

КОРРЕКТИРОВАННЫЙ ЭКЗ.

ISSN 0024-497X



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

2

1986

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Ронов А. Б., Хаин В. Е., Балуховский А. Н.</i> Количественные закономерности распространения осадков в океанах	3
<i>Батурин Г. Н., Исаева А. Б.</i> Вольфрам в железомарганцевых конкрециях океана	17
<i>Хворова И. В., Руженцев С. В.</i> Сравнение отложений палеозойских геосинклиналей. Сообщение 2. Отложения палеозойских геосинклиналей	25
<i>Тимофеев П. П., Бебешев И. И., Макаров Ю. В.</i> Основные черты развития юрских ландшафтов юго-восточной части Средней Азии	37
<i>Ларская Е. С., Полянская В. С., Котельникова Э. Д.</i> О влиянии состава и строения терригенных сингенетично-нефтегазоносных толщ на аккумуляцию и рассеивание нефтяных флюидов	57
<i>Курило М. В., Галабурда Ю. А., Добрянский Л. А.</i> Некоторые результаты термобарогеохимического изучения аутигенных минералов из угленосных отложений Донбасса	68
<i>Гептнер А. Р., Наумов В. А.</i> Особенности состава вулканокластичности корвунчанской серии Тунгусской синеклизы	75
<i>Петрова Р. Н., Деметьева О. Ф., Корнева А. Г.</i> Некоторые особенности формирования вторичной пористости в песчано-алевритовых породах мезозоя Западного Предкавказья	90
<i>Липаева А. В., Павлов Д. И.</i> Подземные воды и формирование железных руд северного Приаралья	104
<i>Менакер Е. А., Федоренко Я. Д.</i> Литогеохимические особенности и генезис сульфидного оруднения в девонских отложениях Латвии	118

Краткие сообщения

<i>Зайцев Н. С., Коссовская А. Г., Петрова В. В., Рассказов А. А., Бадамгарав Д., Тумэнбаяр Б., Амаржаргал Э.</i> Первые находки цеолитолитов в МНР	125
---	-----

Методика

<i>Данильченко А. Я., Чопоров Д. Я.</i> Новый аппаратный метод автоматического измерения величин отражения минералов при помощи анализатора изображений	129
<i>Муравьев В. И.</i> Влияние подготовительной обработки на результаты исследования металлоносных осадков	133
<i>Васильев С. В., Бабанин В. Ф., Соловьев А. А.</i> Исследования переходов $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$ в процессе выветривания методом ядерной гамма-резонансной спектроскопии	136

Хроника

<i>Холодов В. Н., Еремеев В. В.</i> О пленуме Межведомственного литологического комитета	142
--	-----

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
MINISTRY OF GEOLOGY OF THE USSR

2

MARCH — APRIL

1986

CONTENTS

<i>Ronov A. B., Khain V. E., Balukhovskiy A. N.</i> Quantitative distribution of sediments in oceans	3
<i>Baturin G. N., Isaeva A. B.</i> Tungsten in ferromanganese nodules of oceans	17
<i>Khvorova I. V., Ruzhentsev S. V.</i> Comparison of deposits of Paleozoic geosynclines. Communication 2. Deposits of Paleozoic geosynclines	25
<i>Timofeev P. P., Bebeshev I. I., Makarov Yu. V.</i> Principal features of Jurassic landscape development in the South-Eastern part of Central Asia	37
<i>Larskaya E. S., Polyanskaya V. S., Kotelnikova E. D.</i> On the influence of the structure and composition of terrigenous syngenetically oil-gas-bearing sequences on the accumulation and dissemination of oil fluids	57
<i>Kurilo M. V., Galaburda Yu. A., Dobryansky L. A.</i> Some results of thermobarogeochemical study of authigenic minerals from the Donbass coal-bearing deposits	68
<i>Geptner A. R., Naumov V. A.</i> Composition peculiarities of volcanoclastics in the Korvunchan series of the Tunguss syncline	75
<i>Petrova R. N., Dement'eva O. F., Korneva A. G.</i> Some peculiarities of secondary porosity formation in Mesozoic sand-aleurite rocks of the Cis-Caucasus west	90
<i>Lipaeva A. V., Pavlov D. I.</i> Underground water and iron ore formation in the Aral Sea northern area	104
<i>Menaker E. A., Fedorenko Ya. D.</i> Lithogeochemical features and sulfide ores genesis in the Devonian deposits of Latvia	118
<i>Brief Communications</i>	
<i>Zaitsev N. S., Kossovskaya A. G., Petrova V. V., Rasskazov A. A., Badamgarav D., Tumenbayar B., Amarzhargal Z.</i> First zeolite finds in Mongolian People's Republic	125
<i>Methodology</i>	
<i>Danilchenko A. Ya., Choporov D. Ya.</i> New method of automatic measurement of mineral reflection values by means of the image analysis system	129
<i>Muravyev V. I.</i> The effect of the preparatory work on results of metallic sediments investigation	133
<i>Vasilyev S. V., Babanin V. F., Solovyev A. A.</i> The investigation of $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$ transitions in the course of weathering by means of gamma-ray spectroscopy method	136
<i>Chronicle</i>	
<i>Kholodov V. N., Ereemeev V. V.</i> The Plenary session of Interdepartmental Lithological Committee	142

УДК 551.35

КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ОСАДКОВ В ОКЕАНАХ

РОНОВ А. Б., ХАИН В. Е., БАЛУХОВСКИЙ А. Н.

Составлены карты литологических формаций океанов для всех эпох, начиная с поздней юры по плиоцен. По картам измерены площади современного распространения важнейших типов океанских осадков и подсчитаны их объемы отдельно для Тихого, Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов. Получены достоверные оценки общего объема осадков Мирового океана и его распределения по стратиграфическим комплексам. Установлены количественные закономерности изменения во времени распространенности океанских формаций и средних скоростей их накопления для Мирового океана в целом и каждого из океанов в отдельности. Выявлены специфические особенности и различия в истории седиментации молодых океанов (Атлантический, Индийский и Северный Ледовитый) и древнего (обновленного) Тихого океана.

До середины XX в. практически отсутствовали непосредственные данные о строении, составе и истории развития осадочной оболочки океанов. Геологи судили о них по аналогии с обрамляющими континентами. Позитивные знания ограничивались лишь тонкой пленкой преимущественно современных и голоценовых осадков, вскрытых неглубокими колонками. Можно без преувеличения говорить о том, что огромные пространства дна океанов, охватывающие 2/3 общей площади осадочной оболочки Земли, представляли собой terra incognita.

Первая попытка количественно определить распространенность главных типов пелагических осадков по соотношению площадей их выходов на дне океанов принадлежит Х. Свердрупу, М. Джонсону и Р. Флемингу [39]. Полученные ими результаты ограничивались лишь тремя типами осадков, из которых наиболее распространенными оказались известковые илы (48%), затем красные глины (38%) и кремнистые илы (14%). Эти оценки, как показали последующие исследования, не могут служить эталоном распространенности важнейших типов осадков для всей осадочной толщи дна океанов и очень грубо отражают их пропорции в самом поверхностном ее слое.

Столь же неточным оказался первый опыт определения общего объема океанических осадков, произведенный Ф. Кюненом в 1941 г. Автор исходит не из данных непосредственных измерений, а из косвенных теоретических соображений [29, 30]. Полученный Ф. Кюненом результат ($850 \cdot 10^6 \text{ км}^3$) оказался почти на порядок величины выше истинного значения. Следующий шаг был сделан спустя 14 лет А. Полдервартом [8, 33], когда по сейсмическим данным была определена средняя мощность слоя неуплотненных океанических осадков (0,6 км). Используя эту величину как исходную и приняв общую площадь глубинной океанической области равной $286 \cdot 10^6 \text{ км}^2$, А. Полдерварт получил первую эмпирическую оценку общего объема океанических осадков ($172 \cdot 10^6 \text{ км}^3$). Последующие подсчеты, опиравшиеся на результаты глубоководного бурения дна океанов и обширные сейсмические исследования, внесли существенные уточнения в результаты А. Полдерварта в сторону их понижения, но порядок величины остался тем же (табл. 1).

Современный этап количественных исследований связан с попытками получить дифференцированные оценки объемов отложений по отдельным стратиграфическим комплексам осадочного слоя океанов, с определением в каждом из них объемной распространенности слагающих их литологических типов осадков. Эту задачу с той или иной детальностью пытались решить разными методами А. П. Лисицын [6, 7],

Оценки общего объема и массы океанских осадков, их средней мощности и средней скорости осадконакопления

Параметр	А. Полд- варт [8]	А. Б. Ронов и А. А. Ярошев- ский [9]	А. П. Ли- сицын [7]	Соусэм Дж. Р., В. В. Хей [38]	А. Б. Ронов, В. Е. Ханн и А. Н. Балухов- ский, 1985
Площадь области океанской седиментации, 10^6 км ²	286	300	290	284	285
Общий объем океанских осадков, 10^6 км ³	172	120	133	142	114*
Масса океанских осадков, 10^{21} г	217	190			203
Средняя мощность океанских осадков, км	0,60	0,40	0,46	0,50	0,40
Средняя скорость океанско-го осадконакопления, метры за 10^6 лет	4,0	2,6	3,0	3,3	2,6

* Включая четвертичные осадки, объем которых ориентировочно оценивается нами в $15 \cdot 10^6$ км³.

Дж. Соусэм и В. Хей [38] и авторы настоящего исследования [11—13, 17]. Решение этой задачи стало для нас возможным лишь после завершения многолетней работы по составлению серии карт литологических формаций океанов в масштабе 1 : 35 000 000 для всех отделов верхнего мезозоя и кайнозоя, начиная с верхней юры по плиоцен [11, 17]. При построении карт были использованы все доступные на 1982 г. материалы глубоководного бурения [26], драгирования, сейсмостратиграфии [23, 24, 27, 28, 35, 36], опробования поршневыми трубками, а также результаты региональных и глобальных обобщений, полученных в отечественных и зарубежных исследованиях океанских формаций [1—7, 14—16, 19—22, 25, 31, 32, 34, 37, 40—45].

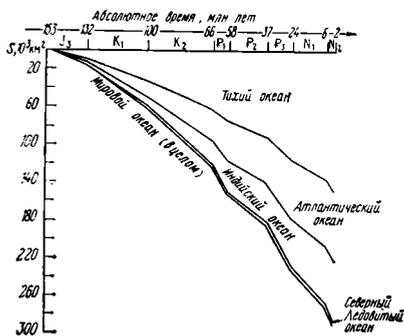
На картах показаны распространение и мощности основных типов океанских литологических формаций. Они объединяются в соответствии с классификацией П. Л. Безрукова и И. О. Мурдмаа [1, 3, 11] в две группы: пелагические и гемипелагические или приконтинентальные. Накопление гемипелагических формаций происходило в условиях интенсивного выноса терригенного материала с континентов в приконтинентальные зоны океанов (например, турбидиты). Границы отдельных океанов проведены, так же как в первой нашей работе, посвященной глобальному вулканизму океанов [10], а областей собственно океанской седиментации—согласно геологическим картам Атлантического, Индийского и Тихого океанов [18].

В данной статье мы исключили из рассмотрения площади шельфов и материковых склонов, континентов и областей развития незрелой континентальной коры островодужных систем, т. е. областей развития новообразованной континентальной коры, а также внутренние и окраинные моря. Эти области мы изучали отдельно и измерение объемов осадков производилось по картам литологических формаций континентов и континентальных окраин, составленных нами в масштабе 1 : 25 000 000. Полученные результаты изложены в работах [12, 13].

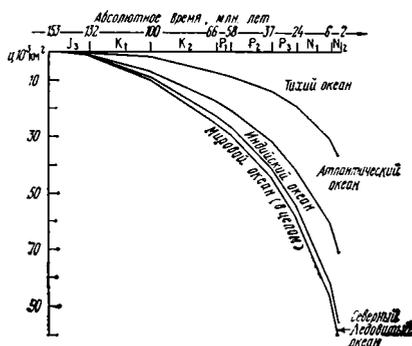
Измерение площадей современного распространения важнейших типов океанских осадков и их объемов велось по картам литологических формаций океанов раздельно для Тихого, Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов. Погрешности измерения площадей оцениваются в пределах $\pm 5\%$, а объемов $\pm 20\%$, причем величина погрешностей убывает вверх по стратиграфической шкале. Результаты измерений площадей и объемов, а также подсчетов производных параметров, таких, как средние мощности отложений, средние скорости осадконакопления (в метрах за 10^6 лет) и объемная распространенность важнейших типов континентальных, морских мелководных и океанических глубоководных осадков (гемипелагических и пелагиче-

ских) сведены в табл. 2. В ней же приведены общие объемы осадков по каждому из океанов для всего интервала J_3 — N_2 и средние для этого же периода времени значения скоростей седиментации и объемной распространенности осадков.

Общая площадь современного распространения океанских осадков составляет $285 \cdot 10^6$ км². Она непостоянна и изменяется в зависимости от возраста осадков. В каждом из океанов площадь распространения осадков закономерно увеличивается снизу вверх по стратиграфической шкале от минимальной у верхнеюрских отложений к максимальной у плиоценовых (фиг. 1). Наибольшая площадь океанской седиментации приходится на Тихий океан ($146 \cdot 10^6$ км², или 52% общей площади рас-



Фиг. 1. Кривые роста площади S областей океанской седиментации в течение позднего мезозоя и кайнозоя



Фиг. 2. Кумулятивные кривые роста во времени объема V осадков Мирового океана и вклада в седиментацию отдельных океанов

пространения осадков в Мировом океане). Далее в порядке убывания площади следуют Атлантический ($71 \cdot 10^6$ км², или 25%), Индийский ($64 \cdot 10^6$ км², или 22%) и Северный Ледовитый ($4 \cdot 10^6$ км², или 1%) океаны.

Распространение суши в пределах современных океанов было весьма ограниченным на всех этапах их истории, но области отсутствия осадков вследствие их ненакопления или последующего размыва достигают заметной величины (см. табл. 2), особенно в палеоцене ($5 \cdot 10^6$ км²), олигоцене ($7 \cdot 10^6$ км²) и в плиоцене ($6 \cdot 10^6$ км²).

Общий объем осадков Мирового океана достигает $114 \cdot 10^6$ км³ (см. табл. 1), а без четвертичных осадков приближается к $100 \cdot 10^6$ км³ (см. табл. 2 и фиг. 2). Он почти вчетверо уступает суммарному объему синхронных отложений (J_3 — N_2) континентов ($188 \cdot 10^6$ км³) и континентальных окраин ($178 \cdot 10^6$ км³) [12, 13].

Если встать на точку зрения мобилистов и допустить, что субдукция имела место в прошлые геологические периоды, то из этого следует, что количество пелагических осадков, поглощенных в зонах Заварицкого — Беньофа при подвиге океанической коры под континенты, должно возрастать с увеличением возраста этих осадков. По приблизительным расчетам А. П. Лисицына [7], за последние 150 млн. лет, т. е. с поздней юры до современной эпохи, в зоны субдукции ушло $225 \cdot 10^6$ км³ пелагического и гемипелагического осадочного материала. Приняв эту оценку и добавив к ней рассчитанный нами объем сохранившихся осадков ($100 \cdot 10^6$ км³), а также объем четвертичных осадков, рассчитанный приближенно и равный половине объема осадков плиоцена ($15 \cdot 10^6$ км³), получим, что общий объем осадков, накопившихся на океанском ложе в течение J_3 — Q , должен был достигать $340 \cdot 10^6$ км³.

Рассмотрим теперь, как распределяются по океанам объемы сохранившихся океанских осадков (см. табл. 2). Наибольший объем приходится на Тихий океан ($37 \cdot 10^6$ км³). Немногим уступают ему объемы осадков Атлантического ($33 \cdot 10^6$ км³) и Индийского ($26 \cdot 10^6$ км³) океанов, тогда как на Северный Ледовитый океан приходится всего лишь

Распространенность важнейших типов формаций

Стратиграфический интервал	Длительность интервала, млн. лет	Океаны	Площадь, 10 ⁹ км ²				Общий объем отложений, 10 ⁹ км ³	Средняя мощность отложений, м	Средняя скорость осадконакопления, м/10 ⁶ лет	континентальные	
			Суша (области размыта)	Области последующего размыта	Области осадконакопления	Области с более молодой океанической корой				Песчано-глинистые	Наземные вулканогенные
Плиоцен, N ₃	2—6=4	Атлантический	42	345	70 906	1522	3 508	49	12	—	0,9
		Индийский	—	1078	63 616	1176	4 046	64	16	—	0,02
		Тихий	73	4510	146 284	3050	5 804	40	10	—	—
		Северный Ледовитый	—	—	4 003	93	215	54	13	—	—
		Мировой океан в целом	115	5933	284 809	5841	13 573	48	12	—	0,3
Миоцен, N ₄	6—24=18	Атлантический	16	231	69 286	11 100	7 687	111	6,2	—	0,7
		Индийский	—	623	59 925	5 692	8 483	142	7,9	—	0,2
		Тихий	61	1424	134 857	10 530	11 148	83	4,6	—	0,3
		Северный Ледовитый	—	42	4 043	255	494	122	6,8	—	—
		Мировой океан в целом	77	2320	268 111	27 577	27 812	113	6,3	—	0,3
Оligоцен, P ₃	24—37=13	Атлантический	117	954	61 870	12 086	4 353	70	5,4	—	0,1
		Индийский	—	3614	49 803	14 791	3 728	75	5,8	0,1	—
		Тихий	147	2171	114 015	39 079	5 386	47	3,6	—	—
		Северный Ледовитый	—	21	3 590	894	258	72	5,5	—	—
		Мировой океан в целом	264	6760	229 278	66 850	13 725	60	4,6	0,01	0,04
Эоцен, P ₂	37—58=21	Атлантический	—	930	49 497	19 293	5 517	111	5,3	—	0,1
		Индийский	—	1527	41 281	21 760	3 250	79	5,8	—	—
		Тихий	164	484	89 563	60 656	5 362	60	2,9	—	—
		Северный Ледовитый	—	—	3 461	1 227	804	232	11	0,1	—
		Мировой океан в целом	164	2491	183 802	102 936	14 933	81	3,9	0,01	0,05
Палеоцен, P ₁	58—66=8	Атлантический	41	1006	43 893	27 449	1083	25	3,1	—	—
		Индийский	34	2880	31 911	29 849	1120	35	4,4	0,4	0,6
		Тихий	22	1025	72 577	77 228	1818	25	3,1	—	—
		Северный Ледовитый	—	—	2 132	2 260	85	40	5,0	—	—
		Мировой океан в целом	97	4911	150 513	136 786	4106	27	3,4	0,1	0,2
Верхний мел, K ₂	66—100=34	Атлантический	125	—	32 927	32 563	5 003	152	4,5	—	—
		Индийский	281	—	25 867	38 441	3 425	132	3,9	—	—
		Тихий	—	—	61 073	90 364	5 021	82	2,4	—	—
		Северный Ледовитый	—	—	1 193	3 277	1 612	1351	40	—	—
		Мировой океан в целом	153	—	121 060	164 645	15 061	124	3,6	—	—
Нижний мел, K ₁	100—132=32	Атлантический	—	61	15 440	57 703	4700	304	9,5	0,5	0,1
		Индийский	—	—	9 210	55 972	1758	191	6,0	—	—
		Тихий	—	—	34 356	121 776	1828	53	1,7	—	—
		Северный Ледовитый	—	—	817	3 586	409	501	16	—	—
		Мировой океан в целом	—	61	59 723	239 037	8695	146	4,6	0,3	0,05

Стратиграфический интервал	Длительность интервала, млн. лет	Океаны	Площадь, 10 ³ км ²				Общий объем отложений, 10 ³ км ³	Средняя мощность отложений, м	Средняя скорость осадконакопления, м/10 ⁶ лет	континентальные	
			Суша (области размыва)	Области последующего размыва	Области осадконакопления	Области с более молодой океанической корой				Песчано-глинистые	Наземные вулканогенные
Верхняя юра, J ₃	132—153=21	Атлантический	—	—	3 278	65 116	716	218	10	—	—
		Индийский	386	—	756	61 934	91	120	5,7	—	—
		Тихий	—	—	10 487	137 852	352	34	1,6	—	—
		Северный Ледовитый	—	—	409	4 626	435	1064	51	—	—
		Мировой океан в целом	386	—	14 930	269 528	1594	107	5,1	—	—
Сумма или среднее для N ₂ — J ₃	2—153=151	Атлантический	—	—	—	—	32 567	—	—	0,1	0,3
		Индийский	—	—	—	—	25 901	—	—	0,02	0,08
		Тихий	—	—	—	—	36 719	—	—	—	0,08
		Северный Ледовитый	—	—	—	—	4 312	—	—	0,02	—
		Мировой океан в целом	—	—	—	—	99 499	—	—	0,03	0,2

4·10⁶ км³. Кумулятивные кривые (см. фиг. 2) отображают последовательный рост вверх по стратиграфической шкале объема сохранившихся осадков Мирового океана и оценивают вклад отдельных океанов в общую океанскую седиментацию.

Средняя скорость осадконакопления в Мировом океане для периода времени J₃ — Q равна всего лишь 2,6 м за 10⁶ лет (см. табл. 1). Она на порядок величины ниже скорости синхронной седиментации на континентах (25 м за 10⁶ лет) и шельфах (27 м за 10⁶ лет) [12, 13]. Сравнивая друг с другом изменение во времени скоростей седиментации в пределах отдельных океанов (фиг. 3), нетрудно увидеть, что у Атлантического и Индийского океанов проявилась общая тенденция к снижению темпа осадконакопления от поздней юры к началу палеогена, а затем последовательный его рост с достижением максимума в плиоцене. В Тихом океане, где скорости седиментации на всех стадиях его развития были минимальными по сравнению с другими океанами, прослеживается непрерывное нарастание скоростей осадконакопления от поздней юры к плиоцену. Северный Ледовитый океан резко отличается от остальных океанов гораздо более высокой средней скоростью седиментации (23 м за 10⁶ лет), близкой по величине к таковой на континентах и их окраинах. Однако, как видно из данных, приведенных на фиг. 3, начиная с олигоцена, скорости осадконакопления в этом океане резко убывают до значений, близких к другим океанам. В целом для Мирового океана скорости седиментации снижались от поздней юры к палеоцену, а затем нарастали, достигнув максимума в плиоцене (см. фиг. 3). Аналогичные тенденции в изменении темпов седиментации были установлены нами ранее для континентов и их окраин [12, 13]. Таким образом, согласованное изменение скоростей осадконакопления в трех главных глобальных зонах осадочной оболочки позволяет утверждать, что планетарная седиментация развивалась в течение по-

Важнейшие типы формаций океанов (в процентах от общего объема отложений)

морские мелководные				гемипелагические глубоководные									пелагические глубоководные				
Карбонатные и карбонатно-обломочные	Песчано-глинистые	Соли, гипсы, ангидриты	Подводно-вулканогенные	Карбонатные (известняки, мел, илы)	Карбонатно-глинистые	Глинистые	Битуминозные глины	Турбидиты	Гляциально-морские	Кремнистые (кремни, радиоляриевые и диатомовые илы)	Вулканические	Подводно-вулканогенные	Карбонатные (известняки, мел, илы)	Карбонатно-глинистые	Серо-зеленые глины	Красные глины	Кремнистые (кремни, радиоляриевые и диатомовые илы)
42,0	—	—	—	46,9	—	11,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	100	—	—	—	—	—	—	54,8	—	—	29,3	15,9
—	3,2	—	96,8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
18,9	0,9	—	26,3	21,1	—	10,7	—	—	—	—	—	—	12,1	—	—	6,5	3,5
2,9	1,9	1,0	1,4	4,9	13,1	24,6	5,6	10,4	1,9	1,5	0,2	0,1	15,7	1,8	5,4	5,0	2,2
6,1	0,2	0,2	0,1	5,0	12,1	22,9	0,3	26,6	1,7	1,4	0,7	—	13,0	0,8	1,7	5,1	2,0
1,2	0,02	—	1,2	7,3	2,1	13,6	0,01	7,6	5,1	3,0	3,4	2,3	33,3	1,2	0,5	10,2	7,9
—	0,3	—	9,8	—	—	72,2	—	13,3	3,8	0,3	—	0,3	—	—	—	—	—
3,0	0,7	0,02	1,4	5,5	8,2	22,2	1,9	13,7	3,1	2,0	1,5	0,8	20,9	1,2	2,4	6,7	4,2

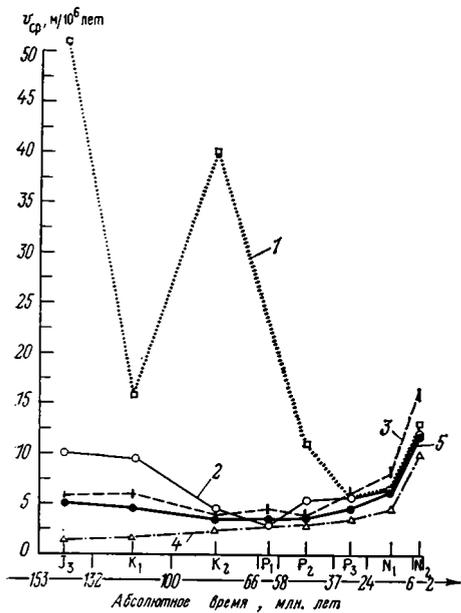
следних 150 млн. лет по общему закону и подчинялась единому ритму движений.

В течение этого же периода времени происходило смещение области максимального накопления осадков с континентов на шельфы, а затем в пелагиаль Мирового океана. Вклад осадков континентов последовательно убывал, а океанской седиментации — увеличивался и достиг максимума в плиоцене (фиг. 4), составив около 50% общего объема осадков этого возраста в осадочной оболочке Земли [12, 13].

От континентов в глубь океанов четко прослеживается тенденция к выклиниванию грубообломочных континентальных и мелководных морских отложений и к их замещению глубоководными, преимущественно глинистыми, карбонатно-глинистыми и карбонатными гемипелагическими и пелагическими осадками [12, 13].

В общем объемном балансе 1-го сейсмического слоя океанов континентальные отложения играют ничтожную роль (0,2% от общего объема осадков). Невелик также вклад мелководных морских отложений (5,5%). Господствующее место принадлежит глубоководным гемипелагическим (58,9%) и пелагическим (35,4%) осадкам (см. табл. 2).

В ходе времени изменялись фациальные условия осадконакопления на площади современных океанов. Менялась и распространенность важнейших типов осадков (см. табл. 2). Их изменения мы оцениваем по объемам соответствующих фациальных и литологических типов осадков в процентах от общего объема отложений данного возраста. Построенный по данным табл. 2 график (фиг. 5) наглядно отображает выявленные тенденции. От поздней юры к плиоцену четко прослеживается снижение объемной распространенности мелководного морского осадконакопления в океанах. В поздней юре она была весьма велика (46%), в раннем мелу снизилась до 20%, а затем продолжала с незначительными колебаниями убывать вплоть до плиоцена (1%). Не менее



Фиг. 3. Изменение во времени средних скоростей v_{cp} осадконакопления в океанах: 1 — Северном Ледовитом; 2 — Атлантическом; 3 — Индийском; 4 — Тихом; 5 — в Мировом океане (в целом)

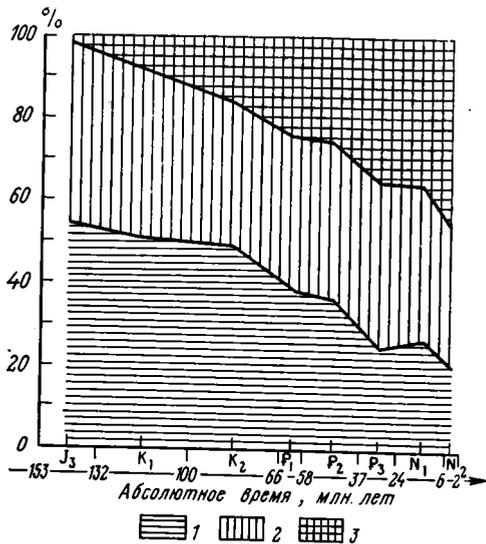
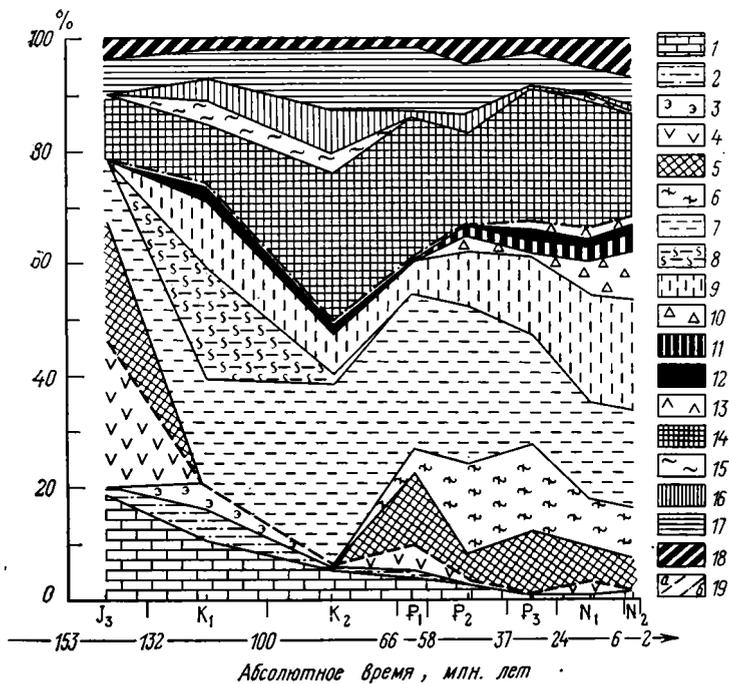


Рис. 4. Изменение во времени относительного вклада отложений континентов (1), шельфов и материковых склонов (2) и ложа океана (3) в осадочную оболочку Земли

отчетливо выражена тенденция к росту во времени распространенности гемипелагических осадков (от 32% в J_3 до 67% в N_2). Эта же тенденция прослеживается и для пелагического осадконакопления, но только для периода времени от поздней юры (22%) до позднего мела (51%), когда был достигнут максимум пелагической седиментации, а затем происходило постепенное сокращение ее вклада в общий баланс вплоть до плиоцена (32%).

