	63,5	16,0	0,26	1,6	28,6	0,47	1,73	0,36	1,32
106	2,9	65,7	13,7	0,56	4,1	43,8	0,72	1,41	0,61	1,27
161	0,5	69,8	2,2	0,48	21,8	37,6	1,04	0,44	1,25	0,95
19	—	—	—	—	—	29,6	1,00	0,82	1,06	0,95

Результаты газохроматографического анализа алкановых ТСХ-фракций битумоида А и расчеты на их основе (табл. 4) показали, что во всех образцах, кроме обр. 161, отношение пристан/фитан меньше единицы, что для катагенетически малообразованного ОВ указывает на восстановительные условия его накопления. В обр. 161, отобранном с глубины 720 м (табл. 1), это отношение больше единицы, что может быть связано с влиянием катагенного фактора. Как следствие этого влияния можно расценивать и высокое содержание в нем битумоида — 21,8 % на ОВ (табл. 4). Относительное распределение *n*-алканов обр. 161 (рис. 2) и их КН (0,95) характерны для пород на стадии генерации нафтидов и для нефтей [5]. Однако исследованиями син-битумоидов пород Южного Узбекистана показано, что генерация нефти в палеогене происходит на глубине не менее 2 тыс. м [6], поэтому особенности битумоида А рассматриваемого образца (отобран с глубины 720 м) скорее можно объяснить тем, что он не сингенетичен ОВ сланца. В районе Сурхандарьинской области к бухарским слоям, непосредственно подстилающим сузакские, приурочены скопления высоковязких нефтей. Ряд образцов этих нефтей, в том числе из месторождения Хаудаг (обр. 19), нами исследованы [7]. Если сравнить показатели, характеризующие битумоид А обр. 161 и нефть обр. 19 (табл. 4;

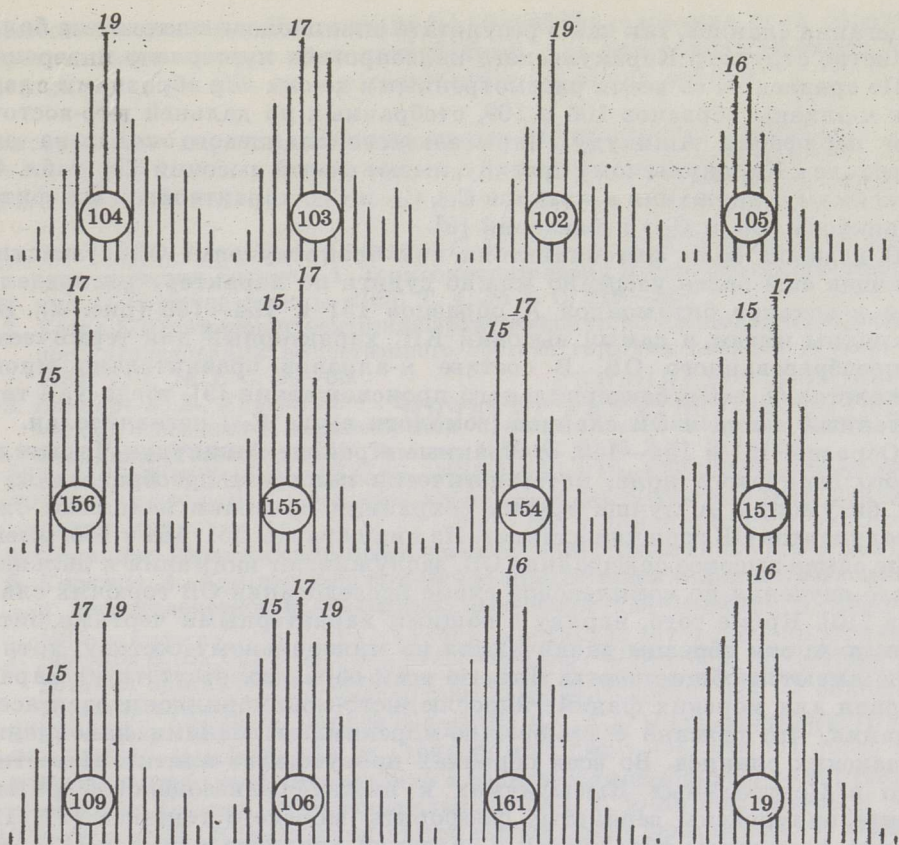


Рис. 2

Относительное распределение *n*-алканов битумоида А сузакских сланцев (нумерация образцов дана в кружках) и палеоценовой нефти (обр. 19) в зависимости от числа атомов углерода в молекуле (отмечено для преобладающих гомологов)

