

*Е. В. БОНДАРЬ, М. Г. КУУЗИК, М. М. ВИТЮКОВ,
Е. А. СВЕТОЗАРСКИЙ*

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВЕРХНЕЮРСКИХ СЛАНЦЕВ ХОДЖАИПАКСКОЙ СВИТЫ ЮГО-ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА

На территории Юго-Западного Узбекистана выделяется Бухаро-Хивинская нефтегазоносная область. В тектоническом отношении она приурочена к северо-восточному борту Амударьинской синеклизы — крупнейшего геоструктурного элемента эпигерцинской Туранской плиты. В пределах узбекской части борта выделяются две тектонические ступени — Бухарская и Чарджоуская — и область эпиплатформенного орогена — юго-западные отроги Гиссарского хребта. Чарджоуская тектоническая ступень на юго-востоке оканчивается Бешкентским прогибом.

В геологическом строении Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области участвуют докембрийские, палеозойские, мезозойские и кайнозойские отложения. Мезозойско-кайнозойские отложения, включающие породы юрской, меловой и палеогеновой систем, образуют чехол эпигерцинской платформы.

В юрской системе выделяется келловей-оксфордская карбонатная формация. Это полифациальная толща, в кровле которой развита пачка карбонатно-глинистых сланцев (Ходжаипакская свита). В плане она приурочена к границам большого барьерного рифа, внутри которого в верхней юре существовали относительно застойные условия, благоприятные для накопления органического вещества (ОВ). Мощность сланцевой пачки доходит до 70 м, возрастающая в направлении к границам большого барьерного рифа. Максимальные мощности пачки приурочены к рифовым комплексам внутри площади, ограниченной большим барьерным рифом. В современном структурном плане наиболее глубоко погруженная часть ареала распространения сланцевой пачки приурочена к Бешкентскому прогибу.

В данной работе исследовали 22 образца верхнеюрских сланцев, отобранные из Ходжаипакской свиты Производственно-геологическим объединением «Узбекнефтегазгеология» (главный геолог А. Г. Ибрагимов) (табл. 1).

Методика исследования

Электронно-микроскопические исследования проводили на растровом электронном микроскопе «Тесла БС 300» при ускоряющем напряжении 25 кВ, токе зонда 100 пА и декорировании золотом. Минеральный состав образцов исследовали методом рентгендифрактометрии.

Витумоид А из-за большого количества образцов экстрагировали хлороформом по сокращенной схеме (навеска сланца ~50 г, температура кипения, продолжительность 60 ч, обратный холодильник).

Из битумоида А препаративной тонкослойной хроматографией (ТСХ) выделяли фракцию неароматических (алкановых) углеводородов, которую анализировали капиллярной газожидкостной хроматографией (ГЖХ) на хроматографе «Хром 5» в следующих условиях: стеклянная колонка $45 \text{ м} \times 0,26 \text{ мм}$ с OV-101 в качестве неподвижной фазы, деление потока 1:100, скорость газа-носителя (гелий) 0,6 мл/мин, программирование температуры от 60 до 270 °С со скоростью 3 °С/мин.

Элементный состав определяли на автоматическом анализаторе «Хьюлетт Паккард 185 CNH», ИК-спектры снимали на спектрофотометре «Спекорд 75 IR».