На всех стадиях океанской седиментации роль грубых терригенных продуктов разрушения континентов была сравнительно невелика. Преобладающая их масса задерживалась на окраинах континентов — в области шельфов и материковых склонов. Пелагиали океанов достигал преимущественно тонкий (пелитовый) терригенный материал, выносимый с континентов турбидными потоками, плавающими льдами (гляциально-морские осадки) и золовым переносом. Турбидный вынос прослеживается, начиная с раннего мела. Он усиливался во времени и достиг максимальной интенсивности в миоцене (19%) и плиоцене (20% от общего объема океанских осадков этого возраста). К концу этапа существенное значение приобрели также гляциально-морские осадки, количество которых составило в плиоцене 8,9%. Усиливалось и накопление кремнистых илов (радиоляриевых и диатомовых), достигнув своего максимума в миоцене (8,3%) и плиоцене (10,4%). Таким образом, нараставшее к концу этапа накопление турбидитов, гляциально-морских осадков и кремнистых илов указывает, с одной стороны, на усиление выноса продуктов разрушения континентов, а с другой — на изменение климатических условий и общее похолодание.

Карбонатные формации играли значительную роль на всех стадиях океанской седиментации (см. табл. 2, фиг. 5). К ним отнесены мел, известковые илы (озы) и известняки. Главными породообразующими организмами в них являлись нанофоссилии и планктонные фораминиферы. Наиболее глубоководные карбонатные осадки сложены почти исключительно кокколитофоритами. В приконтинентальных зонах и в зонах действия мощных течений ощущается привнос пелитового материала континентальных окраин. Это привело к возникновению карбонатно-глинистых и мергельных осадков. Карбонатный материал составляет в



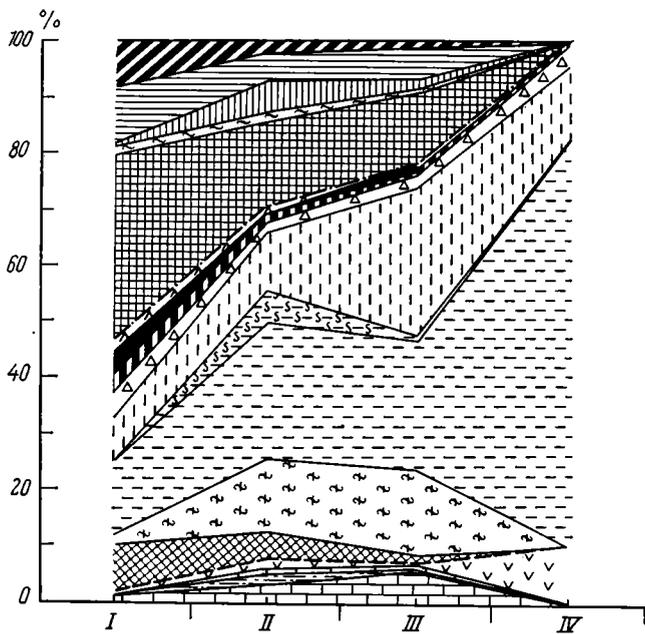
Фиг. 5. Изменение во времени средней распространенности важнейших типов осадков в отложениях 1-го сейсмического слоя Мирового океана и фациальных условий их накопления

Мелководные морские отложения: 1 — карбонатные; 2 — песчано-глинистые; 3 — эвапориты; 4 — подводно-вулканогенные. *Гемипелагические осадки:* 5 — карбонатные илы и известняки; 6 — карбонатно-глинистые; 7 — глинистые; 8 — глинистые битуминозные; 9 — турбидиты; 10 — гляциально-морские; 11 — кремнистые илы (радиоляриевые и диатомовые); 12 — вулканомиктовые глины; 13 — подводно-вулканогенные. *Пелагические осадки:* 14 — карбонатные илы и известняки; 15 — карбонатно-глинистые илы; 16 — серо-зеленые глины; 17 — красные глины; 18 — кремнистые илы (радиоляриевые и диатомовые), радиоляриты, порцелланиты; 19 — границы отложений (а — мелководных морских и гемипелагических, б — гемипелагических и пелагических)

них до 30% общей их массы. Распространенность карбонатных осадков колеблется в широких пределах от 52 (J₃) до 23% (K₁). Заметное снижение их распространенности установлено в плиоцене, что связано с похолоданием климата.

Наиболее распространенной в осадочной оболочке океанов является группа глинистых формаций (45% от общего объема осадков). Среди гемипелагических осадков она представлена битуминозными «черными глинами» и формацией «серых глин». Черные глины отличаются высоким содержанием органического углерода (в среднем 3%, в отдельных слоях более 10%) и низкой карбонатностью. Они отлагались в основном в восстановительных условиях придонных вод. Органическое вещество в них смешанного происхождения — континентального (остатки наземной и водной флоры) и морского (фито- и зоопланктон). Пелитовое вещество (включая остаточную переотложенную органику) имеет терригенное происхождение и явно снесено в океанский бассейн с ближайшего континента. Наибольшим (20%) распространением черные глины пользуются в осадках нижнего мела. По своему генезису к черным глинам близки серые, отличающиеся гораздо более низким содержанием органического вещества. Они сравнительно слабо распространены среди отложений верхней юры и нижнего мела, но широко представлены в отложениях верхнего мела и палеогена. В неогене количество их несколько уменьшается (см. фиг. 5).

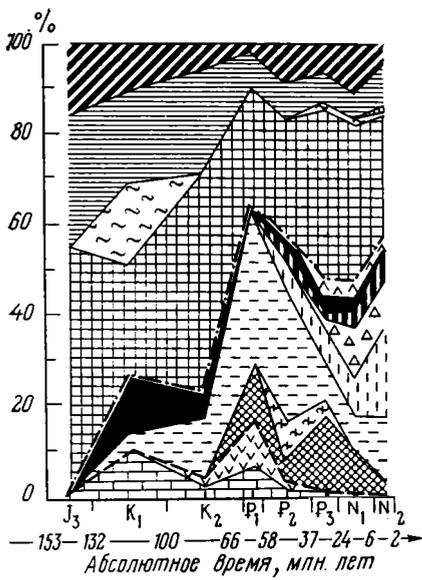
Группа пелагических глинистых формаций представлена двумя типами осадков — глубоководными и бескарбонатными «красными глинами» и «серо-зелеными глинами». Это типичные океанские осадки, но их вклад в общий баланс океанской седиментации невелик — на карс-



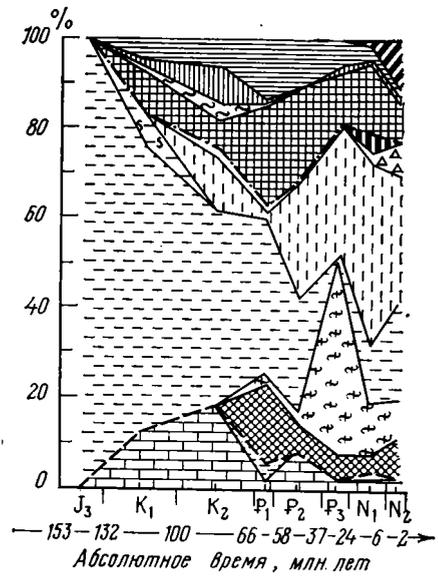
Фиг. 6. Средняя распространенность важнейших типов осадков 1-го сейсмического слоя и фациальных условий их образования в Тихом (I), Атлантическом (II), Индийском (III) и Северном Ледовитом (IV) океанах. Условные обозначения см. на фиг. 5

ные глины приходится всего лишь 6,7% общего объема осадков 1-го слоя, а на серо-зеленые глины — 2,4%. Красные глины подразделяются на два подтипа: собственно красные пелагические глины и коричневые цеолитовые глины. И те и другие формировались в окислительных условиях, более резко выраженных у собственно красных глин. Между ними наблюдаются постепенные переходы. Оба подтипа слагают маломощный чехол океанских абиссальных котловин. Они накапливались в условиях ничтожного привноса остаточного биогенного (пеллеты), терригенного и вулканогенного материала с длительными периодами ненакопления или даже размыва. В целом для красных цеолитовых глин характерны глубокие диагенетические преобразования, наиболее интенсивные среди океанских формаций, аутигенное минералообразование, происходящее за счет вулканогенного и адсорбированного из морской воды вещества. Серо-зеленые бескарбонатные, часто монтмориллонитовые глины формировались за счет внутриокеанского и терригенного материала, но измененного в ходе диагенеза, который протекал в восстановительных условиях ниже или вблизи уровня карбонатной компенсации. Наибольшей объемной распространенностью красные глины пользуются в отложениях верхнего мела (10,9%), палеоцена (11,6%) и эоцена (9,1%). Она снижается вдвое к началу (J₃, K₁) и концу P₃, N₁, N₂ этапа. Максимум развития серо-зеленых глин приходится на верхний мел (7,6%), а минимум — на олигоцен (0,2%) и миоцен (0,6%).

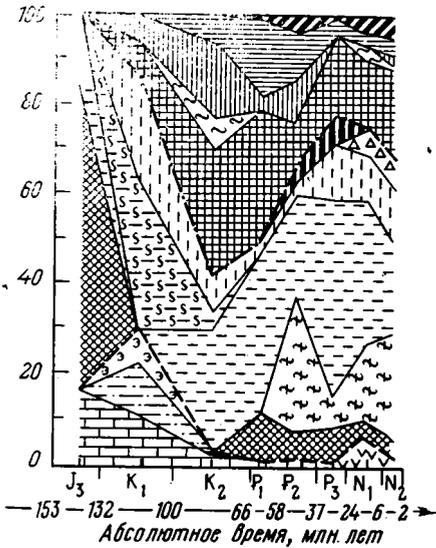
Океаны отличаются друг от друга индивидуальными особенностями строения и литологического состава 1-го сейсмического слоя, прежде всего средней объемной распространенностью важнейших типов осадков и фациальными условиями их накопления (см. табл. 2). Если расположить океаны в ряд от Тихого к Атлантическому, Индийскому и Северному Ледовитому, как это сделано на фиг. 6, то нетрудно увидеть, что в этом ряду прослеживается закономерное изменение вклада различных фациальных обстановок накопления осадков в общий баланс седиментации. В ряду растет распространенность мелководных морских (от 2 до 10%) и гемипелагических (от 44 до 90%) формаций и, наобо-



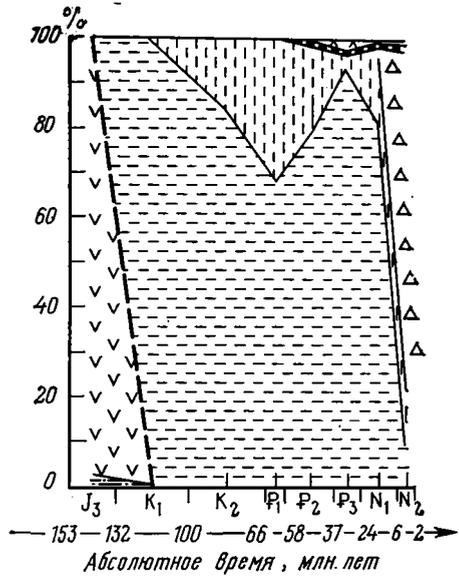
Фиг. 7. Изменение во времени средней распространенности важнейших типов осадков в 1-м сейсмическом слое Тихого океана. Условные обозначения см. на фиг. 5



Фиг. 9. Изменение во времени средней распространенности важнейших типов осадков в 1-м сейсмическом слое Индийского океана. Условные обозначения см. на фиг. 5



Фиг. 8. Изменение во времени средней распространенности важнейших типов осадков 1-го сейсмического слоя Атлантического океана. Условные обозначения см. на фиг. 5



Фиг. 10. Изменение во времени средней распространенности важнейших типов осадков в 1-м сейсмическом слое Северного Ледовитого океана. Условные обозначения на фиг. 5

рот, снижается (от 53% до 0) распространенность формаций пелагических.

В Тихом океане по сравнению с другими океанами наиболее широко представлены карбонатные (43%), кремнистые (11%) и гляциально-морские (5%) осадки, а также красные глубоководные глины (10% от общего объема осадков). В его разрезе практически отсутствуют битуминозные черные глины, сравнительно мало турбидитов (8%) и серозеленых глубоководных глин (0,5%). Суммарный объем всех типов глинистых осадков в этом океане минимален (26%) по сравнению с други-

ми океанами. В Атлантическом океане, наоборот, глинистые осадки слагают около половины общего объема отложений (49%), причем здесь гораздо шире, чем в других океанах, развиты битуминозные черные глины (6%) и серо-зеленые глубоководные глины (5%). Отличительной чертой 1-го слоя осадков Индийского океана является исключительно большой (27%) вклад в строение его разреза преимущественно дельтовых турбидитов (реки Инд, Ганг, Брахмапутра) и минимальный по сравнению с другими океанами вклад гляциально-морских (2%) и кремнистых (3%) осадков. В Северном Ледовитом океане господствующим (72%) типом осадков являются гемипелагические глины при полном отсутствии пелагических осадков.

Океаны отличаются друг от друга историей седиментации, последовательностью изменения пропорций важнейших типов осадков и фациальных обстановок их накопления. Эти различия наглядно иллюстрируются серией графиков (фиг. 7—10), построенных по данным, приведенным в табл. 2.

Начальные стадии осадконакопления в Тихом океане (см. фиг. 7) отличались преобладанием пелагических условий седиментации, широким развитием биогенных карбонатных осадков, значительной распространенностью глубоководных красных глин и кремнистых илов. В течение мелового периода и начала палеогена вклад пелагических осадков в общий баланс седиментации постепенно уменьшался, а гемипелагических — возрастал за счет накопления преимущественно глинистых и в меньшей степени карбонатных отложений. Начиная с эоцена и по плиоцен включительно, распространенность красных глин снижалась и усиливалась накопление турбидитов (особенно мощно в плиоцене) и гляциально-морских осадков (максимум в миоцене).

В Атлантическом океане прослеживается иной ход развития (см. фиг. 8). Начальные его стадии (J_3 и K_1) отличаются значительным распространением мелководных морских условий седиментации (до 30% в K_1), в частности соленосных лагунных фаций (7%), слабым развитием пелагических (J_3 0%; K_1 14%) и преобладания гемипелагических обстановок. В раннем мелу исключительное значение по сравнению с другими океанами приобретает накопление битуминозных черных глин (35%) и турбидитов (22%). На поздний мел приходится максимум пелагической седиментации (58%), в том числе карбонатных осадков (28%). Редуцируется распространенность гемипелагических условий и сходят на нет мелководные морские обстановки. В это время битуминозные черные глины становятся второстепенным элементом разреза и преобладающее значение приобретают серые гемипелагические (27%) и серо-зеленые пелагические (17%) глины. В течение палеогена усиливается накопление осадков в гемипелагических условиях за счет сокращения пелагической седиментации. Примерно те же соотношения сохраняются в неогене с тем отличием, что растет вклад турбидитов, гляциально-морских и кремнистых осадков.

История осадконакопления в Индийском океане также обнаруживает свои специфические особенности (см. фиг. 9). В поздней юре господствует накопление гемипелагических глин при полном отсутствии мелководных морских и пелагических осадков. В течение мелового периода усиливается значение мелководной карбонатной (до 18% в K_2) и пелагической седиментации, максимум которой приходится на палеоцен (37%). С этого времени роль мелководных морских осадков последовательно убывает вплоть до плиоцена. Снижается также вклад собственно пелагических формаций. Господствующее положение приобретают гемипелагические формации и в их числе турбидиты, максимум (41%) накопления которых приходится на миоцен.

На всех стадиях развития Северного Ледовитого океана (см. фиг. 10) господствовало накопление гемипелагических терригенных осадков при очень слабом развитии биогенных кремнистых илов. Они появились лишь в эоцене (0,6%) и количество их несколько возросло к плиоцену (1,4%). Для этого периода времени преобладающее значе-

ние приобретает гляциально-морская седиментация. Накопление турбидитов в Северном Ледовитом океане началось в позднем мелу, достигло максимума в палеоцене и затем их распространенность постепенно снижалась к плиоцену.

Несмотря на ярко выраженные индивидуальные особенности строения, литологического состава и истории седиментации каждого из океанов, среди них достаточно определенно выделяются две группы океанов, отличающиеся друг от друга по этим параметрам. Первая группа охватывает молодые океаны — Атлантический и Индийский, а ко второй относится древний, вернее, обновленный Тихий океан. В молодых океанах гемипелагические осадки преобладают по объему над пелагическими, глинистые формации над карбонатными при значительном вкладе турбидитов, мелководных морских отложений и сравнительно слабом развитии кремнистых илов, гляциально-морских осадков и вулканитов. В континентальном обрамлении этих океанов пассивные окраины резко преобладали над активными.

К молодым океанам по типу строения и развития осадочного чехла относится и Северный Ледовитый океан. Его можно рассматривать в качестве аналога ранней стадии развития других молодых океанов, с характерным для этой группы господством гемипелагического осадконакопления, представленного преимущественно глинами. Вместе с тем по особенностям седиментации Северный Ледовитый океан близок также внутренним и окраинным морям типа Берингова, Японского и Южно-Китайского с тем лишь существенным отличием, что источниками осадочного материала в нем являлись не островные дуги, а окружающие континенты, микроконтиненты — хребты (Ломоносова, Менделеева и др.) и их пассивные окраины.

В Тихом океане проступают диаметрально противоположные особенности. В его пределах пелагические осадки преобладают по объему над гемипелагическими, карбонатные формации — над глинистыми при незначительном вкладе турбидитов, мелководных морских отложений и весьма широком распространении кремнистых илов, гляциально-морских осадков и вулканитов. Характерно, что пелагические осадки в Тихом океане преобладали уже на самых ранних стадиях его развития (J₃, K₁), тогда как в Атлантическом и Индийском океанах они отсутствуют среди верхнеюрских отложений и играют весьма скромную роль среди нижнемеловых.

Литература

1. Безруков П. Л., Мурдмаа И. О. Осадочные формации океанов.— В кн.: История Мирового океана. М.: Наука, 1971, с. 3—17.
2. Богданов Ю. А., Левитан М. А., Лисицын А. П. Влияние тектоники и климата на формирование осадочных формаций океанского ложа.— В кн.: Типы осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов. М.: Наука, 1980, с. 49—63.
3. Геологические формации северо-западной части Атлантического океана/Под ред. Безрукова П. Л. М.: Наука, 1979. 207 с.
4. Геология океана. Осадкообразование и магматизм океана/Под ред. Безрукова П. Л. М.: Наука, 1979. 415 с.
5. Геология океана. Геологическая история океанов/Под ред. Монина А. С., Лисицына А. П. М.: Наука, 1980. 462 с.
6. Лисицын А. П. Процессы океанической седиментации. Литология и геохимия. М.: Наука, 1978. 392 с.
7. Лисицын А. П. Общие закономерности строения осадочной толщи океана.— В кн.: Геологическая история океана. М.: Наука, 1980, с. 36—103.
8. Подерваг А. Химия земной коры.— В кн.: Земная кора. М.: Изд-во иностр. лит., 1957, с. 130—157.
9. Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Новая модель химического строения земной коры.— Геохимия, 1976, № 12, с. 25—38.
10. Ронов А. Б., Хаин В. Е., Балуховский А. Н. Сравнительная оценка интенсивности вулканизма на континентах и в океанах.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 5, с. 5—12.
11. Ронов А. Б., Хаин В. Е., Балуховский А. Н. Позднемезозойские и кайнозойские литологические формации континентов и океанов (поздняя юра).— Сов. геология, 1983, № 6, с. 32—46.
12. Ронов А. Б., Хаин В. Е., Балуховский А. Н. Глобальный количественный баланс седиментации на континентах и в океанах за последние 150 миллионов лет. 27-й Международный геологический конгресс (тезисы, т. II). М.: Наука, 1984, с. 177—178.

13. *Ронов А. Б., Хаин В. Е., Балуховский А. Н.* Глобальный количественный баланс седиментации на континентах и в океанах за последние 150 миллионов лет.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1986, № 1, с. 3—11.
14. Стратиграфия и палеогеография Северной Атлантики в меловом периоде/Под ред. Басова В. А. Л.: Недра, 1980. 230 с.
15. *Страхов Н. М.* Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.
16. *Хаин В. Е., Левин Л. Э., Тулиани Л. И.* Некоторые количественные параметры глобальной структуры Земли.— Геотектоника, 1982, № 6, с. 25—37.
17. *Хаин В. Е., Ронов А. Б., Балуховский А. Н.* Позднемезозойские и кайнозойские литологические формации континентов и океанов (ранний и поздний мел).— Сов. геология, 1983, № 11, с. 79—101.
18. Atlas géologique du Monde. Coord. Gen. G. Choubert et A. Faure-Muret; F. 19, Océan Indien, 1: 29 000 000. F. 20, Océan Pacifique, 1: 36 000 000. B. C. Heezen et D. J. Fornari, P: UNESCO, 1978.
19. *Berger W. H.* Cenozoic sedimentation in the Eastern Tropical Pacific.— Bull. Geol. Soc. America, 1973, v. 84, № 10, p. 1941—1954.
20. *Davies T. A., Worsley T. R.* Paleoenvironmental implications of oceanic carbonate sedimentation rates.— SEPM Spec. Publ., 1981, № 32, p. 169—179.
21. *Denis-Clochchiatti M.* Sedimentation carbonatée et paléoenvironnement dans l'océan Indien au Cénozoïque.— Mem. Soc. Géol. France (nouvelle série) 1982, № 143, p. 91.
22. *Embley R. W.* Acoustic stratigraphy and biostratigraphy of Neogene carbonate horizons in the North Equatorial Pacific.— J. Geophys. Res., 1980, v. 85, № B10, p. 5423—5437.
23. *Emery K. O., Bowin C. O., Phillips J., Simpson E. S. W.* Continental margin off Western Africa: Cape St. Francis (South Africa) to Walvis Ridge (South-West Africa).— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1975, v. 59, № 1, p. 3—59.
24. *Emery K. O., Uchupi E., Phillips J. e. a.* Continental margin of Western Africa: Angola to Sierra Leone.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1975, v. 59, № 12, p. 2209.
25. Indian ocean geology and biostratigraphy. Studies Following Deep-Sea Drilling, Legs 22—29.— Amer. Geophys. Union, Wash., 1977. 620 p.
26. Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project. Wash.: 1968—1982. v. 1—76. National Science Foundation.
27. *Jansa F. L. e. a.* Mesozoic.— Cenozoic sedimentation formations of the North American basin, Western North Atlantic.— In: Deep drilling results in the Atlantic Ocean: continental margins and paleoenvironment.— Amer. Geophys. Union Maurice Ewing, ser. 3, 1978, p. 1—57.
28. *Kousmann R., Leyden R., Francisconi O.* Marine seismic investigations, Southern Brazil Margin.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1977, v. 61, № 4, p. 446—557.
29. *Kueken P. H.* Geochemical calculations concerning the total mass of sediments in the Earth.— Amer. J. Sci., 1941, v. 239, p. 161—190.
30. *Kuenen P. H.* Marine geology. N. Y.: John Wiley and Sons, 1950, inc. 551 p.
31. *Leinen M.* Biogenic silica accumulation in the central Pacific and its implications for Cenozoic paleoceanography.— Bull. Geol. Soc. America, 1979, v. 90, № 9, pt II, p. 1310—1376.
32. *Mitchell-Thomé R. G.* The Pre-Quaternary stratigraphy of the Atlantic islands.— Geol. Rundschau, 1979, B. 68, H. 2, S. 495—522.
33. *Poldervaart A.* Chemistry of earth's crust.— In: Crust of the Earth (Spec. Paper Geol. Soc. America). Baltimore, 1955, v. 62, p. 119—144.
34. *Poore R. Z., Touxé L., Bercival S. F. e. a.* Late Cretaceous — Cenozoic magnetostratigraphic and biostratigraphic correlations of the South Atlantic ocean — DSDP, Leg 73.— Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 1983, v. 42, № 1, p. 127.
35. Seismic Stratigraphy — application to hydrocarbon exploration/Ed. Payton C. E. Wash.: Amer. Assoc. Petr. Geol., 1979, Mem. 26. 630 p.
36. *Shipley Th. H., Watkins J. S.* Fine-scale seismic stratigraphy in Western North Atlantic Geology.— Modern Geol., 1979, v. 6, № 3, p. 635—639.
37. *Sibuet J. C.* Paléoenvironnement de l'Atlantique Sud.— Bull. Soc. Géol. France, 1978(7), t. XX, № 4, p. 471—489.
38. *Southam J. R., Hay W. W.* Global sedimentary maps balance and sea level changes.— In: The Sea. N. Y.: Wiley, 1981, v. 7, p. 1617—1684.
39. *Sverdrup H. U., Johnson M. W., Fleming R. H.* The Oceans. N. Y.: Prentice Hall, 1946.
40. The ocean basins and margins. N. Y.: Plenum Publishing Corporation, 1973, v. 1. 583 p.
41. The ocean basins and margins. N. Y.: Plenum Publishing Corporation, 1977, v. 4. 350 p.
42. The ocean basins and margins. V. 5. N. Y.: Plenum Publishing Corporation, 1981. 672 p.
43. *Thiede J., Agdestein T., Strand J. E.* Depth distribution of calcareous sediments in the Mesozoic and Cenozoic North Atlantic ocean.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1980, v. 47, № 4, p. 416—422.
44. *Van Andel T. H., Heath C. R., Moore T. C. Jr.* Cenozoic history and paleoceanography of the central equatorial Pacific Ocean.— Geol. Soc. Amer. Mem., 1975, № 143. 134 p.
45. *Van Andel T. H., Thiede J., Sclater J. C., Hay W. W.* Depositional history of the South Atlantic ocean during the last 125 million years.— J. Geol., 1977, v. 85, № 6, p. 651.

УДК 553.32 : 553.31 : 550.4

ВОЛЬФРАМ В ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ КОНКРЕЦИЯХ ОКЕАНА

БАТУРИН Г. Н., ИСАЕВА А. Б.

Рассмотрено содержание вольфрама в железомарганцевых конкрециях и рудных корках из различных районов Мирового океана, а также соотношения его с рядом элементов. Отмечена тенденция к корреляции вольфрама с Fe, Ti, W, Pb, Co. Сравнение содержаний вольфрама в конкрециях и вмещающих осадках указывает на его низкую геохимическую подвижность.

Железомарганцевые конкреции океана, содержащие повышенное количество никеля, меди и кобальта, обогащены также целым рядом редких металлов, которые исследованы в них значительно хуже по сравнению с главными рудными компонентами. Последнее относится, в частности, к вольфраму, который надежно определяется только методами классической химии, в значительной степени вытесненными к настоящему времени инструментальными методами, более производительными и универсальными. В связи с этим сведения по морской геохимии вольфрама редко пополняются новыми материалами.

Поведение вольфрама в железомарганцевых конкрециях рассматривалось ранее в ряде работ, результаты которых неоднозначны в отношении абсолютных и относительных концентраций этого металла, его распределения в различных зонах конкреций и связей с другими металлами [3, 9, 18, 24]. В связи с этим целесообразно вернуться к названным вопросам на основе новых результатов, полученных нами при исследовании 19 образцов конкреций из нескольких районов Мирового океана.

Материал и методы. Исследованный материал собран в 43-м и 48-м рейсах НИС «Витязь» и в 23-м и 28-м рейсах НИС «Дмитрий Менделеев» в восточной тропической зоне Тихого океана (радиоляриевый пояс), южной котловине Тихого океана и в зоне подводных гор Мид Пасифик (северная часть Тихого океана). Одна проба (А-55) получена из антарктического сектора Индийского океана.