рис. 2), то можно отметить корреляцию между ними. В битумоиде А обр. 161 содержание алканов закономерно возрастает в направлении миграции нефти в вышележащие породы, так как алканы наиболее подвижны в процессе геохроматографического разделения [8].

n-Алканы образцов 102—104 также имеют КН (1,10—1,16) в пределах, характерных для нефтей. По выходу на сланец и на ОВ битумоида А этих образцов следует отнести к сингенетичным. Однако в них очень высокое содержание алканов (табл. 4), а относительное распределение *n*-алканов (рис. 2) и их КН указывают на катагенетическую превращенность ОВ, которую трудно предположить для глубины отбора этих образцов (160 м). Выше отмечалось, что сланцы этих образцов окислены за счет кислорода пластовых вод, мигрирующих через песчаные слои, подстилающие слои сланцев. Не исключено, что в сланцы мигрирует и нефть из коллектора, который расположен ниже по разрезу. Присутствие нефтяных *n*-алканов и определяет их относительное распределение в битумоидах А образцов 102—104, обсуждавшееся выше.

В обр. 105, отобранном в Каракульском прогибе, *n*-алканы также имеют низкий КН (табл. 4) и распределение, характерное для ОВ, претерпевшего катагенетические изменения (рис. 2). Образец отобран с глубины около 300 м, но эта глубина не соответствует палеоглубине

залегания сланцев, так как в результате альпийского тектогенеза большинство структур Каракульского палеопрогиба претерпело инверсию.

По сравнению со всеми рассмотренными до сих пор образцами сланцев *n*-алканов образцов 106 и 109, отобранных на дальней юго-восточной периферии Ашикудук-Чарыгельского сланцевого поля, на его переходе к Каракульскому прогибу, имеют самый высокий КН (табл. 4), максимум содержания *n*-алканов C_{15} , C_{17} и C_{19} , характерных для фитопланктона (C_{15} и C_{17}) и бактерий [9].

О главной роли фитопланктона как биопродукента ОБ сузакских сланцев еще более уверенно можно судить по характеру распределения *n*-алканов битумоидов А образцов 151 и 154—156 (рис. 2). Их *n*-алканы имеют и самый высокий КН, характерный для термически непреобразованного ОБ. В составе *n*-алканов сравнительно много гомологов C_{19} — C_{25} бактериального происхождения [9], тогда как терригенный вклад в ОБ сланцев (гомологи выше C_{25}) незначителен.

Образцы 151 и 154—156, отобранные в районе Ашикудук-Чарыгельского сланцевого поля, катагенетически наименее преобразованы, и их битумоиды А лучше других сохранили признаки исходных биопродукентов ОБ горючих сланцев. Из них образцы 151, 154 и 155, имеющие самое высокое содержание ОБ, заслуживают внимания и дальнейшего изучения по комплексной схеме исследования ОБ горючих сланцев [10]. Кроме того, наряду с общими характерными чертами битумоида А, эти образцы различаются по минеральному составу, хотя и имеют общие черты. Так, во всех образцах отсутствует характерная для морских фаций гидрослюдисто-монтмориллонитовая ассоциация, что связано с прибрежно-морскими условиями накопления сузакских сланцев. Во всех образцах присутствует апатит. Известно, что в Центральных Кызылкумах к нижне-среднеэоценовой ритм-свите приурочены зернистые фосфориты морского генезиса [11, 12]. Такие фосфориты образуются в условиях аридного климата [13], а в направлении его гумидизации процесс фосфоритообразования постепенно затухает.

Образцы 151, 154 и 155 различаются по содержанию апатитов (табл. 2): оно выше в образцах 154 и 155, в них полностью выветрены полевые шпаты, причем отсутствует и продукт их выветривания каолинит, который разлагается при латеритизации в тропических и субтропических условиях; в обр. 154 присутствует гипс, характерный для отмирающих болотных бассейнов. Образцы 154 и 155 выделяются и высоким содержанием такого биофильного элемента, как молибден, который в горючих сланцах, как правило, сингенетичен накоплению ОБ [14] (соответственно 1215 и 1140 мг/т, тогда как в образцах 156 и 151 — соответственно 107 и 506 г/т). Однако значительная часть молибдена в образцах 154 и 155 имеет вторичное происхождение за счет осаждения в сероводородной среде в виде сульфидов вместе с пиритом; так, в обр. 154 содержание молибдена значительно выше, чем в обр. 151, содержащим такое же количество ОБ (табл. 4).