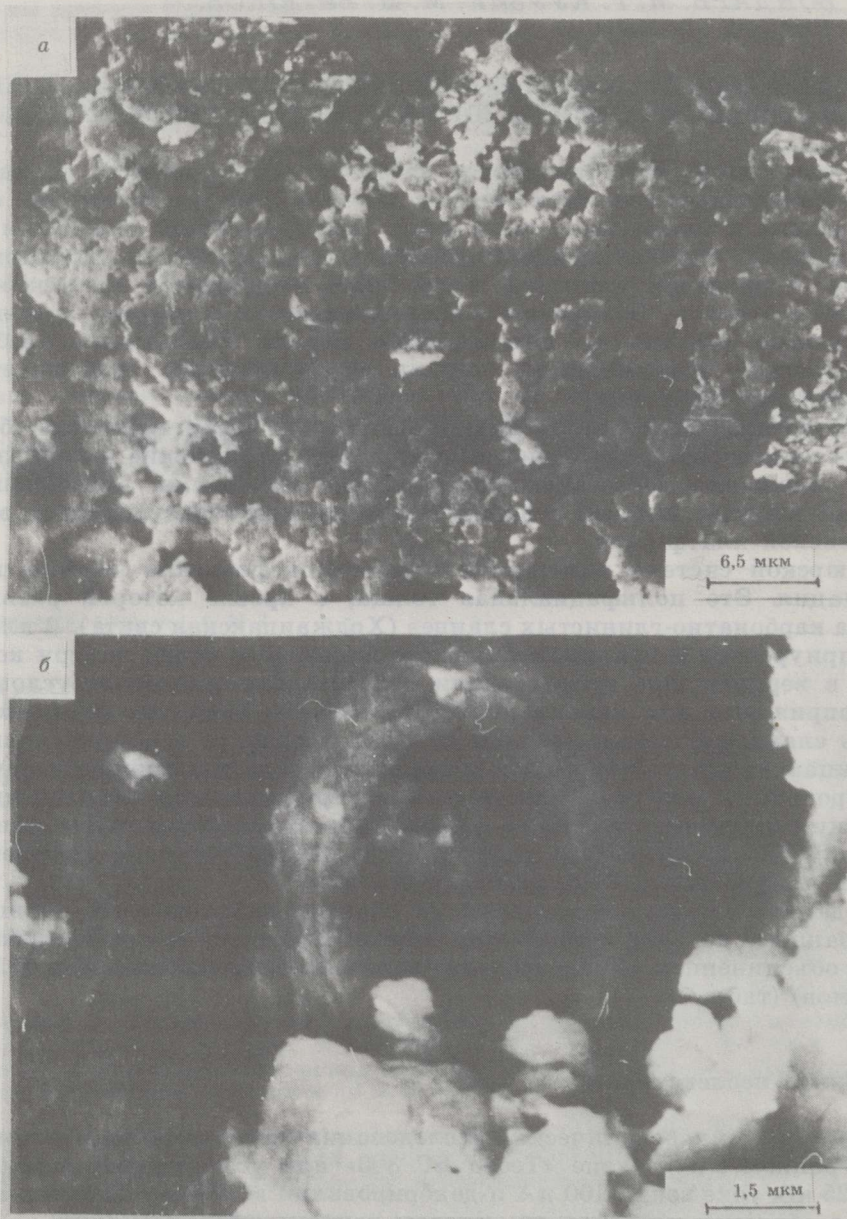


Рис. 1
Микрофотографии обр. 116: 1 — ОВ, $\times 3000$; 2 — кокколит *Watznaueria communis*, типичный для верхней юры, $\times 12800$

Характеристика образцов верхнеюрских сланцев
Ходжаипакской свиты

Номер	Привязка	Полевое определение
183	Скв. № 1-п Обран, инт. 2635,2—2641,7 м	Известковистый углеродистый сланец аргиллитовой размерности, переходя- щий в черный известняк
184	№ 3-р Зап. Карактай, 2695,7—2697,2 м, низ	Серый углеродистый сланец аргиллито- вой размерности
182	№ 2 Байширин, 2710—2716 м, 1 м сверху	Известковистый углеродистый сланец аргиллитовой размерности
179	№ 2 Байширин, 2736—2743,5 м, 4,5 м сверху	То же
168	№ 1 Карабулак, 2761—2768 м, низ	Углеродистый сланец аргиллит-алеври- товой размерности
177	№ 6-р Марковская, 2783—2786 м, верх	Известковистый углеродистый сланец аргиллитовой размерности
170	№ 6-р Марковская, 2792—2799,5 м, середина	Углеродистый сланец известковистый, аргиллитовой размерности
169	№ 2-р Марковская, 2800—2803 м	Известковистый углеродистый сланец, переходящий в черный известняк
174	№ 1-п Бердыкудук, 2871,5—2878 м, низ 2878—2884 м, низ	Известковистый углеродистый сланец аргиллитовой размерности
176	№ 1-р Ходжакули, 2922—2926 м, середина	То же
180	№ 1 Хыдыркудук, 2956—2963 м, середина	„
171	№ 2-р Бердыкудук, 2975—2983 м, верх, середина	Черный известняк, переходящий в из- вестковистый углеродистый сланец
172	№ 1-п Окалан, 3008—3014,3 м, низ	Темно-серый известняк с терригенной примесью песчаной размерности
175	№ 1-р Келажак, 3024—3030 м, верх	Известковистый углеродистый сланец аргиллитовой размерности
166	№ 2 Зап. Култак, 3069—3075 м	Углеродистый сланец алевролитовой раз- мерности
167	№ 1-п Капали, 3086,4—3093 м, середина, низ	Карбонатно-углеродистый сланец, пере- ходящий в черный известняк, присут- ствует фауна аммонитов
173	№ 2-р Капали, 3117—3123 м, верх	Углеродистый сланец алевролитовой раз- мерности
116	№ 2-р Капали, 3123—3128 м, середина	То же
165	№ 1 Вост. Алан, 3127—3234 м	Контакт черных известняков с угле- родистыми сланцами
178	№ 2 Бабагуль, 3241—3249 м, 3249—3253 м, 1,2 м сверху и кровля	Известковистый углеродистый сланец аргиллитовой размерности
164	№ 1-р Бешкудук, 3300—3306 м	Карбонатно-углеродистый сланец але- вролитовой размерности с фауной аммо- нитов
181	№ 6-р Зафар, 3764—3772 м	Известковистый углеродистый сланец аргиллитовой размерности