Наряду с валовыми пробами конкреций исследовались их отдельные участки: оболочки, оруденелые ядра, верхняя и нижняя части. Три пробы — конкреции из радиоляриевой зоны, конкреции из южной части Тихого океана и рудные корки с подводных гор — представляют собой объединенный материал, характеризующий средний состав рудного вещества в пределах трех геологических полигонов, выполненных в этих зонах. Для сравнения с конкрециями был проанализирован также кремнисто-глинистый ил из радиоляриевой зоны.

Вольфрам определяли коллометрически, роданидным методом с трехвалентным титаном в качестве восстановителя. Молибден и ванадий определяли двумя методами: химическим и атомно-абсорбционным. Результаты последнего метода показали систематическое завышение на 10—20% по сравнению с химическими анализами, что, вероятно, связано с особенностями состава использованных эталонов. В дальнейшем авторы пользовались результатами химического анализа этих элементов. Другие рассматриваемые элементы (железо, марганец, алюминий, титан, никель, медь, кобальт, свинец, хром) определялись атомно-абсорбционным методом.

Содержание и распределение вольфрама в конкрециях. Содержание вольфрама в валовых пробах конкреций и рудных корок колеблется в пределах от 40 до 164 г/т и составляет в среднем 71 г/т по всем пробам, или 97 г/т по трем рассмотренным зонам (табл. 1). Минимальные содержания вольфрама (40—66 г/т) характерны для диагенетических конкреций (по данным, приведенным в работе [16]) с полигона 2483

Содержание вольфрама и других металлов в

Станция	Координаты	Глубина, м	Образец **	W	Mo	V	Cr
<i>Конкреции радиоляриевого пояса</i>							
666-1	14°23' с. ш. 117°18' з. д.	4125	О	40	510	420	18
1936	9°50' с. ш. 146°26' з. д.	5200	О Я	26 99	260 260	390 330	14 21
2483-16	10°02' с. ш. 146°28' з. д.	5200	О К Я	43 23 92	500 480 550	330 340 420	28 14 9
2483-43	10°02' с. ш. 146°28' з. д.	5200	В Я Н	55 66 56	410 340 410	320 260 290	5 9 14
2474-32	10°29' с. ш. 175°08' з. д.	5260	О К Я	120 110 130	510 500 310	340 410 290	— 25 28
Средняя проба		—	—	41	478	330	55
Среднее по валовым пробам		—	—	60	387	370	24
Среднее по всем пробам		—	—	62	463	344	18,5
<i>Конкреции из</i>							
1664	14°15' ю. ш. 165°52' з. д.	5400	О	100	27	280	119
2762	55°00' ю. ш. 170°29' в. д.	4865	О	55	140	300	96
5965 (средняя проба)	22°42' ю. ш. 160°51' з. д.	4800	О	164	230	450	55
Среднее		—	—	108	132	343	90
<i>Рудные корки с подводных</i>							
6002	20°41' с. ш. 170°32' з. д.	1930	О	129	310	500	14
6348	18°31' с. ш. 175°06' з. д.	1050	О	105	390	550	5
Средняя проба рудных корок		—	О	139	643	570	55
Среднее		—	—	124	448	540	25
<i>Глинисто-кремнистый ил</i>							
666	14°23' с. ш. 117°18' з. д.	4125	О	15	5	120	82

* Содержание W, Mo, V, Cr, Pb приведено в г/т, остальных компонентов — в %.

** О — Общая проба, Я — ядро, К — корка, В — верх конкреции, Н — низ конкреции.

радиоляриевой зоны. В седиментационных конкрециях с полигона 2474 той же зоны содержание вольфрама примерно вдвое выше (110—130 г/т).

В двух образцах конкреций из южной части Тихого океана содержание вольфрама составляет 100 и 164 г/т, а в образце из антарктического сектора Индийского океана — 55 г/т. Рудные корки с подводных гор содержат 105—139 г/т вольфрама. Таким образом, седиментационные конкреции и рудные корки характеризуются в целом повышенным, а диагенетические конкреции — пониженным содержанием вольфрама.

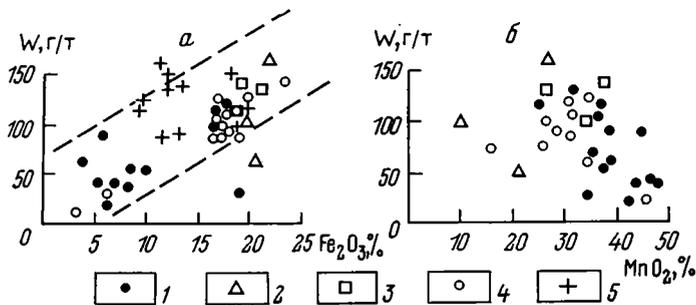
Анализ отдельных частей четырех конкреций показал, что вольфрам распределяется в них в одних случаях сравнительно равномерно, в других — резко дифференцированно вследствие обогащения металлом оруденелых ядер. В небольшой степени это обогащение проявляется и в конкрециях с более равномерным распределением вольфрама. Так, если в образцах со ст. 1936 и 2483-16 содержания вольфрама в ядрах

железомарганцевых конкрециях * Тихого океана

Pb	Ni	Cu	Co	Fe ₂ O ₃	MnO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Mn/Fe	Mo/W	W/Fe-1000
<i>северной тропической области</i>										
300	1,22	0,95	0,13	8,54	46,68	4,58	0,42	4,8	12,7	0,66
840	0,75	0,36	0,35	19,62	33,72	3,85	1,67	1,5	11,0	0,18
720	0,98	0,49	0,31	17,40	38,24	4,72	1,50	1,9	2,6	0,80
370	1,36	0,98	0,18	5,70	43,28	4,07	0,59	6,9	11,2	1,05
410	1,38	0,90	0,17	6,96	42,27	4,07	0,62	5,3	21,0	0,46
380	1,21	0,85	0,15	6,01	45,30	4,87	0,66	6,6	6,0	2,14
480	1,16	0,71	0,24	10,37	38,21	4,18	1,07	3,2	7,6	0,74
250	1,18	0,85	0,10	4,11	34,70	7,41	0,49	7,2	5,0	2,20
360	1,27	0,85	0,19	7,80	37,99	5,28	0,83	4,3	7,5	1,0
700	0,85	0,51	0,28	18,03	35,62	—	1,31	1,7	4,2	0,93
700	0,93	0,53	0,31	16,46	35,73	4,43	1,40	1,8	4,5	0,94
610	0,81	0,46	0,21	14,56	32,21	7,05	1,15	2,0	2,4	1,25
370	1,29	0,98	0,20	7,42	45,31	4,50	0,67	5,3	11,7	0,78
480	1,13	0,77	0,22	11,00	40,65	4,70	0,90	4,2	9,0	0,87
480	0,96	0,74	0,21	11,00	59,17	4,91	0,95	4,0	8,3	1,01
<i>южных зон</i>										
470	0,17	0,16	0,13	19,44	11,20	9,10	2,26	0,5	0,3	0,72
990	0,38	0,15	0,17	21,10	21,04	3,90	1,33	0,8	2,5	0,37
1000	0,40	0,17	0,48	22,21	26,48	5,95	1,81	1,0	1,4	1,03
820	0,32	0,16	0,26	20,92	19,57	6,32	1,80	0,8	1,4	0,71
<i>гор Мид Пасифик</i>										
1590	0,34	0,060	0,65	21,52	27,68	2,11	1,91	1,1	2,4	0,87
1550	0,59	0,040	0,64	15,19	35,73	0,94	1,12	2,0	1,4	0,97
1800	0,51	0,057	0,80	19,65	36,61	1,40	1,33	1,6	4,6	0,99
1640	0,48	0,052	0,70	18,79	33,34	1,48	1,45	1,8	2,8	0,93
<i>из радиоляриевого пояса</i>										
—	0,019	0,0037	0,0042	3,25	0,73	11,09	0,70	0,10	0,33	0,32

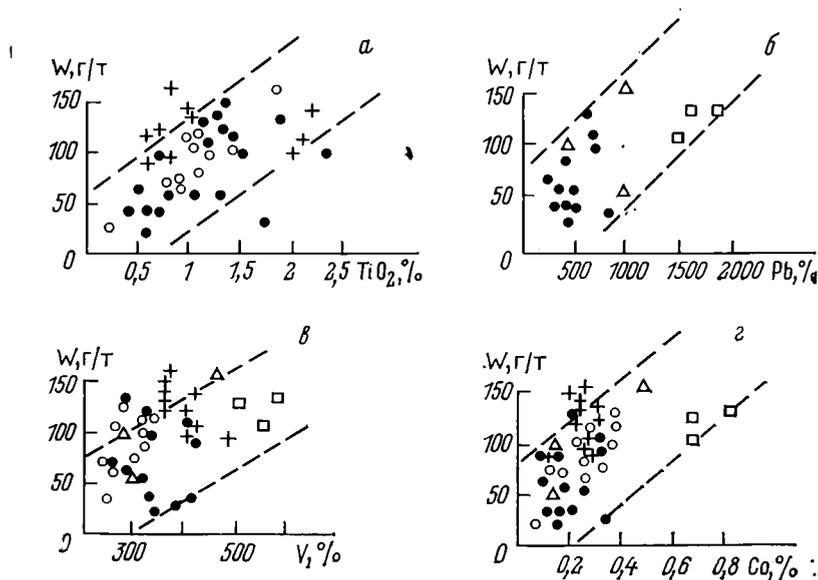
(92—99 г/т) в 4 раза выше, чем в наружных оболочках (23—26 г/т), то в конкрециях со станций 2483-43 и 2474-32 эта разность составляет лишь около 10% (55 и 66 г/т в первом, 130 и 110—120 г/т во втором образце соответственно).

Обсуждение результатов. Приведенные в табл. 1 данные по химическому составу валовых проб конкреций дают возможность получить представление о наличии или отсутствии корреляции вольфрама с макро- и микрокомпонентами. Можно отметить общую тенденцию к возрастанию содержания вольфрама по мере увеличения концентраций железа в валовых пробах конкреций и железомарганцевых корок, но эта тенденция нарушается при дифференцированном анализе конкреций: в оруденелых ядрах количество вольфрама выше, чем в оболочках, а железо ведет себя прямо противоположно. Однако нанесение на график всех полученных данных по железу и вольфраму (фиг. 1, а) показывает, что общая тенденция к корреляции вольфрама с железом со-

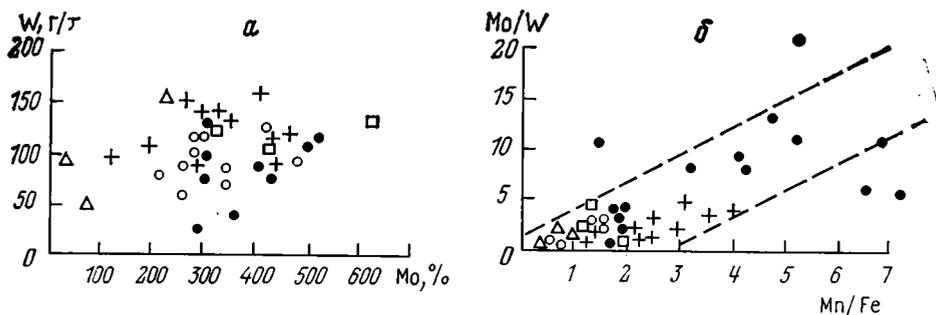


Фиг. 1. Соотношения между концентрациями вольфрама и железа (а) и вольфрама и марганца (б)

1 — конкреции радиолариевого пояса Тихого океана; 2 — конкреции из южных зон океана; 3 — рудные корки с подводных гор; 4 — данные по конкрециям Индийского океана из работы [9]; 5 — данные по конкрециям Гавайского профиля Тихого океана из работы [5]



Фиг. 2. Корреляция вольфрама с титаном (а), свинцом (б), ванадием (в) и кобальтом (г). Условные обозначения см. на фиг. 1



Фиг. 3. Соотношения между концентрациями вольфрама и молибдена (а) и коэффициентами Mo/W и Mn/Fe (б). Условные обозначения см. на фиг. 1

храняется. На тот же график нанесены содержания вольфрама и железа в 11 пробах конкреций Тихого океана (Гавайский профиль) и в 11 пробах конкреций Индийского океана, опубликованные в работах [5, 9], которые подтверждают наличие такой тенденции.

Марганец в изученных конкрециях распределяется в целом противоположно железу, и какая-либо корреляция вольфрама с марганцем отсутствует (см. фиг. 1, б). Никель и медь связаны с марганцем и поэтому с вольфрамом также не коррелируют. Из ряда работ известно, что с железом в конкрециях могут в той или иной степени коррелировать титан, свинец, ванадий, кобальт [12, 15, 16]. Сопоставление содержаний вольфрама и этих элементов в конкрециях по нашим и литературным данным показало, что между ними действительно наблюдается некоторая тенденция к корреляции (фиг. 2). Такое поведение элементов можно объяснить тем, что при диагенетическом перераспределении вещества в процессе образования стяжений железо и марганец формируют самостоятельный минералы, увлекая за собой элементы-спутники [18].

Вольфрам находится в первой подгруппе шестой группы периодической системы элементов совместно с хромом и молибденом, поведение которых в процессах гипергенеза различно. В конкрециях вольфрам не проявляет никакой тенденции к корреляции ни с хромом, ни с молибденом (фиг. 3). Не связан он также и с литогенной частью конкреций, представленной алюминием, что видно при рассмотрении табл. 1. Таким образом, в целом поведение вольфрама в конкрециях контролируется в первую очередь содержанием железа.

Для выявления соотношений и связей вольфрама с другими компонентами конкреций и осадков используется ряд коэффициентов, характеризующих его поведение в различных процессах: Mo/W , W/Fe , Mn/Fe [9—11]. С этой целью составлена табл. 2, в которой приводятся литературные и наши расчеты средних содержаний этих металлов и их соотношений в осадках и Fe-Mn-конкрециях морей и океанов.

Результаты исследований Черного, Балтийского и Карского морей заимствованы из работ [3, 17, 18], Индийского океана — из работ [2, 9, 10, 12]. По осадкам и конкрециям Тихого океана сведений значительно больше. Среднее содержание вольфрама в осадках Тихого океана рассчитано по данным [5—7, 14, 19], молибдена — по работам [1, 4—6, 8, 13, 14, 20—22]. По марганцу и железу использованы данные, приведенные в работе [18]. Для соответствующих расчетов по железомарганцевым конкрециям Тихого океана авторы использовали помимо своих (см. табл. 1) результаты, приведенные в [5] по вольфраму, молибдену, марганцу и железу, а также в [12] по трем последним металлам.

Как видно из данных табл. 2, в осадках происходит увеличение содержаний рассматриваемых металлов по мере перехода от морей к океанам. В осадках Тихого океана их средние концентрации составляют: вольфрама 13 г/т, молибдена 11 г/т, марганца 0,67%, железа 5,65%. При этом происходит также изменение соотношений металлов. Значение Mo/W увеличивается от 0,047 в кислородной зоне Черного моря до 0,55—0,87 в осадках Индийского и Тихого океанов, а значение Mn/Fe возрастает от 0,03—0,07 в морях до 0,12—0,17 в океанах, что демонстрирует более высокую подвижность молибдена относительно вольфрама и марганца относительно железа. Но одновременно значение $W/Fe \cdot 1000$ уменьшается от 0,67—1,11 в морях до 0,23 в обоих океанах, что свидетельствует об отставании вольфрама от железа при их миграции в пелагические области океанов.

В железомарганцевых конкрециях средние содержания металлов также возрастают по мере перехода от морей к океанам: вольфрама от 33—40 до 78—120 г/т, молибдена от 19—86 до 300—373 г/т, марганца от 6,8—9,7 до 15,78—18,89%, а концентрации железа снижаются от 21—26,5 до 11,82—13,49%. В то же время отмечается сходство в поведении W, Mn и Fe в конкрециях Карского моря и океанов, возможно, вследствие того, что осадки краевого Карского моря ближе по своим физико-

Таблица 2

Средние содержания и соотношения элементов в осадках (I) и конкрециях (II)

Бассейн	W		Mo		Mn		Fe		Mo/W		Mn/Fe·1000		Mn/Fe		Источник
	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II	
Черное море, кислородная зона	34,1	39,6	1,6	18,7	0,30	6,79	5,08	26,5	0,047	0,47	0,67	0,15	0,070	0,26	[3]
Балтийское море	—	33	—	86	0,08	9,7	2,56	21,0	—	2,6	—	0,16	0,030	0,46	[18]
Карское море	—	52	—	37	0,33	15,45	4,37	13,91	—	0,71	—	0,37	0,069	1,11	[18]
Индийский океан	7,8	78	4	300	0,45	15,78	3,54	13,49	0,55	3,85	0,23	0,66	0,17	1,16	[9, 18] и данные Гисаевой А. Б.
Тихий океан	13	120	11,3	373	0,67	18,99	5,65	11,82	0,87	3,11	0,23	1,01	0,12	1,60	[2, 6—8, 10, 11, 14, 18, 19, 21, 23, 24]
Среднее по Тихому и Индийскому океанам	10	100	7,6	336	0,56	17,34	4,60	12,66	0,76	3,5	0,23	0,83	0,15	1,38	
Тихий океан, радиолярный пояс	15	60	5	463	0,50	24,48	2,27	7,86	0,33	7,7	0,66	0,76	0,21	3,1	Данные авторов

Примечание. Содержание W, Mo приведено в г/т, Mn и Fe — в %.

Таблица 3

Коэффициенты концентрации элементов в железомарганцевых конкрециях относительно осадков

Бассейн и осадки	Элементы и их коэффициенты концентрации в конкрециях	Источник
Черное море, осадки кислородной зоны	Mn — Mo — (Ni, Co) — Fe — V — (W, Cu, Pb) 18 12 6 5 2 1,2	[3]
Индийский океан, пелагические осадки	Mo — Mn — Ni — Cu — Co — W — V — Fe — Ti 102 40 35 25 23 13 6,1 3,4 2,5	[9]
Тихий океан, переходные пелагические осадки	Mn — Ni — Co — Cu — Mo — Ti — Fe — W — V 17 12 8 4 3 2,7 2,1 1,6 1,5	[2]
Тихий океан, красные глубоководные глины	Mo — Ni — Mn — Co — Cu — W — V — Fe — Ti 40 36 30 29 21 4,6 3,9 2,5 2,4	[2]
Тихий океан, кремнисто-глинистые илы радиолярного пояса	Cu — Mo — Ni — Co — Mn — W — Ti — V — Fe 200 92 51 50 49 4 3 2,8 1,6	Данные авторов

химическим условиям к осадкам океанов, чем отложения внутренних морей.

Величины Mo/W в железомарганцевых конкрециях составляют 0,47—0,71 в Черном и Карском морях и возрастают до 2,6 в Балтийском, 3,11 в Тихом и 3,85 в Индийском океанах. Судя по этим соотношениям, подвижность вольфрама в железомарганцевых конкрециях Тихого океана несколько выше, чем в Индийском океане (см. табл. 2).

Среднее значение $W/Fe \cdot 1000$ в конкрециях Черного и Балтийского морей составляет 0,15—0,16%, в Карском море увеличивается до 0,37, в Индийском океане — до 0,66, в Тихом — до 1,0. Таким образом, в осадках морей отношения вольфрама к железу выше, чем в осадках океанов, а в конкрециях морей и океанов — наоборот. Это свидетельствует о более активном диагенетическом накоплении вольфрама в океанских конкрециях по сравнению с морскими.

Величина Mn/Fe в конкрециях возрастает в последовательности: 0,26 (кислородная зона Черного моря) — 0,46 (Балтийское море) — 1,11 (Карское море) — 1,16 (Индийский океан) — 1,6 (Тихий океан), что является иллюстрацией известного факта — более активной концентрации марганца в океанских конкрециях по сравнению с морскими.

Закономерность рассмотренных выше прямых связей $W-Fe$ и $Mo-Mn$ и обратных связей $W-Mo$ и $Fe-Mn$ в железомарганцевых конкрециях океана подтверждается графиком зависимости между коэффициентами Mo/W и Mn/Fe (см. фиг. 3, б), составленным по нашим результатам (см. табл. 1) и данным по Тихому [5] и Индийскому [9] океанам.

Одной из геохимических характеристик конкреций являются коэффициенты концентрации в них металлов относительно вмещающих осадков. Вольфрам проанализирован нами только в пробе глинисто-кремнистого ила из радиоляриевой зоны Тихого океана, по которой и рассчитаны соответствующие коэффициенты, приведенные в табл. 3, совместно с литературными данными по другим районам Мирового океана.

Наиболее высоким (200) коэффициентом концентрации в радиоляриевой зоне обладает медь. В Черном море этот коэффициент составляет 1,2, в переходных илах Тихого океана 4, в красных глинах Тихого океана 21, в пелагических илах Индийского океана 25. На втором месте после меди оказывается молибден с коэффициентом концентрации 92. Аналогичный коэффициент концентрации молибдена (102) был установлен ранее в илах Индийского океана [9]. В красных глинах Тихого океана этот коэффициент вдвое ниже (40), в его переходных глинах и в осадках Черного моря — на порядок ниже (3—12). Коэффициенты концентрации никеля, кобальта и марганца в конкрециях радиоляриевой зоны одинаковы (от 49 до 51). В красных глинах Тихого океана и пелагических осадках Индийского они также близки (от 29 до 36 и от 23 до 40 соответственно). В конкрециях переходных глин Тихого океана эти коэффициенты составляют 8—17, в кислородной зоне Черного моря 6—18.

Вольфрам, титан, ванадий и железо в радиоляриевой зоне попадают в группу элементов с наиболее низкими коэффициентами концентрации. Для вольфрама этот коэффициент равен 4, причем такова же его величина (4,6) в конкрециях красных глин Тихого океана. В черноморских и переходных океанских осадках коэффициент равен 1,2—1,6, но в концентрациях пелагических осадков Индийского океана, судя по имеющимся немногочисленным данным, его величина существенно выше (13).

Коэффициенты концентрации ванадия и титана в конкрециях радиоляриевой зоны практически одинаковы (2,8—3), в красных глинах и переходных океанских осадках они также близки (2,4—3,9 и 1,5—2,7 соответственно). В железомарганцевых стяжениях Индийского океана коэффициент концентрации титана такой же (2,5), но для ванадия его величина выше (6,1). Самым низким (1,6) коэффициентом концентрации в радиоляриевой зоне обладает железо, в красных глинах и пере-

ходных осадках Тихого океана он равен 2,1—2,5, в конкрециях Индийского океана 3,4, в кислородной зоне Черного моря 5.

Таким образом, положение вольфрама в ряду подвижности элементов в ходе формирования железомарганцевых конкреций оказывается достаточно определенным: в условиях морского и периферического океанского седиментогенеза его подвижность минимальна, а в пелагических условиях в целом низка, но в отдельных случаях может значительно повышаться под воздействием локальных или региональных факторов, природу которых еще предстоит выяснить. Аналогичная ситуация отмечалась ранее и в отношении главных рудных элементов, которые также дают иногда максимумы на фоне обычных концентраций, что представляет собой одну из особенностей геохимии железомарганцевых конкреций [23].

Литература

1. *Бутузова Г. Ю., Лисицына Н. А., Волков И. И., Лубченко И. Ю.* Признаки эксгальтационной деятельности в донных осадках Тихого океана к югу от Калифорнийского залива.— Литология и полез. ископаемые, 1975, № 6, с. 3—11.
2. *Волков И. И.* Железомарганцевые конкреции.— В кн.: Океанология. Химия океана. Т. 2. М.: Наука, 1979, с. 414—467.
3. *Волков И. И., Севастьянов В. Ф.* Перераспределение химических элементов в диагенезе осадков Черного моря.— В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968, с. 134—182.
4. *Волков И. И., Соколов В. С., Соколова Е. Г., Пилипчук М. Ф.* Редкие и рассеянные элементы в осадках северо-западной части Тихого океана.— Литология и полез. ископаемые, 1974, № 2, с. 3—21.
5. *Волков И. И., Фомина Л. С., Ягодинская Т. А.* Химический состав железомарганцевых конкреций Тихого океана на разрезе атолл Уэйк — побережье Мексики.— В кн.: Биогеохимия диагенеза осадков океана. М.: Наука, 1976, с. 186—204.
6. *Грамм-Осипов Л. М., Киселева О. А.* Распределение Cu, Zn, Pb, Mo и W в осадках Тихого океана.— В кн.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1970, с. 216—218.
7. *Исаева А. Б.* Вольфрам в донных отложениях Охотского моря.— Докл. АН СССР, 1960, т. 131, № 2, с. 416—419.
8. *Исаева А. Б.* Молибден в осадках Охотского моря.— Докл. АН СССР, 1960, т. 131, № 3, с. 655—658.
9. *Исаева А. Б.* Химический состав железомарганцевых конкреций Индийского океана.— Литология и полез. ископаемые, 1967, № 3, с. 43—56.
10. *Исаева А. Б.* Изменение величины отношения Mo/W в зависимости от условий осадкообразования.— Геохимия, 1974, № 3, с. 493—497.
11. *Исаева А. Б.* Особенности распределения вольфрама в осадках Охотского моря.— Геохимия, 1977, № 2, с. 246—253.
12. *Кронен Д.* Подводные минеральные месторождения. М.: Мир, 1982. 392 с.
13. *Курода П., Сенделл Е.* Геохимия молибдена.— В кн.: Геохимия редких элементов. М.: Изд-во иностр. лит., 1959, с. 209—264.
14. *Левашев Г. Б., Барсуков В. Л., Сущевская Т. М., Малков И. И.* Молибден и вольфрам в осадках некоторых районов Тихого океана.— Геохимия, 1975, № 2, с. 207—216.
15. *Меро Дж.* Минеральные богатства океана. М.: Прогресс, 1969. 440 с.
16. *Скорнякова Н. С., Гордеев В. В., Кузьмина Т. Г.* Локальная изменчивость железомарганцевых конкреций в пределах радиоляриевых поясов Тихого океана.— Литология и полез. ископаемые, 1981, № 5, с. 79—90.
17. *Страхов Н. М.* К теории геохимического процесса в гумидных зонах.— В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968, с. 102—133.
18. *Страхов Н. М., Штеренберг Л. Е., Калинин В. В., Тихомирова Е. С.* Геохимия осадочного марганцеворудного процесса. М.: Наука, 1968. 495 с.
19. *Amiruddin A., Ehmman W. D.* Tungsten abundances in meteoritic and terrestrial materials.— Geochim. et cosmochim. acta, 1962, v. 26, p. 1011—1022.
20. *Bertine K. K.* The marine geochemical cycle of chromium and molybdenum. Ann. Progr. Rep. Atom. Energ. Commiss. for Grant AT (30—1)—29:2.— In: Principal Investigator Yale Univ., 1970. 89 p.
21. *Cronan D. S.* Average abundances of Mn, Fe, Ni, Co, Cu, Pb, Mo, V, Cr, Ti and P in Pacific pelagic clays.— Geochim. et cosmochim. acta, 1969, v. 33, p. 1562—1565.
22. *Goldberg E. D., Arrhenius G. O. S.* Chemistry of Pacific sediments.— Geochim. et cosmochim. acta, 1958, v. 13, № 2/3, p. 153—212.
23. *McKelvey V. E., Wright N. A., Bowen R. W.* Analysis of the world distribution of metal-rich subsea manganese nodules.— U. S. Geol. Surv. Circular, 1983, № 886. 55 p.
24. *Riley J. P., Sinhaseni P.* Chemical composition of three manganese nodules from the Pacific ocean.— J. Marine Res., 1958, v. 17, p. 466—482.

УДК 551.243.3 : 551.73

**СРАВНЕНИЕ ОТЛОЖЕНИЙ ПАЛЕОЗОЙСКИХ
ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ, СОВРЕМЕННЫХ КРАЕВЫХ МОРЕЙ
И ОКЕАНОВ.**

СООБЩЕНИЕ 2. ОТЛОЖЕНИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

ХВОРОВА И. В., РУЖЕНЦЕВ С. В.

По материалам ряда каледонских и герцинских складчатых систем дана характеристика главных типов породных ассоциаций (осадочных и вулканогенно-осадочных) и фациальных условий их формирования. Показаны пространственные соотношения ассоциаций, обусловленные морфометрией и тектонической структурой геосинклинальных бассейнов. На основании сравнения последних с современными активными зонами периферии океана выявлены черты сходства и отличия в их седиментационном выполнении.

В первом сообщении авторов [15] изложена основная цель исследования: попытка выяснить, что собой представляли постулируемые древние (палеозойские) «океаны». Согласно современным тектоническим моделям, их осадки почти полностью исчезли в зонах субдукции, сохраняясь фрагментарно лишь в пределах офиолитовых *сутур*. Судить по таким реликтам о характере океанических бассейнов прошлого невозможно. Вместе с тем котловины открытой части океана по батиметрии и гидрогенным отложениям имеют сходство с депрессиями современных островодужных систем, прежде всего краевых морей [15], которые поэтому дают информацию об океанской седиментации. Очевидно, это положение применимо и к прошлому.