Обр. 156 выделяется из всех других высоким содержанием кальцита и низким — терригенных минералов и пирита (табл. 3), а также ОБ. Ясно, что его накопление происходило в более глубоководных условиях.

Таким образом, при накоплении сузакских сланцев даже такого не большого интервала, в котором отобраны образцы 151 и 154—156 (362,30—362,04 м), имели место изменения фациальных условий. Такая изменчивость палеообстановки осадконакопления, возможно, связана с тем, что, согласно карте климатической зональности материков в эоценовую эпоху [13], область накопления сузакских сланцев находилась на пересечении условных границ тропической, субтропической и аридных областей, где изменения в палеообстановке были

наиболее вероятны. Поэтому дальнейшее исследование этих образцов представляет интерес не только потому, что они содержат самое концентрированное ОВ, но и с геохимической точки зрения.

Авторы благодарят А. Паюмяз за микрофотографии сланцев.

ЛИТЕРАТУРА

1. Векки Р. Э., Таал Х. А., Сидорова С. М., Побуль Л. Я. Исследование сузакских горючих сланцев. 1. Термоокислительная и окислительная деструкция // Горючие сланцы. 1987. Т. 4, № 3. С. 216—227.
2. Утсал К. Применение рентгендифрактометрического метода для комплексного исследования вещественного состава горючих сланцев // Там же. 1984. Т. 1, № 1. С. 69—80.
3. Бондарь Е. В., Куузик М. Г., Витюков М. М., Светозарский Е. А. Геохимические особенности верхнеюрских сланцев Ходжайпакской свиты Юго-Западного Узбекистана // Там же. 1989. Т. 6, № 3. С. 217—227.
4. Бондарь Е. В. Исследование горючих сланцев Сырсоляского месторождения Юго-Востока АССР. 1. Общая характеристика сланцев // Там же. 1985. Т. 2, № 3. С. 246—258.
5. Ханн Дж. Геохимия и геология нефти. — М., 1982.
6. Каримов А. К. Витуминологические предпосылки нефтегазообразования и нефтегазоносности осадочных отложений Узбекистана. — Ташкент, 1974.
7. Бондарь Е. В., Салусте С. Я., Витюков М. М. Применение методики исследования органического вещества горючих сланцев для анализа нефти // Горючие сланцы. 1989. Т. 6, № 4. С. 362—374.
8. Вигдергауз М. С., Козоро В. И. Хроматография и Генезис нефти // Прикладная хроматография. М., 1984. С. 277—286.
9. Тиссо Б., Вельге Д. Образование и распространение нефти. — М., 1981.
10. Класмент И. Комплексная схема исследования органического вещества // Там же. 1984. Т. 1, № 1. С. 58—68.
11. Шпора Л. Д., Месицкий Л. Ю., Моргенштерн Л. Е. Литолого-геохимические особенности формирования и критерии прогноза медовых и палеогеновых фосфоритов Южного Приаралья // Проблемы геологии фосфоритов: Тез. докл. 4-го Всесоюз. совещ. Таллинн, 1988. С. 127—128.
12. Фогхуллаев Г., Кудряшев А. Н. Сравнительная характеристика эоценовых зёрнистых фосфоритов Средней Азии // Там же. С. 125—126.
13. Ясаманов Н. А. Древние климаты Земли. — Л., 1985.
14. Металлогения и геохимия угленосных и сланцеводержащих толщ СССР. Геохимия элементов. — М., 1987.

Институт химии
Академии наук Эстонии
2, Таллинн

Представил А. Я. Светозарский
Поступила в редакцию
25.04.89

E. V. BONDAR, M. G. KUUSIK, E. A. SVETOZARSKY

GEOCHEMICAL CHARACTERIZATION OF LOW SUZAK OIL SHALES OF UZBEKISTAN

The composition of mineral matter and extractable alkanes of Low Eocene Suzak oil shales of Uzbekistan (11 samples) has been investigated using scanning electron microscopy. Oil shales are immature and signs of an aquagenous origin of their organic matter have well been preserved. During the deposition of Suzak oil shales in the sea basin changes in facial conditions and the redox potential of paleoenvironment took place. The composition of extractable *n*-alkanes in some oil shale samples reflects their migration from the oils deposited in Paleocene strata.

Эстонская Академия Наук
Институт химии
Таллинн