Результаты и их обсуждение

Электронно-микроскопические исследования (рис. 1) показали, что ОВ верхнеюрских сланцев из Ходжаипакской свиты более гомогенно, чем ОВ термически малообразованных сланцев из болгарского месторождения Красава [1] или Сысольского месторождения Коми АССР [2]. Значительно хуже сохранились в них и нанофоссилии. Так, если в верхнеюрском сысольском сланце наблюдается широкое морфологическое разнообразие кокколитов — скелетных остатков одноклеточных водорослей семейства *Coccolithophoridae* [2], то в сланцах Ходжаипакской свиты того же возраста в ненарушенном виде они встречаются редко (рис. 1б). Рассмотренные особенности сланцев Ходжаипакской свиты следует связывать с их глубокой погруженностью и, следовательно, с катагенетической преобразованностью под действием геотермического градиента. Так, при электронно-микроскопическом исследовании углей разных градаций катагенеза в ряду от бурых до коксующихся углей наблюдалась прогрессирующая гомогенизация угольного вещества [3].

Таблица 2

Минеральный состав образцов (сумма фаз равна 100 %), % (отн.)

Образец	Кварц	Кальцит	Доломит	Полевой шпат	Гидро-слюда	Каолинит	Пирит
183	13,1	65,5	2,4	6,0	11,0	—	2,0
184	17,7	51,2	6,3	6,1	14,8	—	3,9
182	18,4	52,3	—	7,2	17,1	—	4,7
179	15,8	54,0	—	7,2	17,5	2,8	2,7
168	13,9	48,3	2,0	8,8	22,6	—	4,4
177	25,2	57,2	—	4,0	11,1	—	2,5
170	15,1	52,8	4,1	5,4	16,0	2,3	4,3
169	19,5	66,2	1,8	3,0	7,5	—	2,0
175	16,5	61,3	2,1	5,4	13,4	—	1,6
176	24,7	43,7	2,6	6,6	15,9	1,7	4,8
180	17,1	55,7	—	4,4	15,5	4,1	3,2
171	18,4	63,6	2,7	2,9	9,2	—	3,2
172	11,2	67,1	2,0	2,0	13,2	2,0	2,5
175	18,5	45,5	4,5	5,0	17,9	3,2	5,4
166	14,9	53,4	4,1	—	16,9	6,3	4,4
167	21,1	51,9	3,3	5,7	16,0	—	2,0
173	13,2	63,0	2,6	4,4	12,1	1,3	3,4
116	25,4	34,6	—	5,7	23,7	4,4	6,2
165	8,8	76,4	—	9,1	9,1	2,3	2,0
178	16,8	53,9	1,9	4,3	15,3	3,2	4,6
164	22,0	36,0	5,8	8,4	22,0	—	5,8
181	11,2	60,9	2,6	4,3	16,0	—	5,0

Судя по данным рентгендифрактометрического анализа (табл. 2), минеральный состав сланцев преимущественно карбонатный. Развитие карбонатного осадконакопления связывают с тропическими климатическими условиями [4], причем горючие сланцы относят к гумидным образованиям. В сланцах Ходжаипакской свиты преобладает железо в закисной форме (табл. 3). Высокое отношение FeO/Fe_2O_3 характеризует условия среды накопления этих сланцев как восстановительные и, являясь также индикатором палеоклимата [4], указывает на равномерно-влажные (гумидные) условия. Несомненно то, что при накоплении сланцевой пачки имели место колебания климатических условий, индикатором чего могут быть каолинит и доломит. Образование первого связывают с гумидизацией, а второго — с аридизацией климата [4].

Содержание в образцах основных химических компонентов
(по данным рентгендифрактометрии), %