В геосинклинальных поясах широко распространены толщи, сформировавшиеся в бассейнах, ограниченных с одной стороны континентом, а с другой — островодужными вулканическими поднятиями. Предполагается, что такие толщи могут быть использованы для суждения об осадках древних океанов (палеоокеанов или обширных морских водоемов).

В данной статье рассматриваются наиболее распространенные породные ассоциации, слагающие нижние части геосинклинальных разрезов, отвечающие стадиям, предшествующим главной орогенической фазе. С такими «ранними стадиями» почти всегда ассоциируют в том или ином выражении островные вулканические дуги.

**ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ
ПАЛЕОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ**

Осадочные и вулканогенно-осадочные серии ранних стадий развития палеозойских геосинклиналей совместно с породами меланократового основания (офиолитами) вскрыты в пределах всех складчатых поясов. Несмотря на то что структура последних может существенно различаться, в первом приближении наблюдается сходство в пространственном положении офиолитов и связанных с ними отложений. Те и другие слагают периферические аллохтоны и осевые зоны. Считается, что оба указанных типа структур являются следствием столкновения литосферных плит. Офиолитовые аллохтоны, выжатые (обдущированные) на отложения миогеосинклинальных зон, достигают внушительных размеров. Их видимая амплитуда перемещения достигает десятков и первых сотен километров. Построены они относительно просто, хотя последующая тектоническая переработка может быть значительной. Как правило, раннегеосинклинальные толщи здесь слабее метаморфизованы, чем породы осевых зон, и более доступны для изучения.

Осевые зоны обычно обладают более напряженной структурой. Наряду со смятыми покровами для них характерны сутуры — узкие пояса крутых тектонических клиньев, в пределах которых раннегеосинклинальные отложения подвергались значительному динамометаморфизму. Считается, что сутуры маркируют зону поглощения (субдукции) океанических плит. Вскрытые вдоль них породы обычно рассматриваются как остатки древних океанов.

Конкретная структура того или иного складчатого пояса зависит от многих обстоятельств: положения по отношению к континентальным блокам, наличия системы микроконтинентов и «малых океанических бассейнов», полярности зон субдукции, степени сжатия, последующего изгиба формирующихся тектонических элементов, развития продольный и поперечных сдвигов. В конечном счете это будет определять число аллохтонов и сутур, их пространственные и структурные соотношения, форму в плане и т. д. Однако наличие отмеченных выше двух типов нарушений можно считать доказанным практически для всех складчатых поясов мира. В Аппалачско-Каледонском поясе особенности структуры, пожалуй, лучше всего изучены на Ньюфаундленде. Здесь выделяются Центральный подвижный пояс и система краевых аллохтонов. Среди последних хорошо известны покровы Хамбер-Арм и Хейр-Бэй с офиолитовыми пластинами Айленд-Бэй и Гуз-Ков, шарьированные на край Северо-Американской платформы [43, 45]. Покровные элементы обоснованы и для юго-восточной части Ньюфаундленда. Система пластин, сложенных нижнепалеозойскими породами, включая офиолиты, обдуцирована на юго-восток в сторону Авалонского микроконтинента [46]. Осевая зона (Центральный подвижной пояс) представляет собой систему блоков, разделенных крутыми разломами, к некоторым из которых приурочены клинья офиолитов и связанных с ними нижнепалеозойских отложений. Один из них (разлом Рич) рассматривается как сутура Протоатлантики («океана Япетуса») [34]. Таким образом, складчатый пояс центральной части Ньюфаундленда представляется в виде дивергентной системы, сформировавшейся в результате раздавливания прогиба с корой океанического типа между сиалическими массивами Америки и Авалона.

Нижнепалеозойские отложения в целом сходны установленным в Ирландии и Великобритании (районы Срединной долины, Южного нагорья, Озерного округа и Уэльса). Считается, что здесь находится продолжение «океана Япетус» [2].

В других палеозойских складчатых поясах также установлены крупные покровные пластины, сложенные раннегеосинклинальными отложениями. На Южном Урале это прежде всего Сакмарский аллохтон, образованный офиолитами, вулканогенно-осадочными и осадочными отложениями ордовика, силура и девона [9]. Шарьирование их на миогеосинклинальные серии Восточно-Европейского континента происходило в среднем девоне. Крупные девонские покровы уже давно известны в Кордильерах Северной Америки [42], где пластины вулканогенно-осадочных пород шарьированы на преимущественно кремнистые (склоновые) серии, а те в свою очередь — на карбонатные (шельфовые). В полной мере упомянутые структурные особенности применимы для варисцид Южного Тянь-Шаня [1, 4].

В настоящее время имеется большое число схем палеотектонических реконструкций для рассматриваемых палеозойских складчатых сооружений. Большинство авторов признают наличие здесь более или менее крупных структур с корой океанического типа. Это, например, океан Япетус для Аппалачско-Каледонского складчатого пояса, Рифейский океан (зеленокаменные прогибы Урала), Туркестанский океан (Южный Тянь-Шань), Среднеевропейский океан (варисциды Центральной Европы). Такая точка зрения основана на присутствии офиолитов, рассматриваемых как реликты древней океанической коры, а также на палеомагнитных и палеобиогеографических реконструкциях. Схемы различных авторов значительно отличаются. Так, например, для варисцид

Западной Европы одни авторы признают существование единого обширного океана [22, 33, 35], другие — системы «малых океанических бассейнов и микроконтинентов» [20, 41, 48]. На Урале также предполагается наличие малых океанических прогибов — например Сакмарская зона [14]. В Аппалачско-Каледонском поясе наряду с собственно океаническими образованиями, вскрытыми вдоль осевой сутуры, присутствуют прогибы типа краевых морей [27, 35]. Отложения краевых морей установлены и для Кордильер Северной Америки [23].

Несмотря на значительные расхождения в интерпретации палеотектонических обстановок ранних этапов развития палеозойских геосинклинальных поясов, большинство зарубежных и многие советские исследователи признают существование океанических структур: собственно океанов, реликты которых сохраняются вдоль сутур, и малых океанических бассейнов (окраинных и междуговых прогибов), формации которых полнее сохранились в пределах складчатых систем. Наличие этих образований дает возможность проводить не только их сравнительную характеристику, но и в конечном счете сравнивать их выполнения с таковыми современных океанов.

ОСНОВНЫЕ ПОРОДНЫЕ АССОЦИАЦИИ

Характеристика отложений дана по материалам как каледонских, так и герцинских складчатых систем. Во-первых, это в основном толщи нижнего палеозоя (ϵ — S), а во-вторых, кроме того, и верхнего (D — P). Используются данные по Каледонско-Аппалачскому [2, 13, 25, 27, 36 и др.], Казахстано-Монгольскому [17] поясам, европейским варисцидам [33, 41], Уралу [3, 5, 8, 10], Кордильерам [23, 29, 42, 47 и др.], Южному Тянь-Шаню [1, 4], Юго-Восточной Австралии [40]. Всюду здесь присутствуют как осадочные, так и вулканогенно-осадочные толщи; большую роль играют собственно вулканические образования (в статье они не рассматриваются).

Широко распространены следующие породные ассоциации.

Терригенные аргиллитово-песчаные и песчано-аргиллитовые. Среди них выделяются два главных типа, отличающихся минеральным составом и положением в бассейне.

Первый представлен светло-серыми песчаниками, алевролитами, а иногда и гравелитами, чередующимися с аргиллитами, в одних случаях зелено- и красноцветными, в других — темно-серыми, почти черными. Обломочный материал хорошо окатан. Преобладает сиалическая кластита: кварц, полевые шпаты, кварциты, слюда, хотя иногда в них присутствует также мафический компонент. Такие ассоциации формировались в приконтинентальной части бассейнов: на шельфе, склоне и у его подножия. На шельфе это фациально изменчивые более грубые отложения, с прослоями известняков, с остатками разнообразной фауны и водорослей. Отсюда обломочный материал выносился оползнями, пастообразными, зерновыми и турбидными потоками в глубокую часть бассейна. Мощность ассоциации — 500 м и более.

Такие отложения описаны во многих геосинклиналях и обычно тяготеют к нижней части разреза. Примером их являются кураганская и троичская свиты Южного Урала (O) [7, 14], пагинская свита Полярного Урала (D₂) [8], «формации» Сант-Джордж и Бродор Ньюфаундленда (ϵ — O₂) [43], некоторые толщи (ϵ) Срединной долины в Шотландии [27], терригенные отложения (D₁₋₂) северной части Реногерцинской зоны [37] и др.

Второй тип характеризуется неравномерным чередованием серых и зеленоцветных песчаников (граувакк), алевролитов и аргиллитов; последние иногда представлены темными пиритоносными разностями. В некоторых разрезах присутствуют силициты (фтаниты, фтаниоиды), при большом их количестве ассоциация переходит в кремнисто-песчано-аргиллитовую. Обломочные породы обладают признаками гравититов (турбидиты и др.) и контуритов. Одни толщи более насыщены песчаниками,

и пласты их мощнее (проксимальные фации), в других песчаников меньше, они мелко- и среднезернистые и слои их имеют толщину 2—5 см (дистальные фации). В целом это флишеидные толщи, формировавшиеся у подножия склонов в пределах долинно-верных систем [34] и в зонах сильных вдольсклоновых придонных течений [29]. Состав кластики всегда полимиктовый. Существенная его часть — продукты разрушения геосинклинальных магматических (порфириты) и осадочных (обычно кремни) пород, но здесь может присутствовать также и сиалическая кластика; в некоторых толщах отмечается примесь офиолитового материала, иногда столь обильная, что отложения определяют как офиолитовый флиш (Ньюфаундленд) [2]. Серпентинитовые гравелиты и песчаники встречаются иногда в основании осадочного чехла (ордовик Южного Тянь-Шаня) [4].

Граувакковые флишеидные толщи имеют широкое распространение, и вверх по разрезу их становится все больше.

Питание обломочным материалом происходит, как правило, с внутрибассейновых поднятий, которые возникали на довольно ранних этапах развития геосинклинали. По-видимому, одни из них представляли собой «остаточные блоки» континента, возникшие при рифтинге [2], другие появились при сжатии, когда в зону размыва выводились местные вулканические и осадочные или даже ультраосновные породы.

Мощность ассоциации большая, иногда достигает 4 км. В качестве примеров можно привести свиты Дарк-Хоул и Мейден-Пойнт (O_2) Ньюфаундленда [43], граувакковые толщи (ϵ , O_3 , $O_2 - S_1$) Британских островов [29], юго-восточной Австралии (O) [40], западно-европейских герцинид ($D - C$) [37] и др.

Глинисто-сланцевая ассоциация. В типичном выражении это толщи черных глинистых сланцев, в разной степени обогащенных органическим веществом и пиритом («черносланцевые фации»). Иногда в породах отмечается примесь алеврита и кремнезема, реже карбоната кальция. В нижнепалеозойских сланцах наблюдаются скопления граптолитов, а в верхнепалеозойских обычно органических остатков мало, они представлены тонкосторчатыми бивальвиями, определенными формами остракод, птероподами и гониатитами; иногда присутствует растительный детрит. Мощности ассоциации от нескольких десятков метров до 200 м, редко больше. Она развита на обширных площадях и отмечает наиболее глубокие части бассейнов, поэтому часто ее относят к пелагическим образованиям. В ассоциации иногда появляются прослои фтанитов и фтанитоидов, а иногда известняков — светлых и черных, биокластических и микритовых.

В целом, несмотря на то что в нижнем и верхнем палеозое отложения в принципе сходны, в последнем случае в них чаще отмечается повышенная карбонатность. Особенно это проявляется там, где можно наблюдать непрерывный разрез ассоциации, проходящий через указанный рубеж.

Попытки определения батиметрии формирования углеродистых сланцев пока не привели к однозначному решению. Одни исследователи на основании анализа фаунистических остатков считают ее около 1000 м [44], другие — нижний предел «опускают» до 3 км [8].

Ассоциация характерна для всех палеозойских геосинклиналей. Она описана в разрезах нижнего палеозоя Британских островов (ϵ , O , S), Саксо-Тюрингской зоны, Ньюфаундленда, юго-востока Австралии; на Южном Урале к ней относится булатовская (S_1) и новооренбургская (O) свиты [7]. В верхнем палеозое ассоциация встречена в Реногерцинской зоне ($D - C_1$), на Урале (D), в Южном Тянь-Шане (S), Кордильерах Канады ($C - P$) [39] и др.

Глинисто-кремнистая ассоциация. Это довольно однообразные неравномерно напластованные толщи серых и черных радиоляриевых фтанитов или фтанитоидов, как правило бескарбонатных, переслоенных темными глинисто-кремнистыми и глинистыми сланцами; местами обильны остатки граптолитов ($O - S$). Локально (Южный Урал) во фтанитах много фосфоритовых конкреций, а местами отмечаются

линзы барита (Кордильеры). Иногда появляются конкреции и пласты темно-серых известняков, прослои песчаников или пачки тефроидов и туффитов; все это второстепенные члены ассоциации, отражающие переход к другим.

Следует отметить также присутствие в некоторых толщах кремнеобломочных пород (песчаники, гравелиты, брекчии), сформированных из местной фтанитовой кластики.

Ассоциация характерна для нижнего палеозоя Кордильер Северной Америки (эвгеосинклинальный пояс, иногда именуемый кремнисто-сланцевым), для силура и некоторых подразделений девона Урала, Сакско-Тюрингской (S) и Реногерцинской (D — C₁) зон европейских варисцид, Кордильер Канады (C — P) и других регионов.

Карбонатные ассоциации. Среди них выделяются четыре типа.

1. Обломочная ассоциация — представлена гранулометрически разнообразными отложениями — от валунных конгломератов и брекчий (обвальное-оползневые образования) до флишеподобных толщ, состоящих из обломочных известняков и доломитов песчаной и алевроитовой размерностей, чередующихся с пелитоморфными породами: карбонатными, глинистыми (черные сланцы) и кремнистыми. Такие отложения развиты у континентальных склонов, где на прилежащих шельфовых участках накапливались карбонатные осадки или у различных внутрибассейновых поднятий (в частности, микроконтинентов). Отсюда материал (иногда это в основном раковинный детрит, оолиты и пеллеты) выносился в прилежащие депрессии.

В качестве примеров можно привести толщи (Є — O₁), слагающие тектонические пластины Хамбер-Арм на западе Ньюфаундленда [2] и отдельные покровы в Невадийском секторе Кордильер [30], а также некоторые венд-кембрийские толщи Алтае-Саянской области, развитые в краевых зонах срединных массивов [17] и др.

2. Детритово-биогермная ассоциация образована слоистыми органо-генно-детритовыми и массивными биогермными известняками, иногда мраморизованными; нередко отмечаются доломитизированные разности и доломиты, а также конкреции и прослои кремней. На облик пород оказывает влияние их возрастная принадлежность. В кембрии много архиациатовых и водорослевых известняков и доломитов. В ордовике, силуре и особенно в верхнем палеозое рифостроители разнообразнее. Ассоциация встречается либо на краю платформ и срединных массивов, либо на вулканических поднятиях внутри геосинклинального бассейна. Собственно к геосинклинальным образованиям относится лишь последняя. Мощность ее обычно небольшая (100—200, редко до 400 м), и она представляет собой крупные «шапки», венчающие подводные вулканические сооружения, образованные базальтоидами. В последних встречаются пласты и линзы таких же известняков (карбонатно-спилитовая ассоциация). В нормальных разрезах рассматриваемые породы встречаются редко, но их отторженцы и глыбы можно наблюдать в меланже и олистостромах.

Примеры данной ассоциации описаны из: Озерной зоны Монголии (Pt₄ — Є) (данные Т. Н. Херасковой), Центральной зоны Лакланского складчатого пояса Юго-Восточной Австралии (O) [40], Южного Урала (D), западноевропейских варисцид (D) [32].

3. Шламово-микритовая ассоциация, состоящая из серых и темно-серых до черных пелитоморфных и тонкокристаллических доломитов и известняков; в последних отмечается тонкий раковинный шлам. Породы слоисты и плитчаты, в одних случаях с прослойками черных аргиллитов, в других — с конкрециями и пропластками кремней (аргиллитово-карбонатная и кремнисто-карбонатная ассоциации). Отложения формировались в депрессиях и на склонах поднятий. Латерально они сменяются турбидитными карбонатными накоплениями, а в глубь бассейна переходят в глинисто-сланцевые или глинисто-фтанитовые ассоциации. Рассматриваемая ассоциация имеет сравнительно небольшое распрост-

ранение, особенно в нижнем палеозое. В девоне и выше по разрезу она иногда теряет типичный облик и в известняках появляются прослои с остатками бентоносной фауны и их детрита. Мощность ассоциации от первых десятков до 400 м.

Шламово-микритовые карбонатные толщи встречаются в кембрии Невады [30], в девоне Урала [6], в девоне и карбоне Южного Тянь-Шаня [4] и др.

4. Кроме перечисленных карбонатных ассоциаций в геосинклинальных разрезах встречается особый тип известняков — цефалоподовых. Они сходны с «фацией *Amonitico rossa*», развитой в мезозое Альпийской зоны, и характеризуются особым набором органических остатков, малой мощностью (конденсированный разрез), следами растворения и появлением твердых поверхностей (хардграунды). Отложения формировались на поднятиях и относятся к мелководным пелагическим осадкам. Глубина их образования оценивается от нескольких десятков до нескольких сотен метров. Латерально они могут переходить в нодулярные разности с текстурами оползания (склоновые фации). Известняки встречены в олистостроме на Южном Урале, где возраст их лудловский, и в девоне Реногерцинской зоны.

Тефрогенные и тефрогенно-осадочные ассоциации. Отложения состоят из переработанной и непереработанной тефры, часто с примесью вулканотерригенного материала; в разных (иногда больших) количествах присутствует собственно осадочный компонент. Ассоциации разнообразны по строению, что в значительной степени определяет место формирования отложений по отношению к эруптивному центру. Различаются две группы ассоциаций, отличающиеся составом вулканитов. В одной они представлены дифференцированными сериями: от андезитобазальтов и андезитов (преобладают) до дацитов и риолитов; в другой — это кремнекислые вулканиты.

В первой группе выделяются два главных типа. 1. Эффузивно-вулканокластические ассоциации, состоящие из агломератов, кристаллолитических туфов, вулканомиктовых конгломератов и песчаников; отложения обычно крупно и неотчетливо стратифицированы, латерально изменчивы. Осадочный компонент почти целиком вулканотерригенный. Мощность большая (первые километры). Такие толщи вмещают крупные тела андезитов и риолитов. 2. Тефрогенно-осадочные ассоциации — это четко стратифицированные толщи ритмично чередующихся туфов, тефроидов, вулканомиктовых песчаников и алевролитов с пелитоморфными туффитами и обычными для бассейна осадочными породами (аргиллиты, силициты). Количество последних различно в разных разрезах. Обломочные слои часто обладают структурно-текстурными признаками гравититов (тефротурбидиты и др.), а толщи в целом имеют флишоидный облик (тефрогенный флишоид). Мощность ассоциации варьирует в больших пределах: от нескольких сотен метров до первых километров.

Общая гранулометрия и изменение мощности ассоциаций позволяют в ряде случаев установить примерное положение вулканов, поставлявших кластику. Так, ордовикская вулканогенно-обломочная серия в пределах Центрального мобильного пояса Ньюфаундленда на северо-востоке (залив Нотр-Дам) имеет мощность 6 км, а на юго-западе (р-н Бейоф-Айландс) сокращается почти до полного исчезновения [13].

Петрологические исследования показали, что рассматриваемые отложения связаны с известково-щелочным вулканизмом островных дуг.

Ассоциации характерны в том или ином выражении для всех геосинклиналей. Примером могут служить на Ньюфаундле — свиты Норс-Стади-Пойнт, Саммерфорд (O_{1-2}) и др.; в Англии — Борроудейлская серия (O_1) [38] и многие толщи в Уэльсе (O_2); в Казахстане — турткудукская свита ($\epsilon_3 - O_1$); в юго-западной Монголии — туфовая толща хр. Дариби (O_1) [18]; в Новой Зеландии — «вулканиты Девил Ривер» (ϵ_2) [24]; в геосинклинали Новой Англии (свита Сильвервуд, D_1) [31]. Осо-

бенно хорошо тефрогенные комплексы выражены на Урале (ирендыкская, улутауская свиты, D). В Кордильерах Канады ассоциация имеет карбоновый возраст (свита Стипинс) [23].

Ассоциации второй группы менее распространены, но встречаются во многих геосинклиналях. Среди них выделены два типа, отличающихся составом осадочных пород.

1. Тефрогенно (липаритово)-кремнистая ассоциация охватывает разнообразие по строению толщи, что в значительной степени зависит от удаленности эруптивного центра. Ближе к нему ассоциация представлена неравномерно- и крупнонаслоеными толщами, состоящими из туфов и тефроидов разной гранулометрии (псефиты, псаммиты), чередующихся с тонкозернистыми туффитами и силицитами; встречаются и аргиллиты, но их мало. Среди грубых туфов много кристаллопемзовых и пемзовых (подводные пирокластические потоки) разновидностей. Породы окрашены в зеленые, бирюзовые, лиловые и красные цвета (пестроцветы). С удалением от центров туфы и тефроиды становятся средне- и мелко-обломочными, менее мощными, и основную роль в толщах начинают играть туффиты и осадочные породы (силициты, а иногда аргиллиты). Многие обломочные пласты имеют текстуры, характерные для турбидитов. Мощность ассоциации 400—800 м.

Примерами являются отложения Южного Урала — косистекская свита (O_{1-2}) [14], Казахстана — туффито-яшмовая формация ($\epsilon_1 - O_1$) [16], Тасмании — свита «Маунт рэд волканикс» (ϵ_2) [24].

2. Тефрогенно (липаритово)-аргиллитовая ассоциация латерально изменчива. В одних разрезах преобладают липариты и игнимбриты с подчиненным количеством агломератов и туфов. Изредка встречаются прослойки известняков с остатками бентосной мелководной фауны; в других — много массивных и слоистых кристалловитрических и витрических туфов — лапиллиевых и пепловых. Туфы латерально и в разрезе сменяются глинистыми туффитами. Местами в туфовых толщах появляются прослойки и пачки серых и голубовато-серых плитчатых аргиллитов, часто непиллистых, и черных пиритоносных глинистых сланцев. Мощность ассоциации от 70 до 700 м (увеличивается по мере приближения к эруптивному центру). Ассоциация входит в состав очень сложной вулканогенно-осадочной формации, чередуясь в разрезе и сменяясь латерально глинисто-сланцевой ассоциацией («граптолитовая фация»), тефрогенной андезитовой и спилитами. Фациальный анализ показывает, что формация возникла в бассейне со сложным (депрессивно-островным) рельефом.

Ассоциация хорошо представлена в Уэльсе, встречаясь в разных подразделениях ордовика (арениг, ландейло, карадок).

Спилитово-яшмовые ассоциации обычно двучленные: внизу это спилиты с пластами, линзами и включениями яшм, а сверху — зеленые и красные радиоляриевые яшмы с тонкими прослойками красных кремнисто-глинистых и глинистых сланцев; яшмы образуют пачки мощностью до 100 м, но латерально они не выдержаны и местами утоняются до полного выклинивания. Соотношение яшм с другими ассоциациями в различных геосинклиналях разное. В Южном Нагорье (Шотландия) яшмы покрываются в одних разрезах граувакковым флишом, в других — толщей углеродистых глинистых сланцев. Там, где развиты граувакки, между ними и яшмами наблюдаются пачки чередующихся кремнистых и обломочных пород (яшмово-граувакковая ассоциация). В Центральном поясе Ньюфаундленда эффузивно-яшмовая толща венчает типичный офиолитовый комплекс и покрывается (согласно и с размывом) офиолитсодержащими конгломератами и флишем [2]. В Центральном Казахстане она тоже залегает на меланократовом основании и переходит (вверх по разрезу) в яшмово-туффитовый комплекс [16]. На Южном Урале (карамалыташская свита, D) яшмы вверх по разрезу сменяются через зону переслаивания кремнекислыми тефроидами, залегающими ниже типичного «островодужного» туфо-туффитового комплекса.

Кроме перечисленных главных породных ассоциаций в геосинклиналях присутствуют специфические накопления — глыбовые микститы, часть которых относится к подводным обвальным оползневым отложениям, а часть трактуется как олистостромы (оползневые образования, связанные с конседиментационными покровами). Среди них различаются карбонатные и полимиктовые разности. Первые состоят из обломков известняков и доломитов, размером от галек до блоков в несколько метров, заключенных в темном аргиллитовом матриксе (например, свита Кау-Хед, О) [26]. Вторые представляют собой хаотическую смесь разнообразных обломков, среди которых в одних толщах присутствуют вулканические породы, кремни, граувакки, аргиллиты, а в других, кроме того, амфиболиты и габброиды. Связующая масса обычно глинисто-песчаная. Мощность таких накоплений колеблется от первых десятков до первых сотен метров. Подобные микситы описаны из силура Южного Урала [14], верхнего ордовика — нижнего силура Ньюфаундленда [28], карбона Южного Тянь-Шаня [4] и др.

ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ СООТНОШЕНИЯ АССОЦИАЦИИ

Рассмотренные выше ассоциации встречаются почти во всех палеозойских геосинклиналях, причем в каждом конкретном случае они могут несколько отличаться и хуже или лучше сохраниться. Лишь некоторые ассоциации «неповсеместны» и первоначальное их положение не всегда ясно; большинство из них, однако, слагает устойчивые комплексы (формации), закономерно распределяющиеся в осадочном чехле геосинклинальных бассейнов. Такое распределение выявляется с учетом палинспастических реконструкций и с использованием переходных разновидностей между смежными ассоциациями. Наиболее сложно восстановление отложений центральной части складчатых систем. Ниже приводится общая схема соотношения ассоциаций разных зон: от континента в глубь геосинклинального бассейна до островодужной системы.

I. Край континента (внешний шельф). В разных геосинклиналях здесь развиты терригенные (от конгломератов до алевролитов и аргиллитов) аркозово-кварцевые или полимиктовые, а также карбонатные отложения. На некоторых участках вдоль края шельфа появляются рифогенные фации.

II. Приконтинентальный прогиб, охватывающий склон, его подножие и депрессию. Для двух первых участков наиболее характерны песчано-аргиллитовые (флишoidные) ассоциации; там, где вдоль края шельфа развиты карбонатные толщи, у подножия склона возникают брекчии и турбидиты соответствующего состава. В глубь бассейна происходит смена всех этих отложений глинисто-сланцевыми (черносланцевыми) или глинисто-фтанистыми, иногда с прослоями тонкозернистых известняков и доломитов. В разных геосинклиналях отмечается неодинаковая насыщенность этих пелагических ассоциаций кремнистыми породами. Характерно обогащение осадков (в разной степени) органическим веществом. Предполагаются батинальные условия.

III. Внутренние поднятия разного происхождения, осложняющие прогиб. Сравнительно редко поднятия представляют собой «континентальные осколки» или микроконтиненты [48], чаще это новообразованные структуры, возникающие на весьма ранних этапах развития геосинклиналей. Обычно они представлены контрастными (бимодальными) вулканитами, с которыми могут быть связаны яшмы (спилитово-яшмовые ассоциации). Такие поднятия поставляли в бассейн вулканомиктовый материал. На вулканических «пьедесталах» при благоприятных условиях формировались карбонатные ассоциации (в том числе и цефалоподовые известняки). Кроме вулканических существуют и тектонические структуры, состоящие из местных осадочных пород; некоторые поднятия включают также офиолиты. С таких поднятий в смежные депрессии выносятся кластика и формируются соответствующие ассоциации (кремне-

обломочно-фтанитовые пачки, офиолитовые олистостромы и «флиши»).

IV. Приостроводужные прогибы, являющиеся удаленной частью зоны II или отделенные от нее упомянутыми поднятиями. В прогибах происходило накопление глинистых (черных) и кремнистых (фтаниты, фтанитоиды), реже карбонатных осадков и большого количества преимущественно мелкой и тонкой вулканокластики (различные тефрогенно-осадочные ассоциации).

V. Островодужные системы сходны в общих чертах с современными. Здесь формировались мощные эффузивно-туфовые и разнообразные тефрогенно-осадочные ассоциации, среди которых присутствуют и собственно осадочные пачки (вулканотерригенные, глинистые и кремнистые). Местами такие островодужные ассоциации залегают на спилитово-яшмовых.

Предлагаемая схема достаточно примитивна и дает лишь общее представление о распределении ассоциаций. В конкретных случаях она бывает сложнее, что связано с тектоническим развитием геосинклиналей и изменением в связи с этим морфологии бассейнов и питания их осадочным материалом. Для поставленной задачи эти «осложнения» не имеют принципиального значения, и, по-видимому, приведенная схема отражает размещение характерных породных ассоциаций. Есть, однако, существенные «нарушения» общей схемы. К ним относится появление липаритовых ассоциаций: тефрогенно-кремнистых (Южный Урал) и тефрогенно-аргиллитовых (Уэльс), связанное с какими-то особыми условиями образования.

* * *

Авторы ставили перед собой задачу выяснить, что представляли собой палеоокеаны как бассейны седиментации и являются ли они в этом отношении аналогом современных океанов. Было показано [15], что пелагические гидрогенные осадки последних в целом сходны с таковыми прилегающих краевых и междуговых морей. Общее изменение гидрогенной седиментации, подчиненное широтной климатической зональности, происходит одновременно для пары краевое море — соседняя абиссальная котловина. Очевидно эту закономерность можно использовать при палеогеографических реконструкциях. В палеозойских геосинклиналях на основе формационного анализа четко устанавливаются отложения краевых морей. Их депрессионные пелагические осадки могут дать информацию об осадках бассейнов, простиравшихся за пределами активных островных дуг, т. е. палеоокеанов, отложения которых в складчатых поясах не сохранились или представлены фрагментарно и сильно изменены.

Сравнение геосинклинальных палеозойских и современных океанических (включая окраинные моря) породных ассоциаций показало следующее. Терригенные песчано-глинистые ассоциации в обоих случаях сходны как по составу кластики, так и строению толщ (турбидитные). В их дистальных частях появляются глинисто-кремнистые и карбонатно-глинистые пачки, причем здесь уже заметны некоторые различия. В современных морях это зелено- и сероцветные глины (гемипелагические) с кремнистыми (обычно глинистые диатомиты) прослоями или кокколитовыми известняками. В палеозойских разрезах карбонатных пород значительно меньше, это доломиты и шламмово-микритовые известняки (часто темно-серые); силициты представлены фтанитами, а среди глин много черных углеродистых. Еще резче выражены отличия в отложениях более удаленных депрессионных зон. В современных морях это коричневые мио- и эвпелагические глины или пелагические известняки, а в палеозойских — углеродистые пиритоносные глинисто-сланцевые и глинисто-фтанитовые ассоциации.

Вулканокластические толщи современных и палеозойских островодужных систем по строению и составу обломочного материала весьма сходны. Однако в дистальных частях вулканокластических шлейфов,

где много обычных бассейновых осадков, наблюдаются уже различия. В современных морях это пеплово-глинистая, пеплово-глинисто-известковая или пеплово-глинисто-диатомовая ассоциации; глины здесь гемипелагические и пелагические («красные»). В палеозойских разрезах им соответствуют туфово-кремнистые (радиоляриты, спонголиты) и туфово-кремнисто-глинистые ассоциации, причем как среди кремнистых пород, так и глин много углеродистых разностей.

Из приведенных данных очевидно, что наибольшие отличия относятся к отложениям внутренних депрессионных областей. В современных морях это гемипелагические глины, переходящие в абиссальные коричневые пелагические разности. Там, где глубины менее критической глубины карбонатакопления, идет образование кокколитовых илов (мел). В геосинклиналях пелагические фации представлены черными углеродистыми глинами и силицитами (фтанитами), обычно бескарбонатными.

Используя принцип актуализма, можно предположить, что если в современных условиях осадки депрессионных частей краевых морей сходны с осадками океанских котловин, то такие же соотношения были и в палеозое. Если это так, то характерными отложениями палеозойских «океанов» были углеродистые, пиритоносные глинистые и кремнистые илы. Исключение составляют широко распространенные, но слагающие незначительную часть общей массы отложений, яшмы. Карбонатные пелагические осадки имели несравненно меньшее распространение и были представлены иными типами, чем в современных океанах.

Итак, для современных океанов, за некоторым исключением (эпизодическое развитие черносланцевых отложений в мелу¹), характерны окисленные пелагические глубоководные илы, а для палеозойских бассейнов (за исключением яшм) — восстановленные, углеродистые осадки (фтаниты, черные глинистые сланцы, темные известняки и доломиты). Следует заметить, что в последних часто отсутствуют следы жизнедеятельности бентосных организмов. Это обстоятельство вместе с восстановленными формами железа свидетельствует об обедненности кислородом придонных вод. Таким образом, очевидно, что глубинные воды сравнимых бассейнов имели разный окислительно-восстановительный потенциал. Это обстоятельство можно объяснить следующим образом.

В океанах наблюдается вертикальная зональность водной массы [21]. Верхний горизонт (0—500 м) насыщен и даже пересыщен растворенным кислородом. Ниже расположена зона кислородного минимума, особенно четко выраженная в продуктивных частях океана; предельная глубина ее меняется, достигая примерно 1500 м. Ниже вновь возрастает количество растворенного кислорода, что определяется глобальной термогалинной циркуляцией. Органическое вещество, проходя через нижнюю зону, окисляется, вследствие чего становится нереакционноспособным при диагенезе; это обуславливает преобладание окисленных осадков в открытой части современных океанов. В палеобассейнах обстановка была иной. Широкое (если не сказать почти повсеместное) распространение углеродистых осадков предполагает преобладание восстановительных условий. Естественно, что для объяснения этого явления невозможно привлечь процессы, имеющие локальное развитие (апвеллинг, формирование осадков в замкнутых бассейнах черноморского типа или эстуариях). Очевидно, «эвксиноподобные» условия в палеозойских бассейнах были связаны с недостаточной вентиляцией. Было высказано предположение [21], что это явление определяется слабой контрастностью широтной климатической зональности и, следовательно, отсутствием глубинной циркуляции, определяющей окислительные условия в нижней зоне водной массы бассейнов. Однако известно, что в палеозое существовали резкие климатические колебания и эпохи оледенений сменялись эпохами потепления и уравнивания климата. Высокоширот-

¹ Часть их относится к мелководным образованиям, возникшим либо на поднятиях [12], либо в отдельных морских водоемах, связанных с началом раскрытия океана [11].

ные оледенения относятся к O_3-S_1 , D_3^2 , $C_{2-3}-P$ [19]. Однако эти крупные климатические колебания не оказывали решающего влияния на развитие «черносланцевых фаций», и во многих случаях весь нижнепалеозойский разрез представлен ими. Нельзя также не учитывать уменьшение углеродистых геосинклинальных отложений в геологическом разрезе.

Альтернативное решение проблемы возможно, если предположить, что дно палеозойских бассейнов находилось в основном в пределах зоны кислородного минимума; вероятно, в них существовали и более глубоководные участки, где могли отлагаться и окисленные илы («красные глины»), но они имели незначительное распространение по сравнению с углеродистыми осадками. Таким образом, палеозойские «палеоокеаны» были более мелководными и в них не было тех обширных абиссальных пространств, наличие которых сейчас создает предпосылки для свободного проникновения глубинных холодных вод из полярных областей в тропическую зону.

Литература

1. Буртман В. С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М.: Наука, 1977. 164 с.
2. Дьюи Дж. Континентальные окраины и обдукция офиолитов (на примере аппалачско-каледонских структур).— В кн.: Геология континентальных окраин. Т. 3. М.: Мир, 1979, с. 293—312.
3. Иванов К. А., Пуцаев А. М., Пучков В. Н. Новые данные по стратиграфии и тектонике восточного края Магнитогорской зоны Урала.— В кн.: Новые данные по палеонтологии и биостратиграфии палеозоя Урала. Свердловск, 1984, с. 51—64 (препринт).
4. Куренков С. А. Тектоника офиолитовых комплексов Южного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1983. 94 с.
5. Маслов В. А. Девон восточного склона Южного Урала. М.: Наука, 1980. 223 с.
6. Пейве А. В. Тектоника Северо-Уральского бокситового пояса. М.: Изд-во МОИП, 1947. 203 с.
7. Путеводитель геологической экскурсии. III Уральское петрографическое совещание, Свердловск, 1974. 117 с.
8. Пучков В. Н. Батнальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 258 с.
9. Руженцев С. В. Краевые офиолитовые аллохтоны (тектоническая природа и структурное положение). М.: Наука. 1976. 170 с.
10. Самыгин С. Г. Дифференцированное смещение оболочек литосферы и эволюция формационных комплексов (Урал).— В кн.: Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980, с. 29—64.
11. Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. «Черные сланцы» Бискайского залива и условия их образования.— В кн.: Типы осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов. М.: Наука, 1980, с. 118—143.
12. Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. Меловые сапропелевые отложения гор Маркус-Неккер и возвышенности Хесса.— В кн.: Проблемы литологии Мирового океана. Литология и геохимия Тихого океана: Тр. ГИН, 1983, вып. 387, с. 84—96.
13. Уильямс Г., Стивенс Р. Древняя континентальная окраина на востоке Северной Америки.— В кн.: Геология континентальных окраин. Т. 3. М.: Мир, 1979, с. 129—147.
14. Формации Сакмарского аллохтона (Южный Урал).— Тр. ГИН, 1978, вып. 311. 230 с.
15. Хворова И. В., Руженцев С. В. Сравнение отложений геосинклиналей, современных краевых морей и океанов. Сообщение 1.— Литология и полез. ископаемые, 1985, № 5, с. 3—15.
16. Хераскова Т. Н. Кремнистые формации нижнего палеозоя Центрального Казахстана.— В кн.: Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М.: Наука, 1979, с. 5—37.
17. Хераскова Т. Н. Формации начальных этапов развития геосинклиналей (на примере каледонид Казахстана, Алтае-Саянской области и Западной Монголии): Автореф. докт. дис. М.: ГИН АН СССР, 1983. 51 с.
18. Хераскова Т. Н., Ильинская М. Н. Карбонатно-тефрогенные отложения хребта Дариби (юго-западная Монголия).— Литология и полез. ископаемые, 1985, № 3. с. 101—110.
19. Чумаков Н. М. Главные ледниковые события прошлого и их геологическое значение.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984, № 7, с. 35—53.
20. Badham J. P. N., Halls C. Microplate tectonics oblique collisions and evolution of Hercynian orogenic systems.— Geology, 1975, v. 3, № 7, p. 373—376.
21. Berry W. B. N., Wilde P. Progressive ventilation of the oceans and explanation for distribution of the lower Paleozoic black shales.— Amer. J. Sci. 1978, v. 278, № 3, p. 257—275.

22. *Burrett C. F.* Plate tectonics and the Hercynian Orogeny.— *Nature*, 1972, v. 239, № 5368, p. 155—157.
23. *Churkin M.* Paleozoic marginal ocean basin-volcanic arc systems in the Cordilleran foldbelt.— In: *Modern and ancient geosynclinal sedimentation*: Soc. Econ. Paleontol. and Mineral., 1974, Sp. Publ. 19, p. 174—192.
24. *Cooper R. A.* New Zealand and south-east Australia in the early Paleozoic.— *N. Z. J. Geol. and Geophys.* 1975, v. 18, № 1, p. 1—20.
25. *Dewey J. F.* A model for the Lower Paleozoic evolution of the southern margin of the Caledonides of Scotland and Ireland.— *Scott. J. Geol.*, 1971, pt 3, p. 219—240.
26. *Erdtmann B. D.* Ordovician graptolite zones of western Newfoundland in relation to paleogeography of the North Atlantic.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1971, v. 82, № 6, p. 1509—1528.
27. *Henderson W. G., Robertson A. H. F.* The Highland Border rocks and their relation to marginal basin development in the Scottish Caledonides.— *J. Geol. Soc. L.*, 1982, v. 139, pt 4, p. 433—450.
28. *Horne G. S.* Early Ordovician chaotic deposits in the Central Volcanic Belt of Northeastern Newfoundland.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1969, v. 80, № 12, p. 2451—2464.
29. *Hubert J. F.* Late Ordovician Sedimentation in Caledonian Geosyncline.— In: *North Atlantic-Geology and Continental Drift*. Tulsa, Oklahoma: Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1969, p. 267—288.
30. *Kepper J. C.* Sedimentology of a middle cambrian outer shelf margin with evidence for syndepositional faulting, eastern California and western Nevada.— *J. Sediment Petrol.*, 1981, v. 51, № 3, p. 807—821.
31. *Korsch R. J.* A framework for the paleozoic geology of the southern part of the New England Geosyncline.— *J. Geol. Soc. Austr.*, 1977, v. 24, pt. 5—6, p. 339—356.
32. *Krebs W.* Devonian reef limestones in the Eastern Rhenish Schiefergebirge.— In: *Sedimentology of parts of Central Europe*. Frankfurt am Main: Verlag W. Kramer, 1971, p. 45—82.
33. *Lorenz V.* Formation of Hercynian subplates, possible causes and consequences.— *Nature*, 1976, v. 262, № 5567, p. 374—377.
34. *McKerrow W. S., Cocks L. R. M.* Lower Paleozoic trenchfill sequence, New World Island, Newfoundland.— *Bull. Geol. America*, 1978, v. 89, № 8, p. 1121—1132.
35. *McKerrow W. S., Ziegler A. M.* Silurian paleogeographic development of the Proto-Atlantic ocean.— In: *Intern. Geol. Congr.*, 1972, sec. 6. Stratigraphy and Sedimentation, p. 4—10.
36. *Miller R. G., O'Nions R. K.* The provenience and crustal residence age of British sediments in relation to paleogeographic reconstructions.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1984, v. 68, № 3, p. 459—470.
37. *Meischner D.* Clastic sedimentation in the Variscian Geosyncline east of the River Rhine.— In: *Sedimentology of parts of Central Europe* (Frankfurt am Main: Verlag W. Kramer, 1971, p. 9—43).
38. *Mitchell G. H.* The Borrowdale Volcanic Series and associated rocks in the county between Sladdale and Shap.— *Quart. J. Geol. Soc. L.* 1934, v. 90, ptt 3, p. 418—444.
39. *Monger J. W. H.* Upper Paleozoic rocks in the western Canadian Cordillera and their bearing on Cordilleran evolution.— *Canad. J. Earth Sci.*, 1977, v. 14, № 8, p. 1832—1859.
40. *Powell C. McA.* Tectonic relationship between the late Ordovician and late Silurian, paleogeographies of Southeastern Australia.— *J. Geol. Soc. Austr.*, 1983, v. 30, № 3/4, p. 353—373.
41. *Riding R.* Model of the Hercynian foldbelt.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1974, v. 24, № 1, p. 125—135.
42. *Roberts R. J.* Stratigraphy and structure of the Antler Peak Quadrangle Humboldt and Langer Counties Nevada.— *Geol. Surv. Prof. Paper*, 1964, № 459A, 91 p.
43. *Tuke M. F.* Autochthonous and allochthonous rocks in the Pistolet Bay area in northernmost Newfoundland.— *Canad. J. Earth Sci.*, 1968, v. 5, № 3, pt 1, p. 501—513.
44. *Tuker M. E.* Sedimentology and diagenesis of Devonian pelagic limestones (Cephalopodenkalk) and associated sediments of the Rhenohercynian Geosyncline, West Germany.— *Neues Jahrb. Geol. und Paläontol.*, 1973, B. 142, H. 3, S. 320—350.
45. *Williams H., Smith W. R.* Geology of the Hare bay Allochthon.— *Mem. Geol. Serv. Canada*, 1983, № 400, p. 109—141.
46. *Wonderley P. F., Neuman R. B.* The Indian Bay Formation: fossiliferous Early ordovician volcanogenic rocks in the northern Gander Terrane, Newfoundland and their regional significans.— *Canad. J. Earth Sci.*, 1984, v. 21, № 5, p. 525—532.
47. *Wrucke Ch. T., Churkin M., Heropoulos Ch.* Deep-sea origin of ordovician pillow basalt and associated sedimentary rocks, northern Nevada.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1978, v. 89, № 8, p. 1272—1280.
48. *Ziegler P. A.* Caledonian and Hercynian crustal consolidation of western and central Europe — a working hypothesis.— *Geol. en mijnbouw*, 1984, v. 63, № 1, p. 93—112.

УДК 551.8.86 : 551.762(575)

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РАЗВИТИЯ ЮРСКИХ ЛАНДШАФТОВ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СРЕДНЕЙ АЗИИ

ТИМОФЕЕВ П. П., БЕБЕШЕВ И. И., МАКАРОВ Ю. В.

На основе детального литолого-фациального и минералого-петрографического изучения юрской терригенно-карбонатно-соленосной формации, с учетом изменения характера элементарных циклов в разрезе и на площади, выделено пять этапов эволюции палеоландшафтов. Каждый этап отвечает определенному возрастному интервалу и соответствует определенной стадии геотектонического развития. Для каждого этапа построены палеогеографические карты, отражающие последовательную смену ландшафтов в пространстве и во времени.

С юрскими отложениями юго-востока Средней Азии связаны многочисленные осадочные полезные ископаемые, в том числе нефть, газ, уголь, поваренная и каменная соли, цветные металлы и др. Поэтому знание условий формирования, вещественного состава отложений юрского возраста, их фациальной принадлежности, цикличности строения разрезов, этапности смены ландшафтных обстановок осадконакопления и палеогеографии имеет теоретическое и практическое значение.

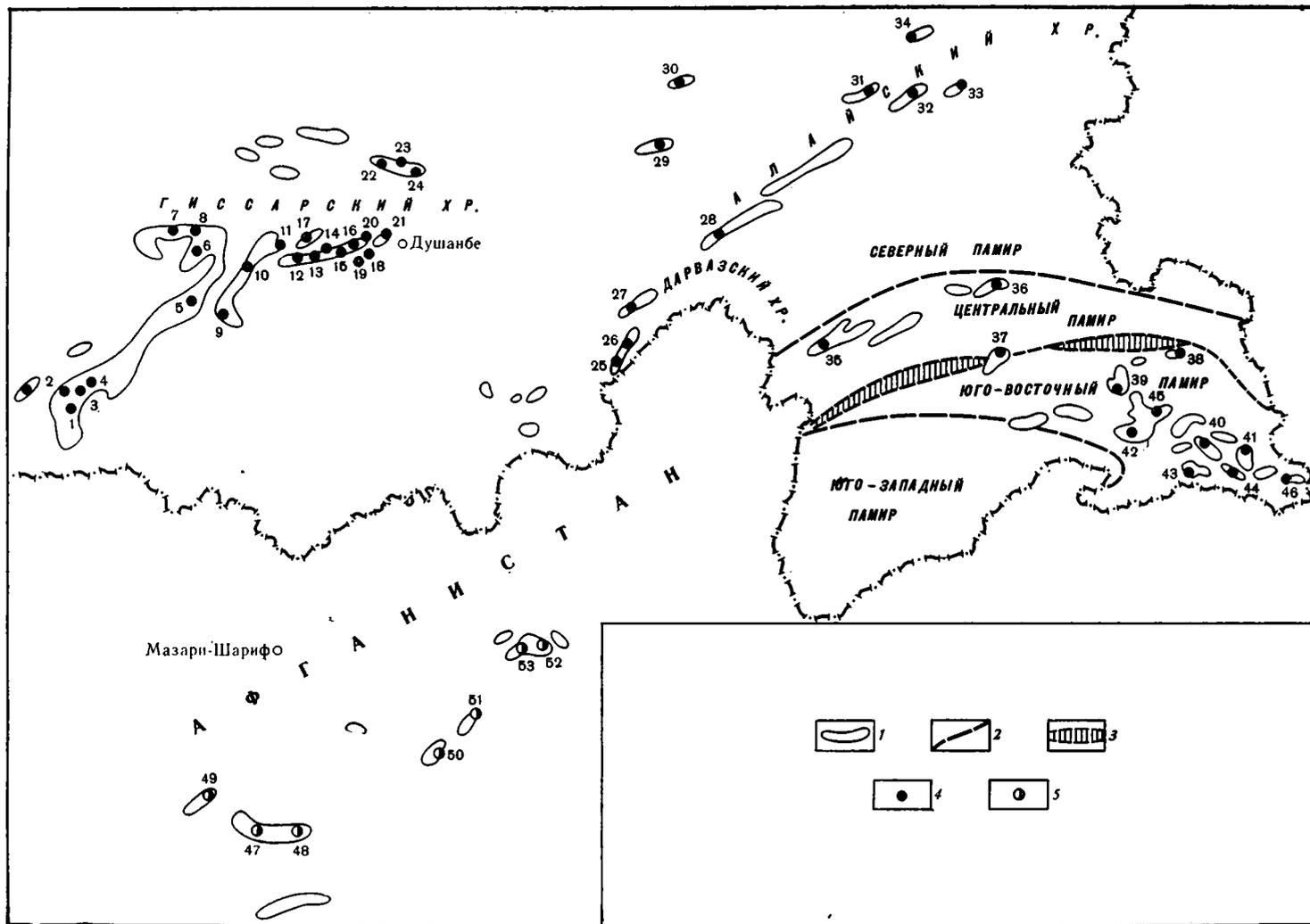
В многочисленных работах [3, 6, 7, 10, 13, 16, 19, 20, 22, 24, 26, 28, 29—31, 33, 36, 42, 43] освещались разные аспекты строения отдельных районов этой большой и сложной в геологическом отношении территории. Наиболее детально исследованы районы горного обрамления Афгано-Таджикской депрессии (Гиссарский хребет и его отроги). Им несколько уступают по изученности районы Дарваза, Центрального Таджикистана, Памира, Алайского хребта (фиг. 1). Поэтому при построении палеогеографических схем для различных частей территории авторами использованы работы [2, 8, 11, 14, 21, 25, 27, 44, 50], касающиеся территорий КНР, Афганистана, Пакистана, Непала, Индии, поскольку их геологическое строение тесным образом связано с рассматриваемой.

Юго-восточная часть Средней Азии в нашем понимании включает Афгано-Таджикскую депрессию с ее горными обрамлениями, Центральный Таджикистан, Дарвазо-Алайскую зону, Северный Афганистан, а также Центральный и Юго-Восточный Памир.

В качестве основы для изучения юрских отложений выбрана методика детального литолого-фациального анализа, разработанного в Геологическом институте АН СССР и в дальнейшем усовершенствованная в работах П. П. Тимофеева [39, 40]. Эта методика позволяет с достаточной надежностью установить генезис не только угленосных, но и любых осадочных отложений и в настоящее время успешно применяется при изучении современных и древних океанических осадков.

В генетическом отношении юрские отложения юго-восточной части Средней Азии представляют собой сложнопостроенный полифациальный комплекс, состоящий из чередования аллювиально-озерно-болотных, озерно-болотных, континентально-прибрежно-морских, прибрежно-морских и морских циклов (обстановок) осадконакопления [9, 10, 41].

Детальное литолого-фациальное и минералого-петрографическое изучение юрских терригенно-карбонатно-эвапоритовых отложений данного региона с учетом изменения характера элементарных циклов (обстановок) в пространстве и во времени позволяет выделить пять крупных этапов осадконакопления, отвечающих определенным стратиграфическим уровням и охватывающих определенную стадию геотектонического развития региона. Они отличаются друг от друга особенностями обстановок осадко- и торфонакопления, ассоциациями растительных сообществ, ве-



шественным составом отложений и другими частными признаками. Граница этапов устанавливается по резкой смене условий формирования осадков, выраженных в изменении ландшафтных обстановок или региональных размывах.

Первый этап соответствует нижней — средней юре, нижнему эоцену; второй — верхнему эоцену — байосу; третий — байосу — бату; четвертый — верхней юре, келловее — оксфорду; пятый — кимериджу — титону.

На характер осадконакопления и распространения зон седиментации существенное влияние оказывал унаследованный структурный план доюрского рельефа [28, 43, 44]. Отчетливо выделяются крупные положительные формы рельефа, выраженные в виде унаследованных поднятий, которые являлись основными поставщиками терригенного вещества в течение всего юрского времени. На севере это были Палеотуркестан-Алайское и Палеогиссар-Алайское поднятия (фиг. 2), несколько южнее располагалось устойчивое древнее поднятие Северного Памира, которое в юго-восточном направлении переходило в Палеокуньюльну, а на юго-западе — соответственно в Палеодарваз и Палеогиндукуш. Их абсолютные отметки достигали 700—800 м в ранней юре и уменьшились до нескольких десятков метров в позднеюрское время [16, 33]. Эти поднятия отделяли различные структурно-тектонические зоны и служили основными барьерами, которые препятствовали проникновению юрского Тетиса на север и северо-запад, т. е. отделяли Таримскую плиту и Ферганскую депрессию от юрского Мезотетиса. Кроме основных поднятий существовали более мелкие многочисленные выступы палеозойского фундамента (Ширкентский, Чакчарский, Комсомольский, Шахдарьинский, Дараутский, Иокунжский и др.) и возвышенности доюрского рельефа (Сурхантаусская, Шаамбары-Сангмилинская, Мазари-Шарифская). Они являлись дополнительными источниками сноса терригенного вещества в ранней, средней и частично поздней юре и усложняли процесс осадконакопления. Очевидно, что таких возвышенностей и выступов было значительно больше, чем показано на фиг. 2.

Между древними поднятиями располагались впадины, характеризовавшиеся постоянным погружением не только в течение юрского, но и более поздних периодов. Наиболее крупной из них являлась Палеоафгано-Таджикская. В северо-восточном направлении в настоящее время наблюдается резкое ее сужение. В пределах современной Алайской долины ее ширина составляет 60—70 км.

Граница юрского седиментационного бассейна на севере Афгано-Таджикской депрессии не вызывает сомнений. Она соответствует современным контурам выходов юрских отложений и проходила по подножью южных склонов Гиссарского и Алайского хребтов. Вопрос о южной границе этой впадины в пределах Дарвазо-Алайской зоны является более спорным. По мнению некоторых исследователей, она располагалась значительно южнее современной, на расстоянии в первые сотни километров [25, 29]. Сближение двух разнородных по генезису тел — стабильного Северного Памира, с одной стороны, и мобильного Памиро-Дарвазско-

Фиг. 1. Схема расположения изученных разрезов

1 — выход юрских отложений на дневную поверхность; 2 — граница структурно-тектонических зон; 3 — Рушанско-Пшартская зона; 4 — разрезы, изученные авторами (1 — Вандоб, 2 — Дарай-Дара, 3 — Шелкан, 4 — Кызыл-Алма, 5 — Байсун, 6 — Чакчар, 7 — Зармас, 8 — Ташкурган, 9 — Курганча, 10 — Дибодом, 11 — Гуруд, 12 — Гулиоб, 13 — Шаргунь, 14 — Оби-заранг, 15 — Ширкент, 16 — Ташкутан, 17 — Пошмикуна, 18 — Суффа, 19 — Аккамар, 20 — Фатруф, 21 — Лучоб, 22 — Джижикруг, 23 — Фан-Ягноб, 24 — Рават, 25 — Гринг, 26 — Шкельдара, 27 — Иокунж, 28 — Мианаду, 29 — Назар-Айлок, 30 — Сох, 31 — Нурусукуль, 32 — Дараут, 33 — Кавак, 34 — Ходжекилян, 35 — Рушан, 36 — Кокуйбель, 37 — Маднан, 38 — Мынхаджир, 39 — Кара-Белес, 40 — Кунтей-сай, 41 — Тахтамыш, 42 — Гурумды, 43 — Вахан, 44 — Салангур, 45 — Куртеке, 46 — Каракуль-Ашу); 5 — разрезы, описанные другими исследователями [4] (47 — Сарыассия, 48 — Ишпушта, 49 — Лела, 50 — Каракор, 51 — Нахрин, 52 — Замбурак, 53 — Чаль)

го — с другой, связано, по-видимому, с вдавливанием Индийского субконтинента [25, 50]. Его влияние выразилось в смещении к северу главных структурных элементов земной коры. Этим, вероятно, объясняется значительное перекрытие и частичное уничтожение юрских отложений в пределах данного региона. Наши исследования также показали, что положение южной границы в районе Дарвазо-Алайской зоны в юрское время не соответствует современному — она находилась значительно южнее. В противном случае мы вправе были бы ожидать смешивания терригенно-минеральных ассоциаций, поступавших с древних поднятий Алая, Дарваза и Северного Памира. Однако полученные данные не согласуются с этим предположением. Об этом, в частности, свидетельствуют реликты позднеюрской морской трансгрессии, сохранившиеся в виде сульфатно-глинистых отложений прибрежно-морского генезиса в районе Иркиштама и у подножия пика Пограничников. В этих районах непосредственно на палеозойском фундаменте залегают отложения позднеюрского возраста, являющиеся аналогами гаурдакской свиты. Поэтому в дальнейшем наши палеогеографические реконструкции будут производиться с учетом некоторого изменения современных границ в районе Дарвазо-Алайской зоны.

На расчлененный характер доюрского рельефа указывает фитогеографическая зональность нижнеюрской флоры. Смешанный цикадофитогинкговый фитоценоз, как правило, распространен по долинам древних рек. В связи с этим они имеют неровные извилистые очертания, как бы подчеркивая расположение долин. А существенно гинкговый фитоценоз характеризует области древних поднятий (Палеогиссаро-Алая, Палеотуркестано-Алая и др.) [31, 33, 42—44]. Такая дифференциация палеорельефа предопределила дальнейшее изменение юрских ландшафтов.