Обра- зец	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	CO ₂	K ₂ O	Na ₂ O	Fe ₂ O ₃	FeO	S _{общ}	FeO/Fe ₂ O ₃
183	22,6	4,0	37,4	0,7	29,9	1,4	0,3	0,4	1,4	1,1	3,50
184	29,1	4,9	30,6	1,7	25,5	1,6	0,3	0,6	2,6	2,1	4,33
182	31,7	5,8	29,3	0,4	23,0	1,9	0,4	0,7	3,2	2,5	4,57
179	30,5	7,0	30,3	0,4	23,8	1,9	0,4	0,7	1,9	1,4	2,71
168	30,9	7,4	27,7	0,9	22,2	2,4	0,5	0,9	3,1	2,4	3,44
177	33,4	3,6	32,0	0,2	25,1	1,2	0,2	0,4	1,7	1,3	4,25
170	27,7	6,0	30,8	1,2	25,2	1,6	0,3	0,6	2,9	2,3	4,83
169	25,2	2,5	37,6	0,5	30,0	0,8	0,2	0,3	1,3	1,0	4,33
174	26,6	4,4	35,0	0,7	27,9	1,4	0,3	0,5	1,2	0,8	2,40
176	37,8	6,0	25,3	0,9	20,4	1,8	0,4	0,6	3,2	2,6	5,33
180	29,6	6,4	31,2	0,3	24,5	1,5	0,3	0,6	2,2	1,7	3,67
171	24,9	2,9	36,5	0,8	29,3	0,9	0,2	0,4	2,1	1,7	5,25
172	20,0	4,5	38,2	0,7	30,6	1,0	0,2	0,5	1,7	1,3	3,40
175	32,1	6,7	26,9	1,4	22,2	1,7	0,4	0,7	3,6	2,9	5,14
166	26,2	6,7	31,2	1,2	25,5	1,0	0,2	0,7	3,0	2,4	4,29
167	32,8	5,1	30,1	1,0	24,4	1,6	0,3	0,6	1,6	1,1	2,67
173	22,8	4,4	36,1	0,8	28,9	1,3	0,3	0,5	2,2	1,8	4,40
116	43,0	8,8	19,4	0,5	15,2	2,1	0,4	1,0	4,2	3,3	4,20
165	15,3	3,5	42,8	0,2	33,6	0,7	0,1	0,4	1,4	1,1	3,50
178	28,7	6,0	30,8	0,7	24,6	1,4	0,3	0,6	3,1	2,5	5,17
164	38,5	7,2	21,9	1,7	18,6	2,3	0,5	0,9	3,9	3,1	4,33
181	22,3	4,4	34,8	0,9	28,0	1,4	0,3	0,6	3,7	3,1	6,17

Таблица 4

Содержание в образцах ОВ и битумоида А и некоторые
характеристики битумоида А, %

Образец	ОВ	Битумоид А		k	k _i	k'		
		Выход					Содержание ал- канов	
		на сла- нец	на ОВ				на би- тумоид А	на ОВ
183	2,9	0,9	31,0	17,1	5,5	0,87	0,93	0,55
184	0,5	0,3	60,0	26,8	15,2	0,62	1,01	0,33
182	2,1	0,7	33,3	33,4	11,3	0,75	0,52	1,11
179	2,3	0,4	17,4	38,6	6,1	0,81	0,55	1,23
168	1,7	1,2	70,6	27,3	22,4	1,12	0,77	0,88
177	3,1	0,5	14,8	26,4	4,3	1,00	0,84	0,86
170	2,3	0,5	22,6	36,9	7,3	0,89	0,65	0,95
169	1,1	0,3	23,6	20,7	6,9	1,22	0,66	0,92
174	2,5	0,5	20,0	26,7	5,8	1,14	0,79	1,10
176	3,7	0,7	18,9	31,9	5,7	1,24	0,53	1,17
180	0,2	0,2	100,0	42,5	41,0	0,81	0,43	1,03
171	2,0	0,9	43,0	23,8	14,7	1,06	0,66	0,81
172	0,5	0,3	50,0	50,7	22,1	0,79	0,45	0,91
175	4,0	0,4	10,0	32,9	3,1	1,00	0,33	1,97
166	5,0	0,5	10,0	20,3	2,8	1,21	0,60	1,30
167	5,8	1,3	22,4	14,6	4,7	1,23	0,56	1,03
173	3,5	1,3	35,7	33,9	13,6	1,00	0,66	1,03
116	4,5	0,3	6,7	28,0	1,9	1,22	0,44	1,33
165	0,3	0,2	66,7	34,5	23,7	1,03	0,69	0,97
178	2,1	0,8	38,1	31,3	12,2	1,10	0,64	1,17
164	3,4	0,7	19,7	34,3	8,6	1,05	0,74	1,00
181	1,7	1,1	64,7	15,2	12,8	1,03	0,60	0,91

Примечание. k — отношение пристан/фитан ($i-C_{19}/i-C_{20}$).
 k_i — изопреноидный коэффициент $(i-C_{19} + i-C_{20})/(n-C_{17} + n-C_{18})$.
 k' — отношение $(i-C_{14} - i-C_{18})/(i-C_{19} + i-C_{20})$.