Начальной стадии формирования юрских отложений как в пределах рассматриваемого региона, так и на всей территории Средней Азии, включая и смежные области, предшествовал длительный период, в процессе которого происходила интенсивная химическая и физическая переработка пород с площадным образованием кор выветривания [13, 42]. В настоящее время встречаются в основном продукты их переработки, которые связаны с делювиально-пролювиальными образованиями, в том числе с озерными осадками пролювиального шлейфа, имеющие локальное линзовидное распространение на склонах возвышенностей доюрского рельефа.

Во время первого этапа (нижняя юра — аален) происходит взламывание ранее сформированной денудационной поверхности, в результате чего закладываются грабенообразные прогибы, крупные межгорные впадины и разделяющие их поднятия (фиг. 3).

Многочисленные речные долины на севере Палеотаджикской низменности имели субмеридиональное простираие и характеризовались на своем протяжении различным уклоном и составом накапливаемых отложений. При выходе с палеоподнятий они носили черты типично горных рек. Вниз по течению, в некотором удалении от древних поднятий они приобретали равнинно-горный и горно-равнинный характер, а далее на юг и в центральной части депрессии превращались в равнинные реки. В этом направлении наблюдается дифференциация обломочного материала и изменение структурно-текстурных признаков [9, 10].

Вдоль древних поднятий узкой полосой формировались делювиально-пролювиальные отложения, которые встречаются в породах первого этапа в виде коротких линз среди руслового аллювия. Очевидно, их было значительно больше, чем показано на фиг. 3. Несмотря на расчлененный рельеф, в рассматриваемом регионе широко развиты озерно-болотные ландшафты, примыкавшие к древним палеозойским выступам и доюрским возвышенностям. В южных и юго-западных отрогах Гиссарского хребта отмечается различная интенсивность заболачивания отдельных участков озерных водоемов. Так, в районе месторождения Шаргунь мощное торфонакопление привело в дальнейшем к формированию промышленного пласта каменного угля мощностью 25 м, характеризующего-

ся сложным строением за счет более 25 прослоев алевроито-глинистых пород. К западу угольный пласт замещается песчаниками и гравелитами аллювиального и пойменного генезиса р. Палеогулиоб, которые постепенно выклиниваются в сторону Ширкентского выступа Палеогиссара. В Ташкутане мощность угольного пласта составляет около 7 м, который в западном направлении срезается Ширкентским выступом, а в восточном — фациально замещается конгломератами и гравелитами р. Пракаратат. К участкам, располагавшимся восточнее Ташкутана и западнее Шаргуня, приурочено большое число мелких озерных водоемов, связанных с делювиально-пролювиальными шлейфами. Неустойчивый режим осадконакопления обусловил формирование в одних случаях маломощных (Лучоб, Ханака), а в других — сложнопостроенных, часто сильно-зольных и невыдержанных угольных пластов (Ак-Камар, Фатруф, Суффа, Гуруд).

Озерно-болотные ландшафты с интенсивным торфонакоплением типа Шаргуньского и Ташкутанского участков, видимо, были наиболее широко распространены в центральной части Палеотаджикской низменности. Однако большая (>7 км) глубина залегания юрских отложений и плохая их изученность не дают возможности оценить масштабы торфонакопления в этой области.

В районе Северного Афганистана осадконакопление преимущественно осуществлялось в пределах речной долины, располагавшейся между Мазари-Шарифским доюрским поднятием и Палеоиндукушем. Она вначале имела субширотное направление, а в районе Даханитур резко поворачивает на северо-восток, раскрываясь в центральной части Палеоафгано-Таджикской впадины, являвшейся водосбором речных систем, дренировавших древние поднятия.

Образование маломощных торфяников в этом районе было приурочено к небольшим заболачивающимся озерам, которые располагались в пойме речных долин с неустойчивым блуждающим режимом.

Дарвазо-Алайская зона представляла собой восточное продолжение Палеоафгано-Таджикской впадины и располагалась между древними горными системами Гиссаро-Алая на севере и Северного Памира на юге.

Реки, протекавшие в ее пределах, образовывали аллювиальные ландшафты горного типа, где накапливались гравийно-галечные отложения с едва заметной ритмической сортировкой материала и слабо выраженной крупной косою однонаправленной прямолинейной слоистостью. Пойменные осадки для данных обстановок не характерны и имеют исключительно локальное распространение. Речные потоки Дарвазо-Алайской области несли свои воды и обломочный материал на запад, где сливались с речными системами Палеотаджикской низменности. Несмотря на относительную расчлененность рельефа, по северному борту Палеодарвазского хребта существовали благоприятные условия для накопления однородных торфяников, в дальнейшем из которых формировались угольные пласты мощностью до 2—3 м и более.

Межгорные долины Палеозеравшана и Кичик-Алая на севере примыкали к Туркестано-Алайской, а на юге к Гиссаро-Алайской древним горным системам и разделялись между собой Сохским водоразделом. В настоящее время от них остались только отдельные реликты в виде изолированных прогибов. Наиболее крупными среди них являются Фан-Ягнобская, Назар-Айлокская, Ходжекилянская. Они имели субширотные простирания и соответствовали направлению основных глубинных разломов. По мнению ряда исследователей [43], наблюдается отчетливая генетическая связь между глубинной структурой фундамента и расположением речных долин в пределах Гиссаро-Алайской и Зеравшанской горных систем. Наши литолого-фациальные и палеогеографические исследования подтверждают это предположение. Кичик-Алайская впадина открывалась в это время в сторону Яркенд-Ферганского прогиба, о чем свидетельствуют фациальные замещения отложений и постепенное уменьшение их мощностей с запада на восток. За счет выклинивания юрских отложений в верховье р. Кичик-Алай наблюдается налегание меловых и

палеогеновых отложений на палеозойские породы. Палеозеравшанская впадина открывалась на западе, что подтверждается накоплением в районе Назар-Айлок грубообломочных, лишенных линейных текстур конгломератов и валунов делювиально-пролювиального генезиса мощностью от 150 до 450 м.

Основная речная система в пределах этих впадин располагалась, по-видимому, в их центральных частях. Многочисленные притоки поставляли терригенный материал, сносимый с Туркестано-Алайского и Гиссаро-Алайского древних поднятий.

Во время первого этапа осадконакопления Юго-Восточный Памир представлял собой обширную мелководную область морского бассейна с многочисленными островами, являвшимися кратковременными локальными поставщиками терригенного материала. На севере и северо-востоке этот бассейн был окружен полукольцом древних поднятий — Северо-Памирским и Куньлуньским, а на северо-западе и западе — Дарвазским и Гиндукушем. Достаточно было небольшого повышения уровня моря или даже в некоторых случаях высокого прилива, чтобы значительная часть рассматриваемого региона снова покрывалась морем. Как показал литолого-фациальное изучение отложений разрезов Юго-Восточного Памира, характер осадконакопления во время этого этапа в значительной мере определялся степенью расчлененности береговых склонов островов, их размерами, морфологией и интенсивностью абразионной деятельности морских волн. Наиболее грубообломочные осадки, накапливавшиеся по периферии островов с крутыми, обрывистыми берегами, встречены на западе по линии Гурумды — Салангур и на юго-востоке — в районе Каракуль-Ашу.

Истыкскую зону (Куртеке, Муздубулак) в это время следует рассматривать как область развития мелководья и островной суши с очень выравненными приостровными шельфами. Исключительная мелководность, незначительное поступление терригенного материала создавали благоприятные условия для формирования в лагунах и мелких приморских озерах торфяников мощностью от 0,2 до 0,8 м. Периодическая связь с морскими водами выразилась в этом районе в чередовании углистых и карбонатных водорослевых, органогенных осадков, которые имеют линзовидное распространение. Органическое вещество, накапливавшееся в этих переходных континентально-морских условиях, характеризуется сапропелево-гумусовым составом.

Территории Центрального и Юго-Западного Памира представляли собой прибрежную зону Мезотетиса с заливно-лагунным и дельтовым типом осадконакопления (Рушан, Кокуйбель), в пределах которых формировались средне- и крупнозернистые гравийные и песчаные осадки с косой, главным образом разнонаправленной, слоистостью, а также алеврито-глинистые отложения с горизонтальной и волнистой слоистостью. Обломочный материал в результате прохождения длительного пути транспортировки характеризуется хорошей окатанностью и сортировкой.

Ввиду отсутствия фактических данных по ряду областей этого района трудно восстановить соотношение Памирского морского бассейна с его горным обрамлением. На соотношение и развитие этих участков существует точка зрения [24], согласно которой на протяжении триаса и большей части юры на месте Рушанско-Пшартской зоны, только в значительных больших размерах, располагался глубокоководный морской бассейн с океаническим типом земной коры, в пределах которого накапливались батинальные осадки. Обстановка равномерного растяжения, существовавшая в течение всего юрского времени, на рубеже с мелом постепенно сменилась нарастающим сжатием, обусловившим проявление тектонического скупивания и замыкание океанического бассейна.

Однако в результате наших литолого-фациальных и минералого-петрографических исследований отложений юрского возраста в этом регионе установлены крайне мелководные условия накопления всех выявленных осадков. И ни в одном разрезе нами не были встречены отложения с набором признаков, непосредственно указывающих на их глубокоководность.

Выявленные минералого-петрографические ассоциации позволяют предположить основные источники сноса и пути миграции обломочного материала.

В составе раннеюрских отложений Центрального и Юго-Западного Памира широко развиты олигомиктовые песчаники с повышенным содержанием кварца и обломков известняка, среди которых преобладают окатанные и полуокатанные разновидности. Формирование данной ассоциации связано с размывом карбонатных и метаморфических пород палеозоя, располагавшихся по южным обрамлениям древних поднятий Северного Памира и Дарваза. В пределах Юго-Восточного Памира выделяется аркозово-кварцевая ассоциация с содержанием кварца 40—60%, полевых шпатов 30—40, обломков глинистых и кремнистых сланцев 5—15%. Формирование данной ассоциации связано с размывом подстилающих триас-пермских отложений, которые периодически выводились выше уровня моря и существовали в отдельных промежутках в виде островной суши. Сравнение вещественного состава минеральных ассоциаций показывает независимость их формирования, поскольку терригенный материал, поступавший с древних поднятий Северного Памира и Дарваза, не достигал района Юго-Восточного Памира. По-видимому, его поступление было ограничено крупным прогибом, который располагался между Северным и Юго-Восточным Памиром. Он контролировался глубинным Рушанско-Пшартским разломом древнего заложения.

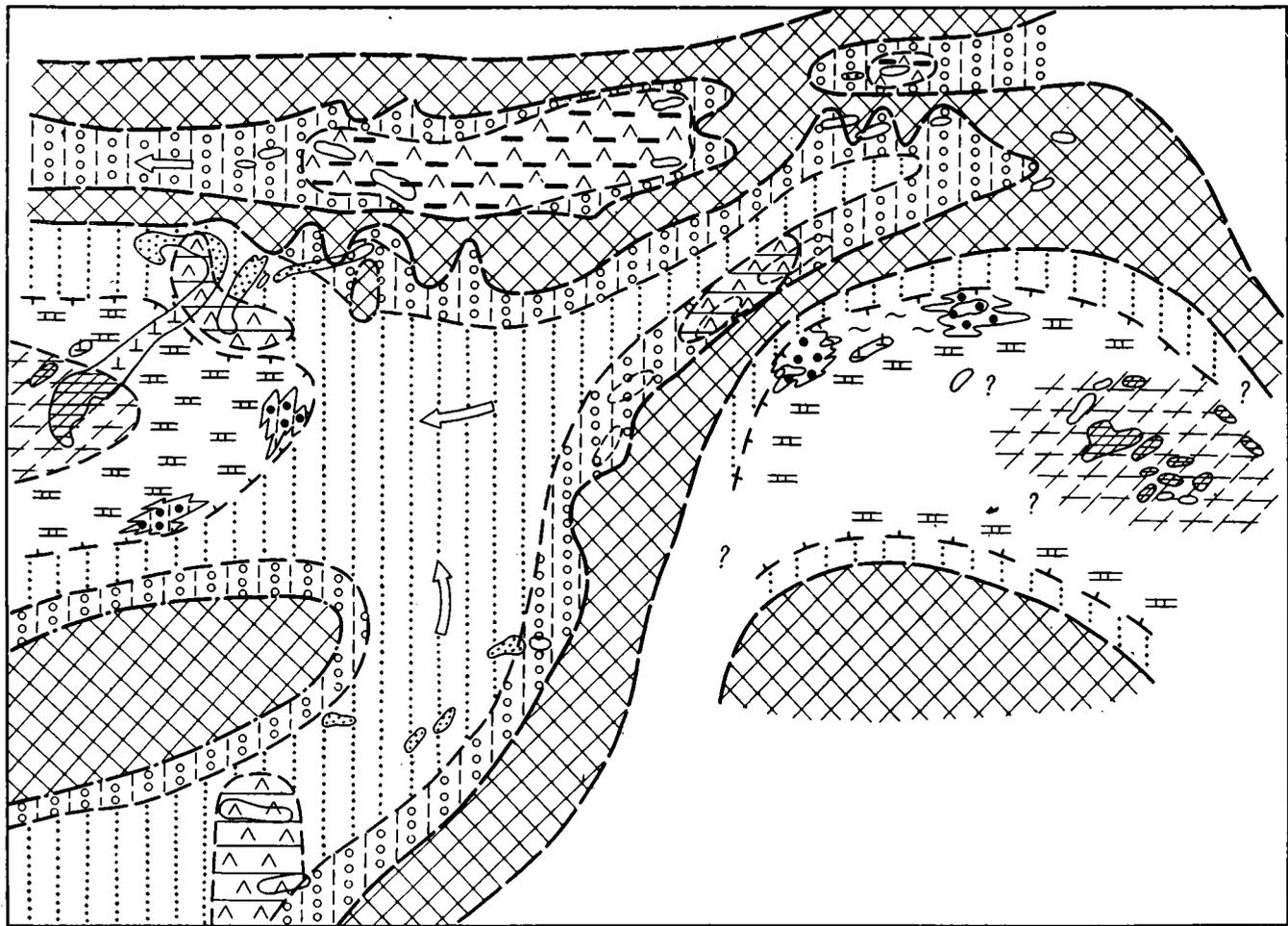
Начало второго этапа (аален—байос) характеризует крупная трансгрессия Мезотетиса, связанная с эвстатическим поднятием уровня Мирового океана [36, 37] и совпадающая по времени с погружением значительных площадей Средней Азии (Восточная Туркмения, Западный Узбекистан, Памир), что обусловило изменение конфигурации ландшафтов.

Палеоподнятия значительно сокращают свои размеры, а некоторые (Сурхантаусское и др.) вовлекаются в область осадконакопления. Трансгрессия морского бассейна в пределах Палеотаджикской низменности оттеснила в глубь континента наземную аккумуляцию.

В районах юго-западных отрогов Гиссарского хребта (Гаурдак, Байсун) аллювиальные ландшафты сменяются прибрежно-морскими, где формируются алеврито-глинистые и песчано-гравийные осадки заливно-лагунного, открытого прибрежно-морского и подводно-дельтового генезиса. На остальной территории Палеоафгано-Таджикской впадины продолжали существовать аллювиальные и в меньшей степени озерно-болотные условия осадконакопления. Реки, стекающие с Палеогиндукуша, Палеодарваза и Палеогиссаро-Алая, имели вначале горный характер, а затем создавали ниже по течению горно-равнинные, а в центральной части впадины равнинные аллювиальные ландшафты. Мелкие озерные водоемы были приурочены к верховьям и средним частям речных долин, в то время как на широкой приморской равнине располагались сравнительно крупные озера (фиг. 4).

В течение второго этапа происходит существенное изменение условий осадконакопления в районе Палеозеравшанской впадины, которая представляла собой выравненную межгорную долину. В ее пределах широкое распространение получают озерно-болотные ландшафты. На возвышенностях древних поднятий и их склонах произрастала обильная хвойно-гинкговая растительность [31, 33]. Развитие, отмирание и захоронение папоротниковых, саговниковых и белетитовых растительных остатков создавали благоприятные условия для торфонакопления. Интенсивность этого процесса в различных частях впадин была неодинаковой. Наиболее мощное торфонакопление происходило в районах Рават, Сох и Назар-Айлок, к которым в настоящее время приурочены угольные пласты мощностью от 5 до 10 м. В западных районах впадины продолжали доминировать, как и в предыдущий этап, аллювиальные обстановки.

На территории Палеокичик-Алайской впадины развитие ландшафтов носило унаследованный характер. Однако наряду с русловыми отложениями на широких пойменных участках появляются заболачивающиеся озера (Ходжекилян), в пределах которых формируются относительно



Фиг. 4. Схематическая палеогеографическая карта времени накопления осадков второго этапа. Условные обозначения см. на фиг. 3

мощные и однородные торфяники. В дальнейшем из них образовывались угольные пласты мощностью до 2—4 м.

Юго-Восточный Памир в это время испытывает устойчивое погружение, в результате которого исчезают отдельные острова и устанавливается повсеместно морской режим осадконакопления. Максимальное прогибание испытывал район Гурумды, где формировались однородные, глинисто-шламовые, микритовые, известняковые фации относительно глубоководных (удаленных от побережья) участков морского бассейна. В восточном направлении, в районе оз. Салангур, они фациально замещаются органогенными известняками, сложенными большим скоплением брахиопод, пелеципод, гастропод, кораллов, водорослей, мшанок, фораминифер. Биоценозы, слагающие линзовидные банки, указывают на обитание организмов на малой глубине в обстановке достаточного количества солнечного света и чистой воды [3]. Эта полоса органогенных известняков тянется вдоль южного склона Ваханского хребта до оз. Салангур. Аналогичные условия были развиты в районе Мынхаджир. На севере Юго-Восточного Памира (Муздубулак) накапливались песчано-алеврито-глинистые и карбонатные осадки приостровных шельфов. В районе Центрального Памира образовывались отложения подводных дельт и открытого прибрежного мелководья, представленные гравелитами и разнозернистыми песчаниками, характеризующимися разнообразной косой, взаимосрезающейся, мульдообразной слоистостью. Эти породы в виде узкой полосы прослеживаются по линии Кокуйбель — Рушан.

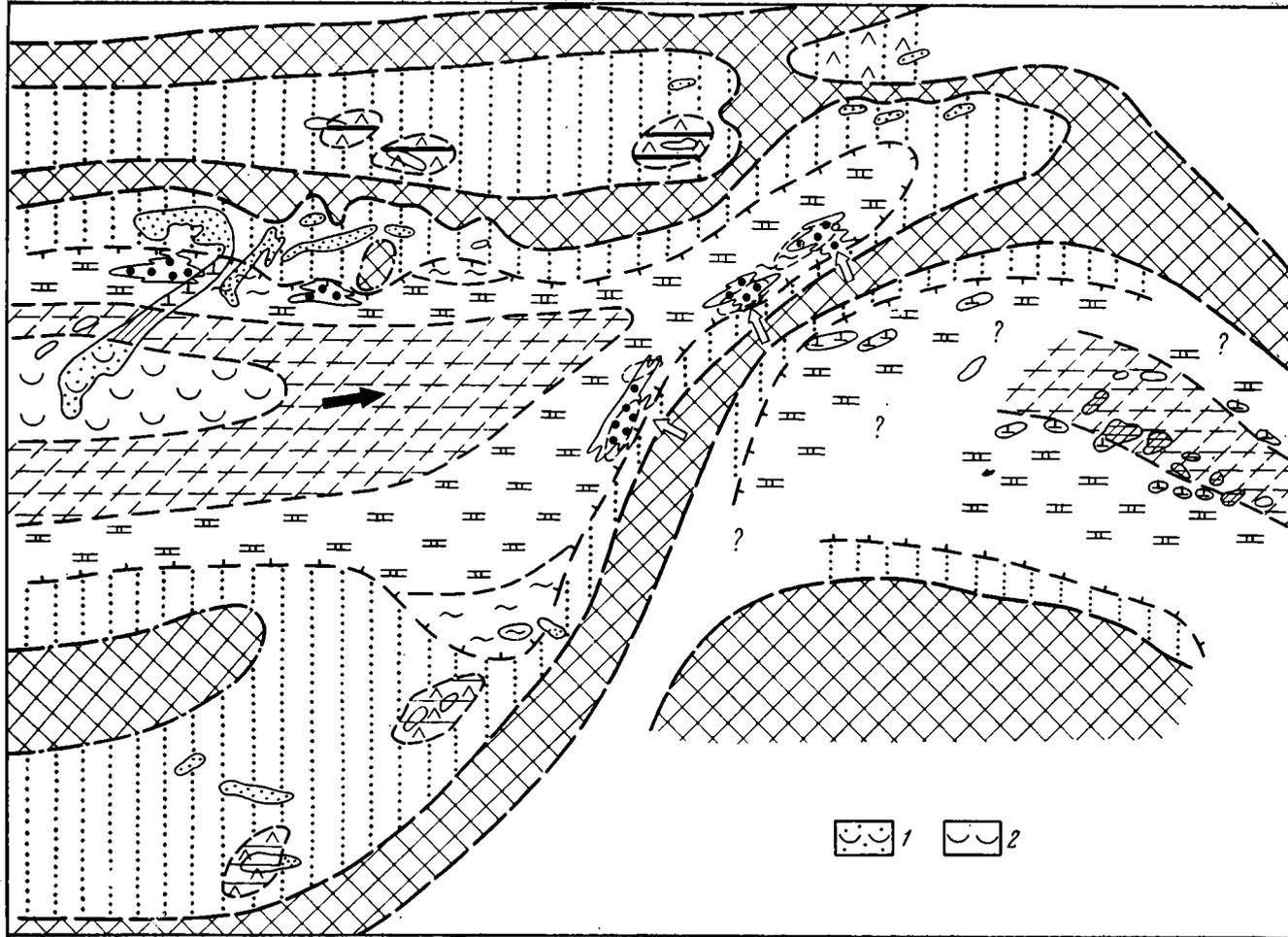
Таким образом, в аален-байосское время изменение ландшафтов на большей части рассматриваемого региона свидетельствует об общей унаследованности от предыдущего этапа. Главное отличие заключалось в расширении площадей аккумуляции в результате морской трансгрессии и лучшей выработанности гидрографической сети.

Формирование осадков третьего этапа (байос—бат) протекало на фоне увеличения контрастности тектонических движений в пределах рассматриваемого региона. Море перекрыло значительную часть Палеотаджикской низменности и подступило непосредственно к южным склонам Гиссарского и Дарвазского хребтов (фиг. 5). В связи с этим доля аллювиальных отложений значительно сократилась. При впадении в морской бассейн реки образовывали подводно-дельтовые отложения, которые вдоль берега замещались песчаными осадками открытого прибрежного мелководья. Последние узкой полосой располагались вдоль берега [10]. В сторону открытого моря они переходили в алеврито-глинистые осадки открытого мелководья, которые в свою очередь фациально замещались карбонатными и глинисто-карбонатными отложениями удаленных от побережья участков.

На территории Северного Афганистана по-прежнему преобладало аллювиальное осадконакопление. Исключением являлся район Чаль, где располагался крупный морской залив (см. фиг. 5).

На большей площади Дарвазо-Алайской зоны при впадении в морской бассейн рек, дренировавших Палеодарваз и Палеоалай, формировались подводно-дельтовые отложения.

Палеогеография Зеравшанской впадины в некоторой степени напоминает картину предыдущего этапа. По-прежнему широким распространением пользуются озерно-болотные и болотные фации. В районе Фан-Ягноб в течение байос-батского времени накапливались разнообразные по строению торфяники, из которых образовалось свыше 14 угольных пластов различной мощности. С промышленной точки зрения наиболее перспективными являются четыре угольных пласта мощностью от 5 до 9 м. Они отчетливо прослеживаются на сравнительно большие расстояния. На площади Рават мощности пластов угля частично сокращаются за счет внутрiformационных размывов, происходит также их расчленение на ряд пропластков мощностью до 1 м. Аналогичные условия торфообразования существовали в районе Назар-Айлок. Выдержанность угольных пластов и вмещающих пород указывает на большие размеры забочлачивающихся озерных водоемов. Основным материалом для образова-



Фиг. 5. Схематическая палеогеографическая карта времени накопления осадков третьего этапа

1—2 — удаленные (относительно глубоководные) участки морского бассейна (1 — установленные, 2 — предполагаемые). Остальные условные обозначения см. на фиг. 3

ния торфяников была та же растительность, что и в аален-байосское время. Однако площадь их распространения значительно уменьшилась по сравнению с предшествующим этапом вследствие широкого меандрирования речных систем, которое часто нарушало процесс торфонакопления, а в ряде случаев полностью его останавливало (Назар-Айлок, Рават, Джижикрут и др.).

В пределах Кичик-Алайской впадины сохраняются аллювиально-озерные условия осадконакопления. С отложениями озерных водоемов связаны многочисленные находки пресноводной фауны. Очевидно, что эта впадина не была изолированной и раскрывалась в Восточно-Ферганский бассейн.

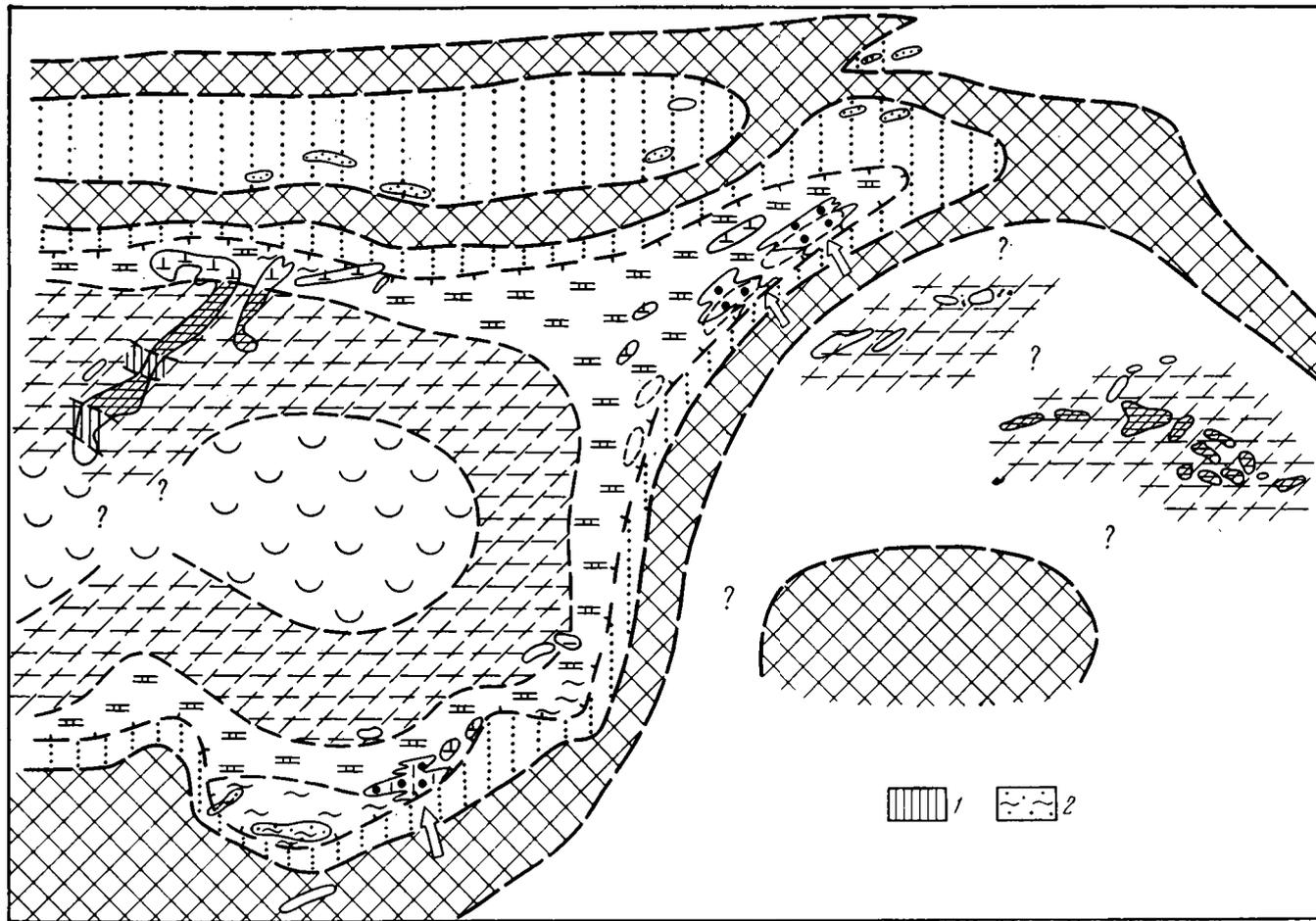
На территории Юго-Восточного Памира палеогеографические условия в это время значительно отличались от предшествующего этапа. Эти изменения обусловлены главным образом активизацией тектонических процессов. Различия проявились прежде всего в резком сокращении карбонатонакопления в пределах гурумдинской зоны, обусловленного приносом в большом количестве терригенного вещества, поступавшего, видимо, из вновь возникшей суши. В этом районе происходило формирование преимущественно алевролитов, песчаников с прослоями известняков фации приостровного мелководья морского бассейна. В юго-восточном направлении (Вахан, Салангур) алеврито-песчаные отложения фацциально замещаются глинистыми известняками и аргиллитами открытого мелководья. Аналогичные условия были развиты в Мынхаджире. На северо-западе в районе Мадиян и Муздубулак широкое распространение получили органогенные и органогенно-обломочные известняки, характеризующиеся выдержанностью на площади.