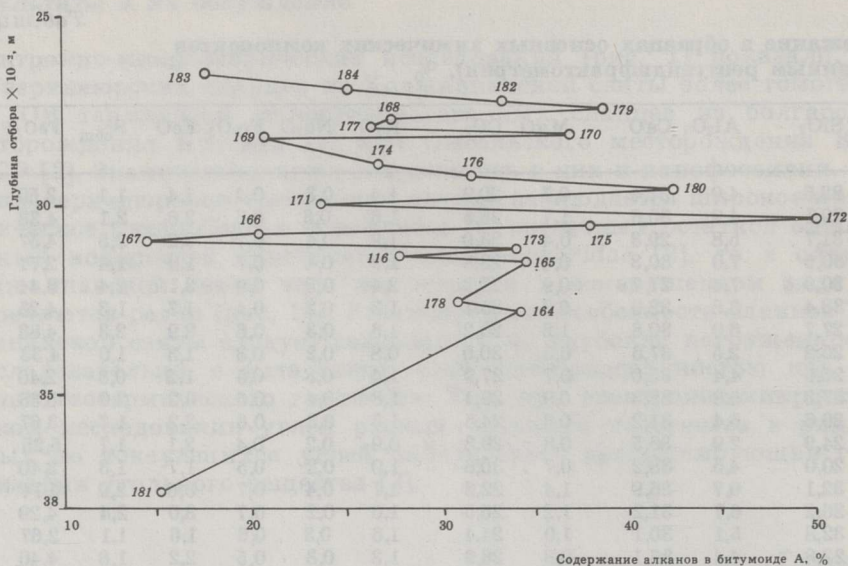


Рис. 2
Изменение содержания алканов в битумоиде А в зависимости от глубины отбора образцов

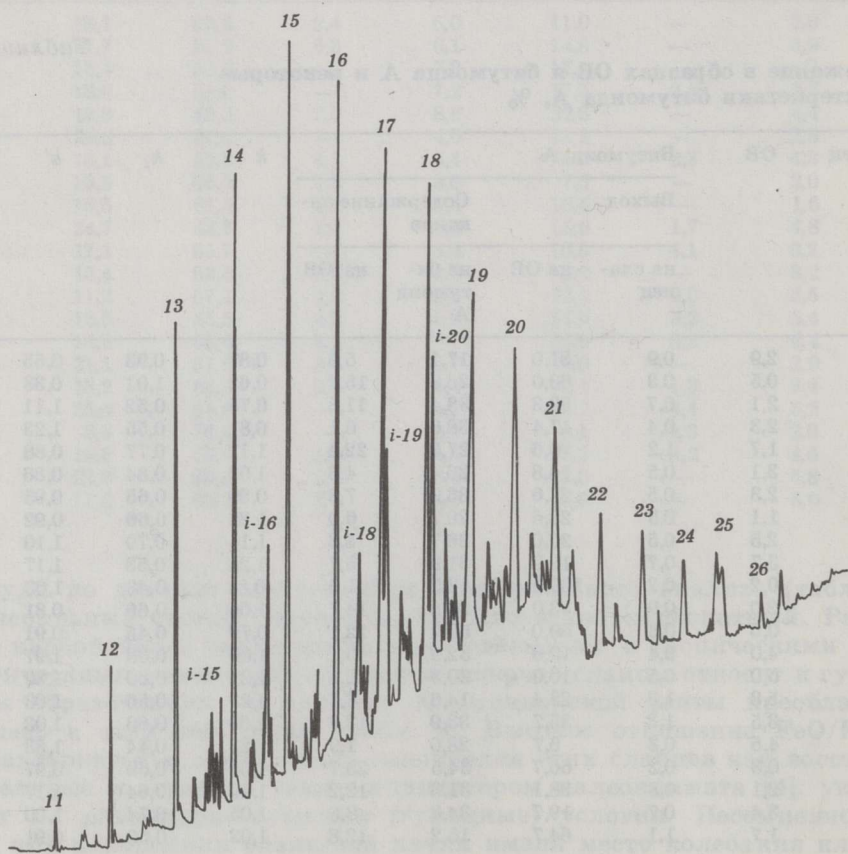


Рис. 3
Типичная капиллярная хроматограмма алкановой ТСХ-фракции битумоида А (обр. 179). Цифры у пиков указывают число атомов углерода в молекуле *n*-алкана, изопрены обозначены индексом *i*

В минеральной части сланцев сравнительно много пирита (2—6 %, табл. 2). Его содержание колеблется в зависимости от минерального состава, и наиболее высоко оно в тех образцах, где больше всего глинистых минералов. Последние являются источником ионов железа, связывающих биогенный сероводород в осадке с образованием пирита.

ОВ в исследованных образцах сланцев не более 6 %, и оно в значительной мере представлено битумоидом А. Фракция неароматических (алкановых) углеводородов составляет от 15 до 50 % битумоида А, или от 2 до 41 % ОВ сланцев (табл. 4). На рис. 2 графически выражена зависимость одного из этих показателей от глубины отбора образца, но следует отметить, что информативность такого графического выражения несколько ограничена, поскольку образцы были отобраны не из одной скважины. Тем не менее среди образцов можно отметить такие, в которых наблюдается резкое снижение содержания алканов (табл. 4; рис. 2), что связано с эмиграцией этих углеводородов.

На термическую превращенность ОВ сланцев указывают результаты анализа алкановых ТСХ-фракций капиллярной ГЖХ: монотонное распределение *n*-алканов с максимумом у C₁₅—C₁₇ без преобладания «нечетных» гомологов (рис. 3), что характерно для катагенетически превращенного ОВ [5]. Показателем катагенетической преобразованности ОВ является и высокое значение отношения низших изопреноидов к высшим (пристану и фитану) — $(i-C_{14} - i-C_{18}) / (i-C_{19} + i-C_{20})$ и низкое — пристана и фитана к ближайшим гомологам *n*-алканов — $(i-C_{19} + i-C_{20}) / (n-C_{17} + n-C_{18})$ (табл. 4, [6]).