Ввиду отсутствия фактического материала остается невыясненным взаимоотношение этого региона с Центральным Памиром, где формировались карбонатно-глинистые, глинистые и песчаные отложения прибрежного мелководья.

Ярко выраженная вертикальная климатическая зональность в среднеюрскую эпоху, связанная со значительной расчлененностью палеорельефа, отчетливо проявилась в распространении флористических комплексов. В пределах Зеравшанской и Ферганской межгорных впадин преобладали цикадофиты и другие теплолюбивые растения. Широкое развитие гинкговых и хвойных растений в районе Палеотуркестан-Алайского поднятия свидетельствует о более холодных климатических условиях [31, 33, 36, 42].

В четвертый этап (келловей-оксфордский) обширная морская трансгрессия в пределах Афгано-Таджикской впадины коренным образом меняет ландшафтные обстановки, условия и характер накопившихся осадков (фиг. 6). Полностью покрылись водой не только все низменные равнины, но и небольшие локальные поднятия, являвшиеся ранее областями сноса (Гаурдакское, Сангардакское, Ширкентское, Мазари-Шарифское). Приморская равнина представляла собой всхолмленную область со слабо развитой гидросетью. Незначительное поступление терригенного материала, относительно стабильные тектонические условия, постепенное изменение климата от влажного гумидного к сухому аридному, обилие морских организмов способствовали интенсивному осаждению карбоната кальция как биогенным, так и хемогенным способами и формированию преимущественно карбонатных отложений даже в непосредственной близости от берега. Рассматриваемый район представлял собой часть обширной акватории, распространившейся на юге Средней Азии, в пределах которой в зависимости от близости или удаленности источников сноса, глубины и морфологии дна бассейна, изолированности его отдельных частей, наличия течений, благоприятных условий для развития организмов создавались определенные ландшафтные обстановки с характерным типом карбонатного накопления.

По периферии этого морского бассейна в пределах Афгано-Таджикской впадины (Мечетли) в его прибрежных участках в неустойчивых гидродинамических и гидрохимических условиях мелководья под воздей-



Фиг. 6. Схематическая палеогеографическая карта накопления осадков четвертого этапа
 1 — крупные рифогенные постройки; 2 — установленные полуизолированные и застойные участки прибрежного мелководья, в том числе заливы и лагуны. Остальные условные обозначения см на фиг. 3

ствием волн, приливов и отливов, впадающих рек, несущих терригенный материал и пресные воды, накапливались преимущественно терригенные осадки и карбонатные пески незначительной (20—150 м) мощности. Им свойственна быстрая смена литологических типов пород и чрезвычайно разнообразные текстуры: горизонтальная, волнистая, косая, часто разнонаправленная взаимосрезающаяся слоистости. Выносимый реками Пралучоб, Пракаратаг, Прасангардак, Прашкельдара, Прагринг обломочный материал широко разносился вдоль побережья. В промежутках между устьями рек располагались заливы и лагуны, в которых формировались песчано-алеврито-глинистые, как правило, карбонатизированные осадки. Карбонатно-глинистые илы в результате неустойчивой динамики водной среды неоднократно взмучивались, разбавлялись терригенным материалом, а более или менее консолидированные осадки дробились и частично переотлагались в застойные спокойные участки морского бассейна. Обычно эти отложения содержат скопления раздробленных остатков фауны и обрывков водорослей, в образовании которых кроме механических процессов большую роль играли илоядные организмы.

В Дарвазо-Алайском районе на этом этапе формируются преимущественно гравийно-песчаные и алеврито-глинистые отложения красноватого облика прибрежно-морского и подводно-дельтового генезиса. В Афгано-Таджикской депрессии, имеющей сложное тектоническое строение, карбонатный комплекс перекрыт мощным (6—7 км) мезозойско-кайнозойским чехлом. Пробуренные скважины, не достигнув карбонатной толщи, повсюду подсекают тектонический контакт верхнеюрских эвапоритов и более молодых образований [19]. К сожалению, за последнее десятилетие новых данных по этому району не получено.

В позднеюрский период среднеазиатский морской бассейн представлял собой северную окраину Мезотетиса [1, 7, 8, 15, 21, 27, 30, 42, 43]. При составлении палеогеографических схем четвертого и пятого этапов для района Афгано-Таджикской депрессии широко использованы фактические данные, собранные авторами в юго-западных отрогах Гиссара и по скважинам, пробуренным в Юго-Западном Узбекистане и Восточной Туркмении, а также обобщены опубликованные материалы по этим регионам.

Наиболее обширной и разнообразной по типам осадков является зона открытого мелководья морского бассейна. Интенсивная аэрация водной среды, теплый климат, хорошая освещенность, малое поступление терригенного материала создавали благоприятные условия для развития зоо- и фитоорганизмов. Отложения этой зоны содержат обильные и разнообразные остатки ископаемых организмов, характерных для морских бассейнов с нормальной соленостью воды и представлены: брахиоподами, аммонитами, иглокожими, мшанками, устрицами, пелециподами, фораминиферами, известковыми губками, одиночными и колониальными кораллами, багряными и синезелеными водорослями [20, 22, 38]. Доля терригенной примеси незначительна. Осаждение карбоната кальция происходит преимущественно органогенным способом. В этой зоне широкое развитие получают органогенные постройки (Гаурдак, Кугитанг, Ляйлякан, Карасан) [22, 38], с которыми связывают наиболее перспективные природные залежи нефти и газа. Не вдаваясь в существо разногласий в понимании терминов, обозначающих органогенные тела (риф, барьерный риф, бар, биостром, атолл и др.), отметим, что существуют разные точки зрения на природу этих своеобразных образований и их палеогеографическое распространение. Так, одни авторы [22, 38] широко выделяя рифовые тела, объединяют их в три разновозрастные барьерные системы, возникновение которых связано с регрессивными этапами трансгрессивно-регрессивных циклов. М. Ю. Ахмедова выделяет лишь два ряда барьерных рифов, омолаживающихся по направлению к центру бассейна и указывает на их приуроченность к трансгрессивным сериям карбонатного разреза [5]. Другие исследователи [17, 18] на основе уточнения возраста позднеюрских шестилучевых кораллов отрицают разновозрастность органогенных тел. По их мнению, существовал один рифовый барьер

ер, состоящий из цепочек рифов, расположенных кулисообразно и приуроченных к южной части Бухарской ступени, совпадающей с северной границей Чарджоуской, т. е. генетически связан с краем интенсивно прогибающейся части бассейна.

Некоторые авторы [21] подчеркивают связь рифов и крупных флексурно-разрывных зон, по которым происходило ступенчатое сочленение областей прогибания и ограничивающих их жестких массивов. А. Г. Бабаев [7] обращает в первую очередь внимание на то, что рифы являются экологическими структурами и основной метод при изучении и выделении должен быть экологическим. Большинство же выделяемых по геолого-геофизическим данным рыхлых, неслоистых тел карбонатных пород, трактуемых многими исследователями как рифогенные, по его мнению, приурочены к зонам нарушенных разломами и подчиненных общей дислоцированности карбонатной формации. В то же время им подчеркивается, что все рифы и рифоподобные тела составляют незначительную долю процента по отношению ко всей карбонатной толще в целом.

Отложения мелководья морского бассейна характеризуются большим разнообразием накапливающихся карбонатных осадков и постепенными фаціальными взаимоотношениями.

В наиболее удаленных (относительно глубоководных) участках морского бассейна шло накопление обедненных органическими остатками карбонатных илов с примесью глинистого и шламового материала. Отложения этой зоны в виде отдельных пластов присутствуют в карбонатной толще юго-западных отрогов Гиссарского хребта и, по-видимому, имеют значительное распространение в центральной части Афгано-Таджикской депрессии. Большую роль в образовании этих осадков играет биогенный фактор, связанный с расцветом и последующим отмиранием большого количества нанопланктона. Обилие планктонных водорослей, их отмирание и захоронение биомассы в неокисленном виде в застойных (относительно глубоководных) участках привело к формированию черных битуминозных карбонатно-глинистых осадков, которые в Юго-Западном Узбекистане выделяются в виде пачки высокогаммных пород. На их глубоководность, а также на нефтегазоматеринский потенциал в последнее время обращается большое внимание [2, 7, 17, 18, 35, 38]. Очевидно, сходные отложения будут встречаться при изучении позднеюрских отложений Афгано-Таджикской депрессии. Наибольшая мощность карбонатного комплекса достигает 550 м (Кугитангтау) и постепенно уменьшается вследствие выпадения отдельных горизонтов и фаціального замещения карбонатно-терригенными (южные склоны Гиссара) и терригенными (Юго-Западный Дарваз) осадками прибрежно-морского и заливно-лагунного генезиса. Существенная перестройка условий осадконакопления во время четвертого этапа произошла на территории Палеозеравшанской и Кичик-Алайской впадин. Ранее существовавшие озерно-болотные и озерные обстановки вновь сменяются преимущественно аллювиальными.

На территории Центрального и Юго-Восточного Памира в результате общего устойчивого прогибания почти полностью исчезает островная суша и формируются преимущественно хемогенные, органогенные и органогенно-обломочные карбонатные осадки. Морской бассейн характеризовался общей мелководностью и слабой расчлененностью дна. Широкое развитие на Юго-Восточном Памире получают рифовые (гидроидно-водорослевые) известняки, образующие изолированные вытянутые тела [3, 29]. В межрифовых (полуизолированных) мелководных участках формировались глинистые, детритусовые, часто доломитизированные известняки, реже доломиты. Во всех типах карбонатных осадков в различных формах отмечаются оолитовые образования, глубина образования которых, по мнению многих исследователей, характеризуется первыми метрами [23, 47, 48, 49].

Пятый этап (кимеридж-титонский) является завершающим этапом юрского осадконакопления. Территории Палеозеравшанской и Кичик-Алайской впадин в это время превращаются в область денудации. Из-за отсутствия фактических данных мы ничего не можем сказать об

условиях осадконакопления в районе Памира. Не исключено, что в пределах Центрального, Юго-Восточного и Юго-Западного Памира осадконакопления не происходило.

С началом кимериджского века связано господство сухого аридного климата на юге Средней Азии, образование крупного полузамкнутого водоема и резкая смена характера осадконакопления. Этот бассейн простирался от современных горных сооружений Копетдага на западе до Иркиштамского водораздела на востоке. До настоящего времени отсутствует единая точка зрения на формирование мощных эвапоритов в этом районе. Первые представления о строении и условиях образования верхнеюрских эвапоритовых толщ были высказаны в 40-х годах [26], в которых подчеркивались изолированность этого бассейна от Мезотетиса, лагунный характер накопления осадков в условиях пересыхающего регрессирующего моря. Причем для отдельных частей разреза, особенно калиеносной, отчетливо прослеживался сезонный характер осадконакопления, выраженный в тонком горизонтальном наложении различных генетических типов осадков. С развитием учения о накоплении мощных однородных сульфатно-галогенных отложений была высказана гипотеза о глубоководном характере их образования [45, 46]. Ряд исследователей [7, 15, 18] применили ее для верхнеюрского среднеазиатского бассейна. Соляные отложения они рассматривают в качестве продуктов заполнения глубоководного солеродного бассейна. Причем сульфатно-галогенная толща залегает в центральных частях региона с перерывом малой протяженности, а в северо-восточных периферийных — с явно выраженным угловым несогласием и более продолжительным перерывом и рассматривается в качестве трансгрессивного комплекса [8].

На перерыв в осадконакоплении между карбонатной и сульфатно-галогенной толщами в периферийных районах этого бассейна (южные отроги Гиссарского хребта, Бухарская ступень, Северный Афганистан) указывают многие исследователи [14, 32].

Новые представления о строении эвапоритовой толщи в пределах Туркменского солеродного бассейна позволили ряду авторов [15] предложить принципиально иную схему корреляции ее отдельных членов и соответственно новую историю развития юга Средней Азии в кимериджитонское время. Единый седиментационный бассейн во время этого этапа разделяется на ряд интенсивно прогибающихся впадин (Мургабская, Амударьинская, Афгано-Таджикская). Соленакпление в них осуществлялось с разной степенью интенсивности и автономно. На скользящий характер границы между карбонатной и сульфатно-галогенной толщами указывают многие исследователи [12, 38].

Исходя из пространственного положения сульфатно-галогенных отложений, фациального взаимоотношения с подстилающими и окружающими осадками, авторы приходят к выводу о сложном, пульсирующем характере развития рассматриваемого региона. В связи с активизацией тектонических движений, проявившихся на рубеже оксфордского и кимериджского веков, существовавший ранее преимущественно мелководный бассейн претерпевает резкую дифференциацию рельефа. Это привело к перерыву в осадконакоплении, а в краевых частях — к перемыву ранее накопившихся осадков. В условиях господства сухого аридного климата, значительного ослабления деятельности речных потоков, привноса в малом количестве терригенного материала происходит сильное испарение с поверхности воды, многократное увеличение концентрации растворенных солей в придонном слое. На начальной стадии существования эвапоритового бассейна послонная гидрохимическая дифференциация воды в морском бассейне создавала возможность синхронного накопления солей в наиболее интенсивно прогибающихся участках морского бассейна, рифогенных образований на положительных формах рельефа и карбонатно-доломито-гипсодолитовых осадков в обширных полуизолированных лагунах и сбехе [12, 34]. В дальнейшем история развития бассейна характеризуется значительным расширением границ, прекращением процессов карбонатакопления и повсеместным распространением в периферийных и

приподнятых участках дна бассейна преимущественно сульфатных отложений и мощных галогенных толщ в интенсивно прогибающихся впадинах. Обширная трансгрессия, очевидно, достигала восточных районов Алайской долины, о чем свидетельствует здесь залегание у подножия пика Пограничников на палеозойском фундаменте терригенно-сульфатных отложений позднеюрского возраста, являющихся аналогами гаурдакской свиты. В центральных частях впадин, по-видимому, существовала значительная глубина солеродного бассейна. Каменная соль, осаждаемая в этих участках, характеризуется большими мощностями (до 400 м в Карлюкском прогибе), массивно-зернистой текстурой, отсутствием терригенного материала и слоистости. В периферийных частях бассейна (Бухарская ступень, южные отроги Гиссарского хребта, Юго-Западный Дарваз) происходит сокращение мощностей солей, выпадение отдельных горизонтов, фациальное замещение сульфатными осадками, обогащение терригенным материалом вплоть до замещения их зеленоцветными и красноцветными алевритами и песками, накапливавшихся в самых прибрежных обстановках. На завершающей стадии рассматриваемого этапа в отдельных остаточных полуизолированных бассейнах происходит многократное сгущение рассолов и осаждение калийных солей. Максимальное количество (до 10) и наибольшая их мощность (до 25—30 м) наблюдаются в Карлюкском прогибе, испытывавшем интенсивное прогибание [30]. Активизация тектонических движений на этой стадии привела к увеличению расчлененности приморской суши, расширению и усилению деятельности речных систем, рассолонению морского бассейна, интенсивной денудации прилегающей суши и выносу в большом количестве красноцветных песчано-алевритовых осадков. Эти процессы завершают не только пятый этап рассматриваемого региона, но и позднеюрский цикл осадконакопления на рассматриваемой территории.

В результате проведенных исследований в юго-восточном секторе Средней Азии установлены основные этапы эволюции ландшафтов и характерные, присущие им черты осадконакопления. Многие вопросы геологического и тектонического развития как региона в целом, так и отдельных его частей решены на основе детального литолого-фациального изучения всего комплекса юрских отложений. Такая попытка обобщения обширного материала по юрскому седиментогенезу позволяет более обоснованно подойти к познанию геологической истории этого во всех отношениях сложно построенного региона.

Литература

1. *Акрамходжаев А. М., Эгамбердыев М. Э., Миркамалов Х. Х., Нархаджиев М. Н.* Особенности литологического состава, стратиграфия и перспективы нефтегазоносности мезозойских и палеогеновых отложений Южного и Юго-Западного Узбекистана. Ташкент: ФАН, 1971. 200 с.
2. *Акрамходжаев А. М., Эгамбердыев М. Э.* Основные нефтегазопроизводящие свиты в составе верхнеюрской карбонатной формации Западного и Южного Узбекистана.— Узб. геол. журн., 1981, № 5, с. 47—56.
3. *Андреева Т. Ф.* Двустворчатые моллюски юрских отложений Юго-Восточного Памира. Душанбе: Дониш, 1977. 120 с.
4. *Андросов Б. Н., Колчанов В. П., Кулаков В. В.* Угленосность северных предгорий Гиндукуша. М.: Наука, 1977. 134 с.
5. *Ахмедова М. Ю.* Закономерности распределения верхнеюрских рифовых построек Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1973, № 4, с. 18—25.
6. *Бабаев А. Г.* Геотектоническая история Западного Узбекистана и региональные закономерности скопления нефти и газа. Л.: Недра, 1966. 215 с.
7. *Бабаев А. Г.* Карбонатная формация юрского возраста платформенной области Узбекистана и ее нефтегазоносность. Ташкент: ФАН, 1983. 175 с.
8. *Бабаев А. Г.* Фазы активизации и их роль в формировании общей структуры молодых платформ.— Узб. геол. журн., 1984, № 1, с. 16—22.
9. *Бабешев И. И.* Терригенно-минералогические ассоциации ниже- и среднеюрских отложений южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта.— Литология и полез. ископаемые, 1971, № 6, с. 99—109.
10. *Бабешев И. И.* Литология юрских угленосных отложений Гиссарского хребта.— Тр. ГИН АН СССР, 1976, вып. 293. 136 с.
11. *Белявский И. А.* История тектонического развития центральной части азиатской части Тетиса и сопредельных территорий.— Тр. совещ. геологов по тектонике альпий-

- ской геосинклинальной области юга СССР. Баку: Изд-во АН АзССР, 1956, с. 25—38.
12. *Бережнов В. Т.* Об условиях и времени появления отложений галита в разрезах верхнеюрских осадков на территории Западного Узбекистана.— *Узб. геол. журн.*, 1978, № 4, с. 30—37.
 13. *Богатырев Б. А.* Триас-юрские коры выветривания и бокситы юга Средней Азии и Кавказа. М.: Наука, 1980. 198 с.
 14. *Браташ В. И.* Геология и нефтегазоносность севера Афганистана. М.: Недра, 1970. 288 с.
 15. *Жарков М. А., Благовидов В. В., Жаркова Т. М., Мерзляков Г. А.* К вопросу о строении позднеюрских соленосных отложений Средней Азии.— В кн.: Особенности строения осадочных формаций. Новосибирск: Наука, 1982, с. 3—18.
 16. *Захаров С. А.* Структуры мезозоя — кайнозоя Таджикской депрессии. Душанбе: Дошиш, 1958. 227 с.
 17. *Ибрагимов А. Г.* Основные типы верхнеюрских рифов Западного Узбекистана и методика их распространения.— *Узб. геол. журн.*, 1980, № 4, с. 53—60.
 18. *Ибрагимов А. Г.* Методы определения возможной зоны развития погребенных барьерных рифов.— *Узб. геол. журн.*, 1984, № 2, с. 37—40.
 19. *Кукушкин Р. М.* О верхнеюрских отложениях юго-западного Таджикистана по данным глубокого бурения.— *Тр. ВНИГНИ*, 1974, вып. 159, № 6, с. 199—203.
 20. *Лучников В. С., Стрелец Л. В., Юшина Н. Д.* Литолого-палеоэкологическая характеристика верхнеюрских отложений южного склона Гиссарского хребта.— *Тр. ВНИГНИ*, 1968, вып. 142, № 5, с. 146—155.
 21. *Мирзоев Г. Г.* Среднеазиатский позднеюрский осадочный бассейн.— *Бюл. МОИП. Отд. геол.*, 1985, т. 60, вып. 1, с. 35—47.
 22. *Михеев И. Г., Фортунатова Н. К., Вето В. И., Бояринова Л. А.* Строение и распределение верхнеюрских рифовых комплексов в Южном и Западном Узбекистане.— *Тр. ВНИГНИ*, 1978, вып. 210, с. 54—69.
 23. *Ньюэлл Н.* Багамские банки.— В кн.: *Земная кора*. М.: Изд-во иностр. лит., 1957, с. 323—336.
 24. *Пашков Б. Р., Швольман В. А.* Рифтогенные окраины на Памире.— *Геотектоника*, 1979, № 6, с. 42—58.
 25. *Пейве А. В., Буртман В. С., Руженцев С. В., Суворов А. И.* Тектоника Памиро-Гималайского сектора Азии.— В кн.: *Гималайский и альпийский орогенез*. М.: Недра, 1964, с. 156—172.
 26. *Петров Н. П.* Строение гаурдакской свиты юго-западных отрогов Гиссарского хребта.— *Докл. АН УССР*, 1949, № 3, с. 45—49.
 27. *Полянский Б. В.* Палеогеография времени накопления триасовых и юрских формаций Кавказско-Памирской зоны Среднеазиатского пояса.— *Литология и полез. ископаемые*, 1983, № 3, с. 73—84.
 28. *Попов В. И., Филиппов А. А., Макарова С. Д. и др.* Атлас динамических фациально-палеогеографических карт постумных и платформенных формаций Южно-Таджикской депрессии.— *Тр. Проблемной лаб. осадочных формаций и осадочных руд*, 1968, вып. VII. 40 с.
 29. *Руженцев В. С.* Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры.— *Тр. ГИН АН СССР*, 1968, вып. 192. 200 с.
 30. *Седлецкий В. И., Попов В. С., Деревягин В. С., Пилипчук А. П.* Геологическое строение, калиеносность и условия образования верхнеюрских и нижнемеловых соленосных отложений юга СССР.— В кн.: *Проблемы соленаккумуляции*. Новосибирск: Наука, 1977, с. 270—284.
 31. *Сикстель Т. А.* Некоторые данные о климатических зонах юрского периода.— *Тр. Среднеазиатского гос. ун-та*, 1954, вып. 52 (геол. науки), кн. 5, с. 71—74.
 32. *Симоненко А. Н.* Пограничные слои между соляно-ангидритовой и карбонатной формациями Западного Узбекистана.— *Узб. геол. журн.*, 1984, № 2, с. 43—46.
 33. *Синицын В. М.* Палеогеография Азии. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1962. 268 с.
 34. *Слосс Л. Л.* Отложения эвапоритов из расслоенных растворов.— В кн.: *Соленаккумуляция и соленосные отложения осадочных бассейнов*. М.: Наука, 1972, с. 73—98.
 35. *Смахтина А. М.* О возможной связи между образованием сероводорода и эвапоритов в Амударьинской синеклизе.— *Изв. вузов. Геология и разведка*, 1979, № 9, с. 48—53.
 36. *Станкевич Ю. В.* Краткий очерк палеогеографии Средней Азии в юрском периоде.— *Тр. САИГИМС*, 1959, вып. 1, с. 13—241.
 37. *Страхов Н. М.* Основные теории литогенеза. Т. I, II. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 212 с., 574 с.
 38. *Строение верхнеюрской карбонатной формации центральных областей Средней Азии/Под ред. Ильина В. Д. и Безносова Н. В. М.*: Недра, 1976. 120 с.
 39. *Тимофеев Ж. П.* Геология и фашии юрской угленосной формации Южной Сибири.— *Тр. ГИН АН СССР*, 1969, вып. 197. 438 с.
 40. *Тимофеев П. П.* Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования.— *Тр. ГИН АН СССР*, 1970, вып. 198. 297 с.
 41. *Тимофеев П. П., Бебешев И. И., Полянский Б. В., Макаров Ю. В.* Основные черты развития ниже-среднеюрских ландшафтов юга Средней Азии.— В кн.: *Угольные бассейны и условия их формирования*. М.: Наука, 1983, с. 137—142.
 42. *Троицкий В. И.* Верхнетриасовые и юрские отложения Южного Узбекистана. Л.: Недра, 1967. 312 с.

43. *Троицкий В. И.* Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии. Новосибирск: Наука, 1973. 217 с.
44. *Шехтман П. А.* Геология среднеазиатского нижнемезозойского угленосного бассейна. Ташкент: ФАН, 1941. 213 с.
45. *Шмальц Р. Ф.* Генетическая модель глубоководного отложения эвапоритов.— В кн.: Соленакпление и соленосные отложения осадочных бассейнов. М.: Недра, 1972, с. 5—45.
46. *Яншин А. Л.* О глубине солеродных бассейнов и некоторых вопросах формирования мощных соляных толщ.— Геология и геофизика, 1961, № 1, с. 3—15.
47. *Illing L.* Bahaman calcareous sand.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1954, v. 38, № 1, p. 41—55.
48. *Peter J., Davis P. J., Bubela B., Ferduson J.* The formation of ooids.— Sedimentology, 1978, v. 25, № 5, p. 703—730.
49. *Sterman D. J., Jwyman J., Karimi J. M.* The genesis and diagenesis of oolites.— Proc. Geol. Assoc., 1970, v. 81, № 3, p. 481—493.
50. *Toksöz, Nafi M.* The subduction of the lithosphere.— Scient. Amer., 1975, v. 11, p. 40—45.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
15.I.1985

УДК 553.98

**О ВЛИЯНИИ СОСТАВА И СТРОЕНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ
СИНГЕНЕТИЧНО-НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ТОЛЩ
НА АККУМУЛЯЦИЮ И РАССЕИВАНИЕ НЕФТЯНЫХ ФЛЮИДОВ**

ЛАРСКАЯ Е. С., ПОЛЯНСКАЯ В. С., КОТЕЛЬНИКОВА Э. Д.

На примере одного из месторождений нефти и газа Днепровско-Донецкой впадины показано, что литологический состав пород оказывает решающее влияние на размеры аккумуляции миграционных битумов. Ухудшение емкостных свойств породы приводит к уменьшению количества нефтяных флюидов и снижению в них доли углеводородов. По характеру распределения миграционных битумов в разрезе терригенной толщи многопластового месторождения выделены четыре типа зон битумонакопления: продуктивные пласты, ореолы рассеивания битумов из залежи, зоны отсутствия перемещения битумов и зоны их автономной микроаккумуляции. Предложен ряд литолого-геохимических критериев нефтегазоносности.

Для формирования промышленных скоплений нефти и газа необходимо сочетание многих условий: наличие источника нефтяных флюидов — нефтегазоматеринских пород, путей миграции, емкостей для аккумуляции (коллекторов, ловушек разного рода) и экранов, предохраняющих скопление от рассеивания. Обычно наличие указанных условий определяется по косвенным признакам. Ниже рассматривается возможность использования для этой цели прямых, доступных количественному обсчету критериев: концентрации и состава миграционных битумов, извлекаемых из пород коллекторов и флюидоупоров. В данной работе анализируется взаимосвязь литологического строения, петрографической и фильтрационно-емкостной характеристик продуктивных и непродуктивных терригенных коллекторских прослоев и разделяющих их флюидоупоров с концентрацией и составом находящегося в них битума. Эта связь рассматривается применительно к нефтяным и газоконденсатным залежам, вне контура их продуктивности в различных экранлирующих толщах, расположенных на разных расстояниях от кровли залежей.

Рассматривается случай, когда скопления нефти и газа образовались сингенетично за счет нефтегазоматеринских прослоев внутри нефтегазоносного комплекса. Состав битумов, извлекаемых хлороформом из пород (ХБА), изучался комплексом химико-битуминологических методов. Количество миграционных битумов (ХБА_м) определялось по методике Е. С. Ларской.

На основе статистической обработки данных о коллекторских свойствах и эффективной мощности продуктивных пластов и разделяющих их пачек вычислены коэффициенты неоднородности пористости и проницаемости для каждого пласта, а также средние значения этих параметров.

Объект исследования — разрез терригенной нижне- и среднекаменноугольной толщи Богдановского месторождения, характерного для северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ). Месторождение приурочено к небольшой погребенной солянокупольной антиклинальной складке, осложненной двумя тектоническими нарушениями, по которым восточный блок, содержащий залежи, опущен на 400 м по сравнению с западным. Продуктивный нижне- и среднекаменноугольный терригенный комплекс общей мощностью около 1000 м содержит пять нефтяных (В_в, Б₁, М₇, М₄ и М₂) и пять газовых (В₃₋₇, Н₁, М₈, М₆ и М₃) залежей, площади которых составляют от 0,2 до 2 км². Залежи пластовые сводовые, иногда тектонически или литологически экранированные.