Осерненность сланцев, которую связывают с деятельностью сульфатвосстанавливающих бактерий на стадии диагенеза ОВ в анаэроб-

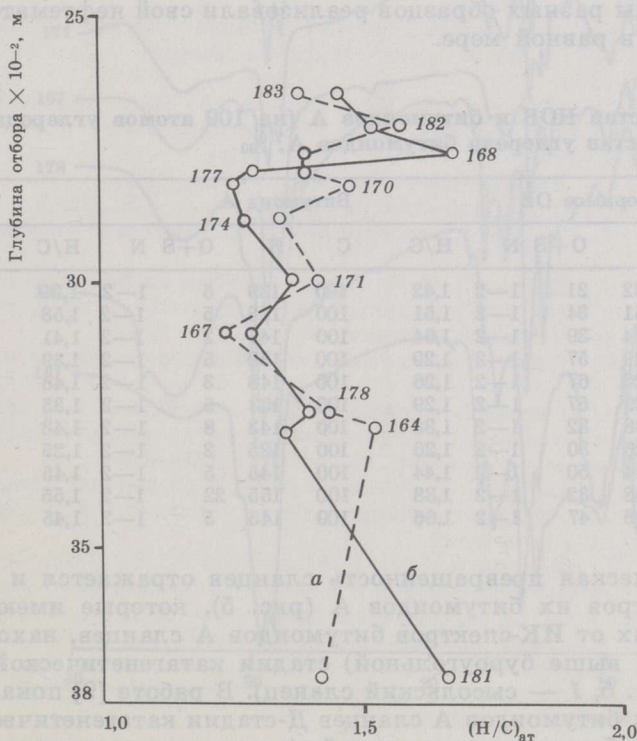


Рис. 4

Изменение атомного отношения Н/С битумоида А (1) и НОВ (2) в зависимости от глубины отбора образцов

ных условиях [7], так же, как и преобладание закисного железа над окисным (табл. 3), указывает на восстановительные условия накопления сланцев. Как индикатор условий накопления при исследовании термически непреобразованных горючих сланцев часто используется и отношение пристан/фитан. В сланцах Ходжаипакской свиты значение этого отношения меньше единицы (что характеризует восстановительные условия накопления) имеют только образцы, отобранные с меньших глубин (табл. 4). С увеличением глубины отбора образца это отношение возрастает, отражая уже катагенетическое превращение ОВ [6].

Судя по составу *n*-алканов битумоида А можно заключить, что основным биопродуцентом ОВ сланцев был фитопланктон: преобладают *n*-алканы до С₂₀ (рис. 4). Сапропелевое ОВ морского генезиса, отлагавшееся в восстановительных условиях, обычно относят ко II типу, но существуют и промежуточные типы ОВ [7]. По величине значений атомного отношения Н/С битумоидов А и нерастворимого ОВ (НОВ) (табл. 5), высокому содержанию алканов в битумоиде А (табл. 4) и происхождению ОВ главным образом из липидов фитопланктона (рис. 4) ОВ сланцев Ходжаипакской свиты близко к I типу. Окисленность ОВ характерна для сернистых сланцев, так как бактериальная сульфатредукция — это процесс окислительно-восстановительный и кислород сульфатов включается в ОВ в осадке.

По величине атомного отношения Н/С НОВ всех образцов сланцев (табл. 5) попадает в зону катагенеза ОВ I и II типов [7]. Можно выделить такие образцы (177, 170, 174, 167), в которых по сравнению с другими заметно меньше атомное отношение Н/С битумоида А (ср. рис. 2), что связано с интенсивной эмиграцией из него преимущественно алканов. Судя по вариациям в величине атомного отношения Н/С НОВ (рис. 4), сланцы разных образцов реализовали свой нефтематеринский потенциал не в равной мере.

Таблица 5

Элементный состав НОВ и битумоидов А (на 100 атомов углерода) и изотопный состав углерода битумоидов А, ‰

Образец	Нерастворимое ОВ					Битумоид А					δ ¹³ С
	С	Н	О+S	N	Н/С	С	Н	О+S	N	Н/С	
183	100	142	21	1—2	1,42	100	139	5	1—2	1,39	—28,1
182	100	151	34	1—2	1,51	100	158	5	1—2	1,58	Не опр.
168	100	164	39	1—2	1,64	100	141	2	1—2	1,41	—27,9
177	100	129	57	1—2	1,29	100	139	5	1—2	1,39	—28,3
170	100	126	67	1—2	1,26	100	148	3	1—2	1,48	—27,0
174	100	129	57	1—2	1,29	100	133	5	1—2	1,33	—27,5
171	100	138	32	1—2	1,38	100	143	8	1—2	1,43	—27,5
167	100	126	30	1—2	1,26	100	125	2	1—2	1,25	—27,5
178	100	144	50	1—2	1,44	100	145	5	1—2	1,45	—27,4
164	100	138	32	1—2	1,38	100	155	22	1—2	1,55	—27,2
181	100	166	47	1—2	1,66	100	145	5	1—2	1,45	—28,2

Катагенетическая превращенность сланцев отражается и в характере ИК-спектров их битумоидов А (рис. 5), которые имеют черты, отличающие их от ИК-спектров битумоидов А сланцев, находящихся на низкой (не выше бурогоугольной) стадии катагенетической превращенности (рис. 5, 1 — сысольский сланец). В работе [9] показано, что в ИК-спектрах битумоидов А сланцев Д-стадии катагенетической превращенности и более высоких стадий отмечается изменение морфологии полосы поглощения (С=О)-группы (1700 см⁻¹) и появление тройной серии полос в интервале 900—740 см⁻¹ (рис. 5), характерной и для ИК-спектров нефтей.

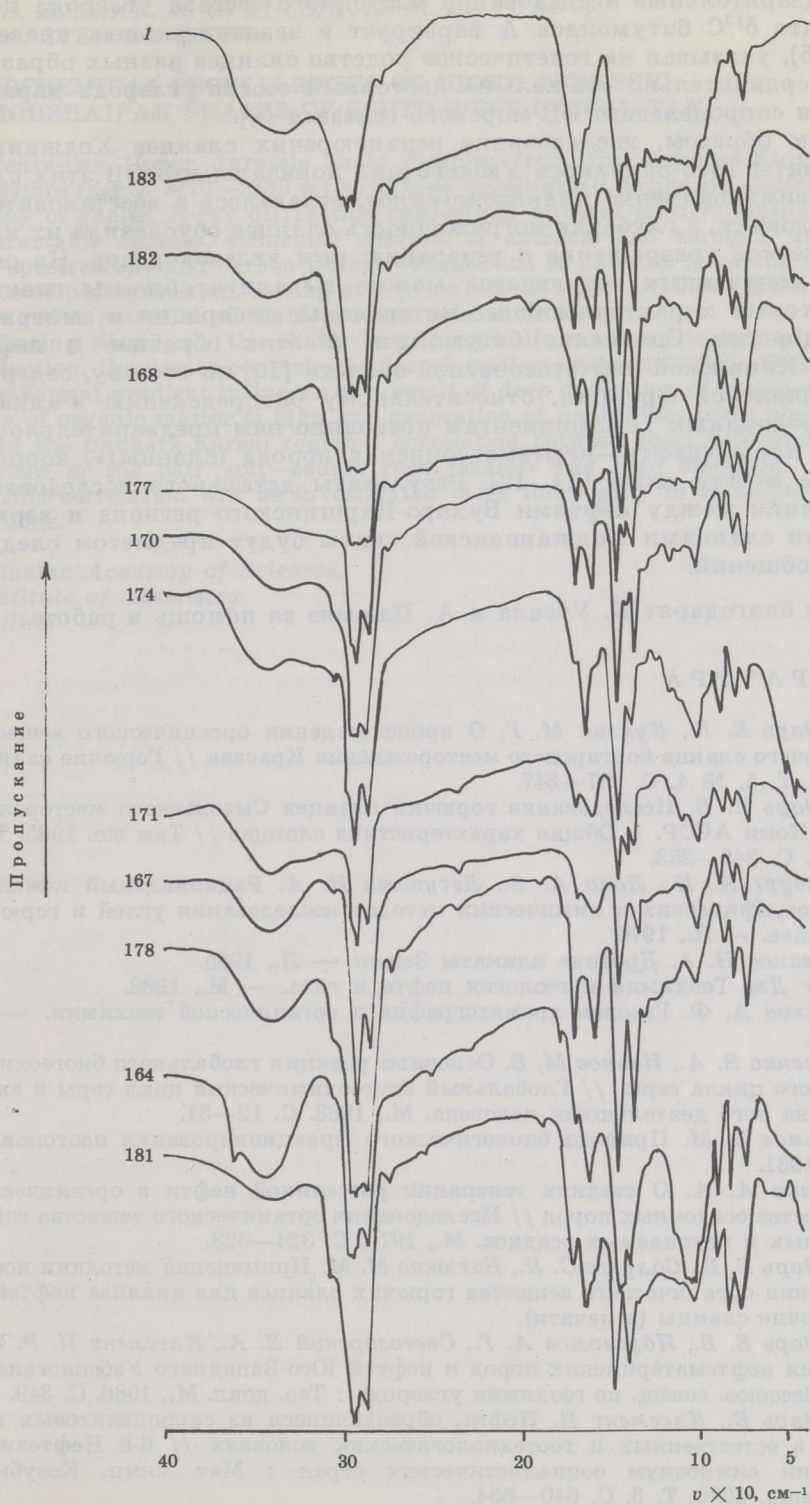


Рис. 5
 ИК-спектры битумоидов А. 1 — сысолевский сланец (приводится для сравнения)

Предварительные исследования изотопного состава углерода показали, что $\delta^{13}\text{C}$ битумоидов А варьирует в незначительных пределах (табл. 5), указывая на генетическое родство сланцев разных образцов. Такой сравнительно «тяжелый» изотопный состав углерода характерен для сапропелевого ОВ морского генезиса [9].

Таким образом, исследование верхнеюрских сланцев Ходжаипакской свиты Юго-Западного Узбекистана показало, что ОВ этих сланцев, преимущественно планктоногенное, отлагалось в восстановительных условиях, а глубокая погруженность сланцев обусловила их катагенетическое превращение и генерацию ими углеводородов. На основании полученных результатов можно выделить образцы сланцев, для которых характерны более интенсивные генерация и эмиграция углеводородов. Сравнение битумоидов А этих образцов и нефтей Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области [10] по составу, содержанию алкановой фракции, относительному распределению *n*-алканов и изопреноидным коэффициентам позволило нам предварительно выделить пары «нефть—нефтематеринская порода (сланцы)», коррелирующие между собой [11, 12]. Результаты детального исследования корреляции между нефтями Бухаро-Каршинского региона и верхнеюрскими сланцами Ходжаипакской свиты будут предметом следующих сообщений.

Авторы благодарят К. Утсала и А. Паюмяэ за помощь в работе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бондарь Е. Б., Куузик М. Г. О происхождении органического вещества горючего сланца болгарского месторождения Красава // Горючие сланцы. 1988. Т. 5, № 4. С. 337—347.
2. Бондарь Е. Б. Исследование горючих сланцев Сысольского месторождения Коми АССР. 1. Общая характеристика сланцев // Там же. 1985. Т. 2, № 3. С. 246—253.
3. Гинзбург А. И., Лапо А. В., Летушова И. А. Рациональный комплекс петрографических и химических методов исследования углей и горючих сланцев. — Л., 1976.
4. Ясаманов Н. А. Древние климаты Земли. — Л., 1985.
5. Хант Дж. Геохимия и геология нефти и газа. — М., 1982.
6. Шляхов А. Ф. Газовая хроматография в органической геохимии. — М., 1984.
7. Гриненко В. А., Иванов М. В. Основные реакции глобального биогеохимического цикла серы // Глобальный биогеохимический цикл серы и влияние на него деятельности человека. М., 1983. С. 12—31.
8. Галимов Э. М. Природа биологического фракционирования изотопов. — М., 1981.
9. Ильина А. А. О стадиях генерации рассеянной нефти в органическом веществе осадочных пород // Исследования органического вещества современных и ископаемых осадков. М., 1976. С. 324—328.
10. Бондарь Е. Б., Салусте С. Я., Витюков М. М. Применение методики исследования органического вещества горючих сланцев для анализа нефтей // Горючие сланцы (в печати).
11. Бондарь Е. Б., Ибрагимов А. Г., Светозарский Е. А., Клесмент И. Р. Геохимия нефтематеринских пород и нефтей Юго-Западного Узбекистана // 2-е Всесоюз. совещ. по геохимии углерода : Тез. докл. М., 1986. С. 349.
12. Бондарь Е., Клесмент И. Нефти, образующиеся из сапропелитовых топлив в естественных и геотехнологических условиях // 6-й Нефтехимический симпозиум социалистических стран : Мат. симп. Козубник, Польша, 1986. Т. 3. С. 640—654.

Представил К. Э. Уров
Поступила в редакцию
29.12.88

Институт химии
Академии наук Эстонии
г. Таллинн

**GEOCHEMICAL PECULIARITIES OF UPPER JURASSIC
KHODZHAIPAK SHALES OF SOUTH-WEST UZBEKISTAN**

Twenty-two Upper Jurassic shale samples from the Bukhara-Khiva oil-gas province (depth 3770—2635 m) have been investigated. Scanning electron microscopy of shales, X-ray diffraction analysis of mineral matter, capillary GC of extractable alkanes, elemental analysis of extracts and kerogen, as well as IR-spectroscopy and carbon isotope composition of extracts show the predominance of phytoplankton, sewing as a precursor of shales organic matter, and the low redox potential of the deposition paleoenvironment.

During diagenesis the shales have been sulfurized due to bacterial sulfate reduction, the pyrite content of mineral matter amounts to 6 %. Owing to the geothermal gradient influence as a result of deep deposition of shales, the maturity of organic matter is high and generation of naphthides takes place.

In the Bukhara-Karshi region a correlation between some geochemical parameters in the pair «oil—source rock (shale)» has been observed.

This correlation will be investigated more thoroughly in subsequent contributions.

*Estonian Academy of Sciences,
Institute of Chemistry
Tallinn*