Характерной особенностью рассматриваемого комплекса, сложенного переслаивающимися песчаными, алевроитовыми, глинистыми, реже глинисто-карбонатными пачками, является значительная литолого-фациальная изменчивость (расщепление, быстрое выклинивание песчано-алевроитовых пластов, замещение их глинами). Глины преимущественно гидрослюдистые, а над пластами В₃₋₇ и Б — каолиновые. Мощность высокоемких песчаников и алевролитов колеблется от нескольких сантиметров до 70 м (обычно менее 15 м), а мощность разделяющих глинистых и карбонатно-глинистых пачек варьирует от 7 до 200 м. Субаквально-континентальный и прибрежно-морской генезис рассматриваемой толщи проявился в распределении и составе органического вещества (ОВ), содержащегося в породах, концентрация которого колеблется от 0,05 до 4%, достигая 40% в прослойках углистых сланцев визейского возраста. В органическом веществе доминируют детритовые гумусовые разновидности (углистый фюзенизированный микрит, а в углистых сланцах — макродетрит) с небольшой примесью водорослевого сапропелевого микродетрита в породах московского яруса, витренизированных гумусовых частиц в породах башкирского яруса, сапропелевого дисперсного и водорослево-микродетритного ОВ в породах визейского яруса.

Максимальные и средние содержания ОВ снижаются вверх по разрезу синхронно с уменьшением его глинистости: 2% в визейских отложениях (без учета углистых прослоев); 0,7 — в башкирских; 0,6 в подошве и 0,2% в верхней части московских отложений.

В соответствии с критериями диагностики нефтегазоматеринских толщ наибольшими генерационными возможностями обладает визейская толща, на втором месте находится башкирская толща, на третьем — московская. В связи с отсутствием региональной покрывки внутри каменноугольного комплекса и наличием таковой в нижнепермских отложениях нижневизейско-московский комплекс можно рассматривать как единый сингенетично-нефтегазоносный комплекс, в котором залежи формируются за счет собственных источников при сочетании вертикальной и латеральной миграции. По расчетам авторов настоящей статьи, для образования залежей нефти и газа Богдановского месторождения была необходима площадь нефтесбора, превышающая площадь структуры не менее чем в 20 раз.

Общая концентрация извлекаемых хлороформом битумов (ХБА) в породах разреза варьирует в широких пределах: в глинах без терригенной примеси (0,003—0,1%; 0,12—2,5 кг/м³), в алевроитовых глинах (0,008—0,2%; 0,2—5 кг/м³), в алевропесчаных породах (0,01—4%; 0,25—100 кг/м³). Пределы изменения содержания сингенетичных битумов уже, а максимальные значения приурочены не к обломочным, а к глинистым разностям. Возрастание содержания битумов по мере увеличения емкостных и фильтрационных свойств пород (т. е. от глин к песчаникам) происходит за счет примеси миграционного битума (ХБА_м).

В сходных породах, занимающих различное положение по отношению к залежи (внутри контура нефте- и газоносности, вне его, в пласте, в породах, перекрывающих и подстилающих залежь и удаленных от нее по разрезу), содержится различное количество миграционного битума, что подтверждает локальность образования скоплений нефти.

Материалом для исследования послужили около 300 образцов керна из скважин, пробуренных в разных частях Богдановской структуры, в том числе 150 образцов, отобранных с интервалом в 2—7 м из каменноугольного разреза скв. 19 на юго-восточном, наиболее удаленном от разрывного нарушения склона структуры. Скважина 19 вскрывает нефтяную (пласт Б, башкирский ярус) и газовую (пласт В₃₋₇, визейский ярус) залежи, проходя по законтурным частям остальных залежей на расстоянии от 0,1 до 0,9 км от водонефтяного контакта (ВНК) и газоводяного контакта (ГВК).

В верхнем визейском газоконденсатном пласте В₃₋₇, сильно изменчивом, песчаники местами полностью замещаются глинами и глинистыми алевролитами. Глинистые, алевроитовые и песчаные прослои в пласте,

мощность которого в восточном направлении возрастает до 80 м, часто переслаиваются. В полимиктовых мелкозернистых песчаниках с базальным и поровым гипсово-ангидритовым цементом (средняя пористость около 20%), алевритовых глинах и глинистых алевролитах содержание миграционного битума не превышает $0,5 \text{ кг/м}^3$, и лишь в пропластке (мощность около 1 м) отсортированного пористого песчаника достигает 12 кг/м^3 . Этот битум имеет благородный состав (60—70% УВ, из них около 30% парафиновых).

Пласт перекрывается пачкой алевритистых глин мощностью 20 м с 5-метровым прослоем глинистых известняков в кровле, перекрываемым тонкоотмученными каолинистыми глинами с возрастающей кверху алевритовой примесью.

Наличие миграционного битума, возможно, связанного с диффузионным рассеиванием газоконденсата из залежи, отчетливо фиксируется только на 20-метровом расстоянии от кровли пласта V_{3-7} . Концентрация XBA_m в этой зоне снижается вверх по разрезу вплоть до нуля (фиг. 1). Непосредственно выше рассмотренной зоны располагается 15-метровая зона, в которой миграционные битумы отсутствуют. Видимо, залежи пласта V_{3-7} сохраняются только в 20-метровой зоне затухания миграционных процессов.

Влияние залежи вниз от подошвы прослежено по наличию XBA_m в тонкоотмученных глинах и глинистых известняках лишь на 5 м.

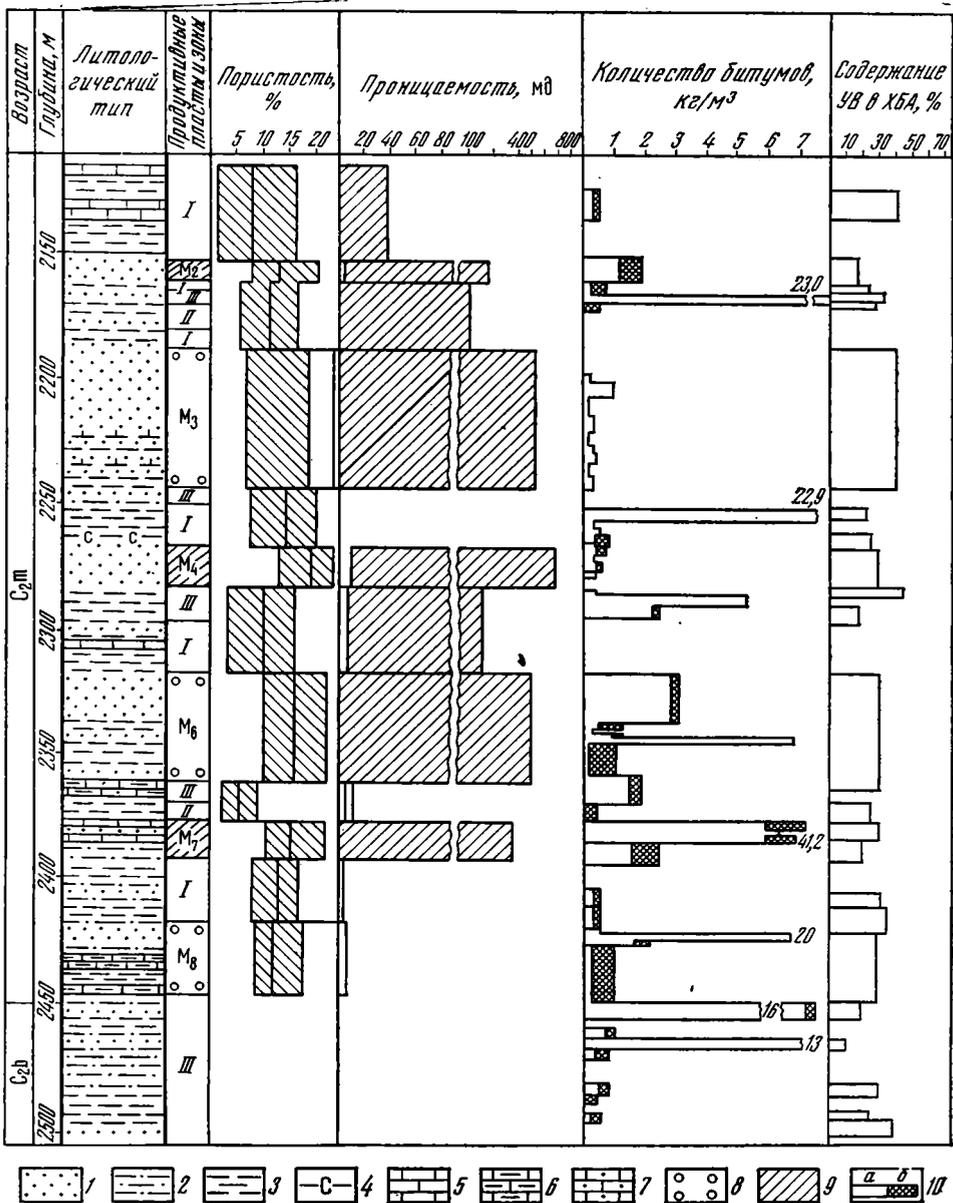
Верхний визейский газоконденсатный пласт H_1 более однороден, чем V_{3-7} , не содержит глинистых прослоев. От свода структуры к периклинали мощность возрастает от 6 до 15 м (средняя мощность 10 м). Пористость варьирует от 7 до 22% (средняя 15%). За пределами залежи, на расстоянии 200 м от ГВК концентрация XBA_m в глинистых песчаниках составляет $0,7 \text{ кг/м}^3$, а в сильноалеваитовой глине — 2 кг/м^3 .

Пласт перекрывается 5-метровым прослоем чистых гидрослюдистых глин, содержащих до 3 кг/м^3 XBA_m . В залегающем выше прослое глинистого сидеритизированного алевролита концентрация XBA_m достигает 10 кг/м^3 . Битум в глинах по составу напоминает битум алевропесчаников законтурной части пласта H_1 ; в вышележащих алевролитах XBA значительно обеднен углеводородами, особенно низкомолекулярными. Газоконденсатная залежь пласта H_1 , а также скопления в алевролитах экранируются 20-метровой пачкой глин и глинистых известняков, не содержащих миграционного битума.

Судя по тому, что количество XBA_m в алевролитах больше, чем конденсата в залежи H_1 , а составы битума и конденсата резко различаются, можно предположить, что скопления миграционного битума в проницаемых пропластках образовались самостоятельно и не связаны с вертикальным перетоком газоконденсата из залежи.

Нижнебашкирский нефтеносный пласт Б также очень неоднородный, сложен переслаивающимися маломощными, не выдержанными по площади пропластками грубозернистых и гравийных полимиктовых песчаников, глинистых алевролитов и алевритистых глин с пластом конгломерата в кровле. Мощность пласта в пределах контура нефтеносности приблизительно равна 20 м и возрастает к юго-западу и юго-востоку. Соотношение средней эффективной и общей мощностей составляет 0,85. Пористость в пределах пласта варьирует от 7 до 25% ($\bar{x} = 15\%$). Неоднородность пласта отражается на распределении миграционного битума. В песчаниках, составляющих около $\frac{1}{3}$ мощности пласта, содержится $80\text{—}95 \text{ кг/м}^3$ XBA_m , состав которого близок к отбензиненной нефти. В песчаных известняках концентрация XBA_m составляет приблизительно 2 кг/м^3 , а в глинистых алевролитах — до 1 кг/м^3 ; пропластки глины содержат лишь следы миграционного битума. Битум песчаников вдвое богаче УВ, чем битум глинистых алевролитов, и втрое — по сравнению с битумом глинистых известняков и глин.

В 35-метровой пачке алевритистых карбонатных глин, перекрывающей пласт Б с маломощными прослойками глинистых алевролитов, XBA_m содержится в 100 раз меньше, чем в песчаниках самого пласта Б. По



Фиг. 1. Литолого-геохимическая характеристика пород продуктивных пластов, зон рассеивания битумов и микроаккумуляции в разрезе Башкирского и московского ярусов, вскрытых скв. 19 на Богдановском месторождении ДДВ
 1 — пористые песчаники и алевролиты; 2 — глинистые алевролиты и алевропесчаные глины; 3—4 — глины (3 — чистые, 4 — сидеритизированные); 5 — известняки; 6 — известняки глинистые, мергели; 7 — известняки песчаные; 8—9 — продуктивные пласты (8 — газоконденсатные, 9 — нефтяные); 10 — количество битумов (а — миграционных, б — сингенетичных), I—III — зоны (I — рассеивания битумов из залежи, II — отсутствие следов рассеивания битумов, III — микроаккумуляции битумов)

мере удаления вверх от кровли пласта Б в битумах уменьшается доля углеводородов (с 45 до 22%), особенно парафиновых. Еще выше миграционные битумы отсутствуют полностью, а состав битумов близок к сингенетичному (УВ не более 20%). Пласт Б подстилается такими же, как и вышележащие, алевролитистыми глинами и глинистыми известняками, пропускающими битум из залежи вниз лишь на 5 м (см. фиг. 1). Таким образом, мощность подошвенной экранирующей пачки примерно в 5—7 раз меньше покрывающей.

Следовательно, основная масса миграционных битумов в пределах рассмотренных залежей сосредоточена в наиболее емких песчаных кол-

лекторах. Однако и в них битумонасыщение различно и зависит от положения относительно залежи и типа флюида. По концентрации и составу битумов выделяются три зоны. Первая, соответствующая самому продуктивному пласту в залежи нефти, характеризуется концентрацией ХБА_м свыше 80 кг/м³ — зона аккумуляции. Вторая расположена непосредственно выше и ниже продуктивного пласта, содержит ХБА_м в ней снижается по мере удаления от зоны аккумуляции от 10 до 0,1 кг/м³; доля УВ, особенно парафиновых, также уменьшается, усиливаются черты сингенетичности битумного фона. Эта зона названа зоной затухания миграции битумов из залежи. Третья зона, сменяющая вторую, сложена породами, в которых миграционный битум отсутствует, а на углеводородный состав сингенетичного фона почти не влияет миграционный поток из залежи. Это зона отсутствия миграции битумов.

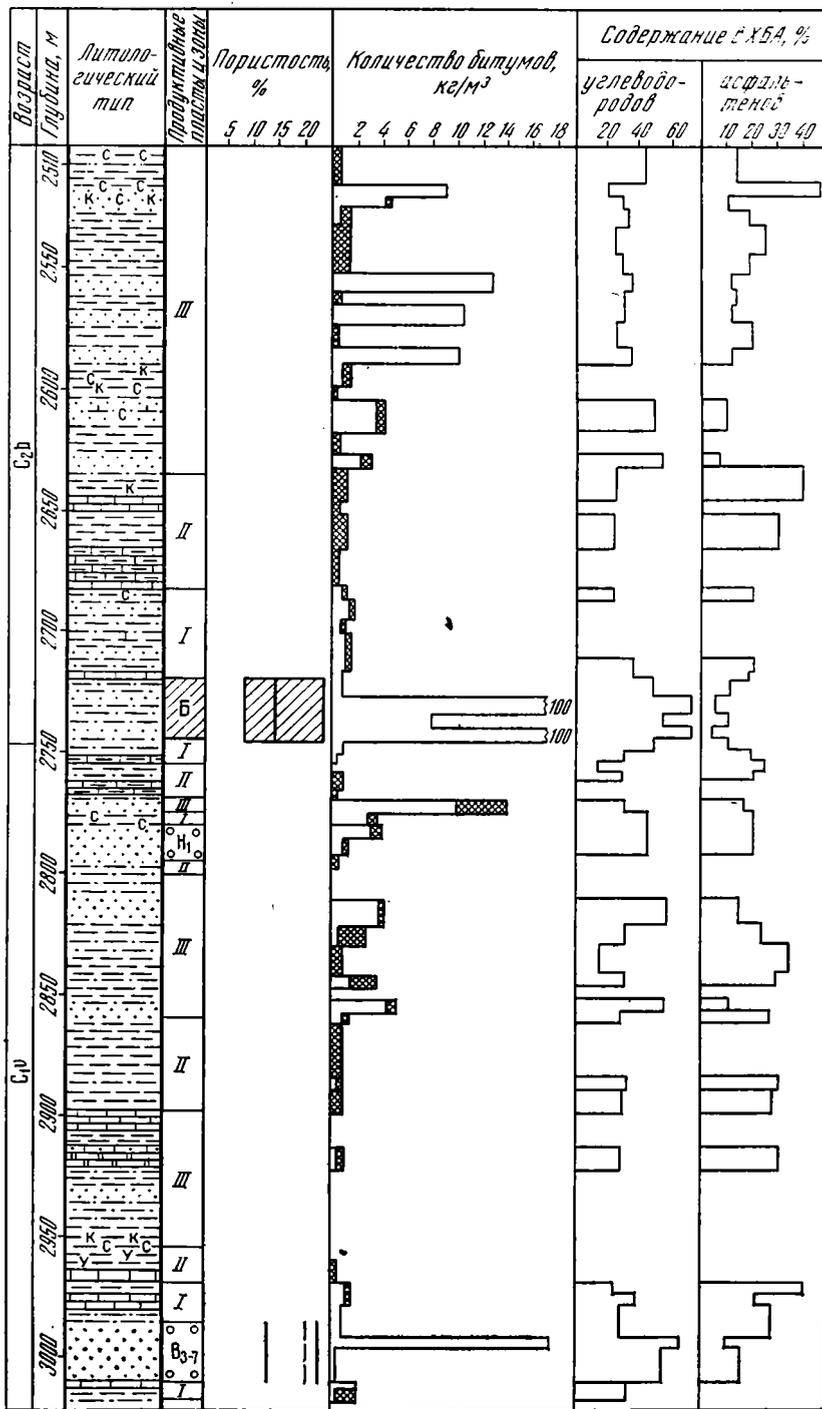
Зона затухания миграционных процессов, задерживающая диффундирующие из залежи газкиде УВ, практически является экраном нефтяной и в меньшей мере газоконденсатной залежей.

Кроме того, в разрезе отмечены зоны повышенной битуминозности песчано-алевритовых прослоев, не связанные по положению в разрезе эманациями нефти из залежи. Так, непосредственно выше зоны отсутствия следов миграции битумов (см. фиг. 1) располагается 150-метровая толща переслаивающихся глинистых и песчано-глинистых пород, мощность прослоев которых соответственно составляет 5—20 и 1—5 м. По емкостным и фильтрационным свойствам коллекторские (песчано-алевритовые) и экранрующие (глинистые) пропластки тождественны расчлененным продуктивным пластам и покрывкам над ними. Глинистые прослои этой зоны не содержат ХБА_м, а в отдельных песчано-алевритовых пропластках присутствуют микроскопления (10—12 кг/м³) миграционного битума «благородного» состава (см. фиг. 1). Эта часть разреза, отделенная от продуктивных пластов зоной отсутствия следов миграции, названа зоной автономной микроаккумуляции битумов.

Подобные зоны различной битуминозности наблюдаются и в разрезе московского яруса, содержащем три газоконденсатные и три нефтяные залежи (фиг. 2). Площади залежей минимальны (0,2 км²) в подошве и, с небольшими отклонениями, возрастают вверх по разрезу до 1 км². На примере этих отложений выявлено распределение битумов в законтурных частях продуктивных пластов выше и ниже их, проявление указанных зон не строго над залежами, а выше или ниже их законтурных частей.

Нижний газоконденсатный пласт М₈ сложен переслаивающимися мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками с глинистым базальным цементом, глинистыми алевритами и песчаниками, мелкозернистыми известняками и доломитами. Пласт наиболее богат глинистыми прослоями в своде структуры, где суммарная мощность двух основных песчаных пропластков составляет 16 м. В западном направлении наблюдается замещение всех песчаных прослоев глинами. Коллекторские свойства пласта улучшаются в южном направлении: (пористость 9—18%, проницаемость 0,1—8 мД). Довольно низкие коэффициенты неоднородности пористости (0,15) и проницаемости (0,26) свидетельствуют о невысоких емкостных и фильтрационных свойствах пород пласта М₈. Неоднородно и распределение миграционного битума. Песчаники законтурной части этого газоконденсатного пласта содержат ХБА_м 19—20 кг/м³, алевритовая глина — 3 кг/м³, глина без терригенной примеси — 0,1 кг/м³.

Пласт перекрывается 13-метровой пачкой серых тонкоотмученных гидрослюдистых глин с маломощными прослойками глинистых песчаников и алевритовых глин. Подобная пачка залегает и ниже пласта М₈; только здесь в непосредственной близости к подошве расположены два маломощных песчано-алевритовых пропластка (пористость 10%, проницаемость 0,3—1 мД), с которыми связана несколько повышенная (13—16 кг/м³) концентрация ХБА_м в законтурной части, почти в 20 раз превышающая битуминозность карбонатных пород законтурной части пласта М₈ и почти равная содержанию ХБА_м в песчаных прослоях пласта.



—к— 1 —у— 2 [штрихи] 3

Фиг. 2. Литолого-геохимическая характеристика пород продуктивных пластов, зон рас-
сеивания битумов и микроаккумуляции в разрезе визейского и башкирского ярусов,
вскрытых скв. 19 на Богдановском месторождении ДДВ
1—2 — глины (1 — каолинитовые, 2 — углистые); 3 — доломиты. Остальные обозначе-
ния см. на фиг. 1

Рассеивание миграционных битумов над кровлей законтурной части пласта M_8 (XBA_m 0,3—0,1 кг/м³) прослежено до подошвы пласта M_7 , т. е. на 20 м, где наблюдается утяжеление битумов вверх по разрезу (УВ 40—25%, парафины среди насыщенных УВ 60—40%). Повышенное (до 2 кг/м³) содержание XBA_m в алевритистых глинах у подошвы нефтеносного пласта M_7 , видимо, отражает влияние залежи в этом пласте или связано с микроаккумуляцией битумов, одновременной с формированием залежи в пласте M_7 . Следовательно, слабый ореол рассеивания битумов существует над законтурными частями газоносных пластов. Кроме того, в данном случае примечательно отсутствие зоны с нулевым содержанием миграционного битума — газоконденсатная залежь пласта M_8 экранируется мало мощной зоной затухания миграционных процессов.

Пласт M_7 , содержащий в купольной части структуры небольшую нефтяную залежь, представлен мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками с глинистым и глинисто-карбонатным цементом, с прослоями глинистого алевролита и алевритового органогенного известняка. В пределах залежи пласт почти целиком состоит из песчаников, которые в западном направлении замещаются глинами. На юг от купола возрастает (до 10 м) эффективная мощность коллекторов, улучшаются их емкостные и фильтрационные свойства (средняя проницаемость 9—70 мД, пористость 18%, коэффициенты неоднородности пористости 0,14, проницаемости 0,76):

Неоднородность продуктивного пласта, особенно за пределами залежи, обусловлена высоким (до 40 кг/м³) содержанием миграционного битума, неблагоприятного из-за воздействия приконтурных вод состава (содержание УВ, среди которых преобладают нафтенy, а не парафины, как в пределах залежи, составляет не более 35%).

Пласт перекрыт и отделен от вышележащего мощного газоносного пласта M_6 10—13-метровой пачкой гидрослюдистых глин без алевритовой примеси в подошве с низкими пористостью (2%) и проницаемостью (0—6 мД). Содержание миграционных битумов не более 0,2 кг/м³, т. е. примерно в 100 раз меньше, чем в породах законтурной части пласта M_7 . Падение концентрации — скачкообразное, залежь нефти удерживается мало мощной (7—10 м) пачкой глин, проницаемость которых низка для перемещения битума, но достаточна для миграции низкомолекулярных парафинов (при незначительной массе их доля среди насыщенных УВ в этих глинах составляет около 60%, выше, чем в законтурных частях пласта M_7).

Газоконденсатоносный пласт M_6 — один из выдержанных по простиранию в московском ярусе, слагается среднезернистыми полимиктовыми песчаниками с карбонатным поровым и базальным цементом, переслаивающимися с глинистыми алевролитами и гидрослюдистыми глинами. В пределах контура газоносности мощность пласта 46—47 м. Средняя эффективная мощность составляет 0,6 от общей; пористость около 14% (при коэффициенте неоднородности 0,23); проницаемость варьирует от 0,1 до 450 мД (коэффициент неоднородности 0,86). Пласт в разрезе крайне неоднороден, а продуктивные емкости локально разобщены внутренними микроэкранами.

Гетерогенность разреза — одна из причин резких колебаний концентрации и довольно высоких (от 0,5 до 36 кг/м³) содержаний XBA_m в законтурных частях этого пласта. Установлена четкая зависимость между емкостными и фильтрационными свойствами пород и содержанием XBA_m : в алевропесчанике около 40, в глинистом песчанике 3, в глинистом алевролите 0,4 кг/м³, в чистой глине — нуль. Одновременно со снижением концентрации XBA_m в его составе убывает количество УВ, особенно низкомолекулярных.

Все гетерогенные продуктивные пласты данного месторождения имеют вокруг залежей битумные шлейфы, существование которых вокруг газовых залежей — одно из прямых доказательств общих путей миграции жидких и газообразных УВ.

Пласт M_6 перекрывается гидрослюдистыми глинами (мощностью 35 м) с тонкими пропластками алевролитов. Пористость пород покровышки 3—17%, средний коэффициент неоднородности 0,33; проницаемость колеблется от 0,1 до 174 мД. Высокие пористость и проницаемость, особенно в верхней части толщи, обусловили ее низкие экранирующие свойства по отношению к мигрирующим из залежи конденсату и битуму (содержание последнего в песчаных глинах и глинистых алевролитах не ниже 1 кг/м³, а в чистых глинах непосредственно над пластом M_6 не превышает 1 кг/м³ и уменьшается до нуля на расстоянии 5 м от них). При удалении от пласта M_6 в составе XBA_m падает доля УВ, в том числе парафиновых, особенно их низкомолекулярных компонентов. Выше по разрезу по мере приближения к нефтяному пласту M_4 вновь возрастает концентрация XBA_m и роль в его составе УВ (см. фиг. 2).

Газовая залежь пласта M_6 экранируется 30-метровой пачкой пород (зона затухания миграционных процессов), а четко выраженная зона отсутствия следов миграции битума не отмечена.

Вышележащие продуктивные пласты московского яруса характеризуются большей однородностью и лучшими коллекторскими свойствами; поэтому распределение миграционного битума в законтурных частях этих пластов и перекрывающих их толщах отличается от описанного выше. Например, нефтяной пласт M_4 представлен разнозернистым слабоцементированным песчаником, пористым, участками с глинистым и карбонатным цементом, тонкими прослойками глинистых алевролитов, доломитов и гидрослюдистых глин. Мощность его постоянна, слегка возрастает к юго-западной периклинали с 18 до 22 м. Соотношение эффективной и общей мощностей примерно равно 0,7; средняя пористость составляет 15,5 (12—24%), проницаемость колеблется от 1 до 670 мД.

В законтурных частях этого пласта миграционный битум почти отсутствует (0,1—0,5 кг/м³). Видимо, основная масса мигрирующих по пласту нефтяных флюидов вытеснена законтурными водами в залежь. Вытеснение достаточно полное, поскольку битумный шлейф здесь наименьший из всех рассмотренных случаев — <100 м (в других пластах он достигал 700 м).

Пласт M_4 перекрывается гидрослюдистыми, иногда алевритистыми глинами с линзами глинистых алевролитов и пористых грубозернистых песчаников. Разделительная пачка между пластом M_4 и газоконденсатоносным пластом M_3 характеризуется мощностью около 15 м, средней пористостью 13% (7—20%), коэффициентом неоднородности 0,3. Проницаемость покровышки не превышает 0,5 мД.

Содержание XBA_m в непосредственной близости к пласту M_4 колеблется от 0,3 до 0,4 кг/м³, а в песчаном пропластке под законтурной частью пласта M_3 достигает 23 кг/м³. Очевидно, это не ореол рассеивания залежи пласта M_4 , а битумный шлейф залежи пласта M_3 . Можно предположить, что залежь пласта M_4 и все вышележащие залежи контролируются экранами — зонами затухания миграционных перемещений битумов.

Анализ приведенной информации показывает, что на месторождении типа Богдановского в сингенетично-нефтегазоносных терригенных толщах продуктивны только песчано-алевритовые пласты мощностью более 10 м. Мощность нефтеносных пластов при этом меньше 30 м, а соотношение эффективной и общей мощности составляет около 0,75. Мощность газоносных пластов обычно превышает 30 м, а средняя эффективная мощность пластов в 2 раза меньше их общей мощности. Газоносные пласты обладают худшими коллекторскими свойствами и более гетерогенным строением по сравнению с нефтеносными. В большинстве пластов месторождения общая и эффективная мощности увеличиваются в южном и юго-восточном направлениях. В этих же направлениях удлиняются битумные шлейфы, что указывает на то, что основное поступление битума шло с юго-востока и юга.

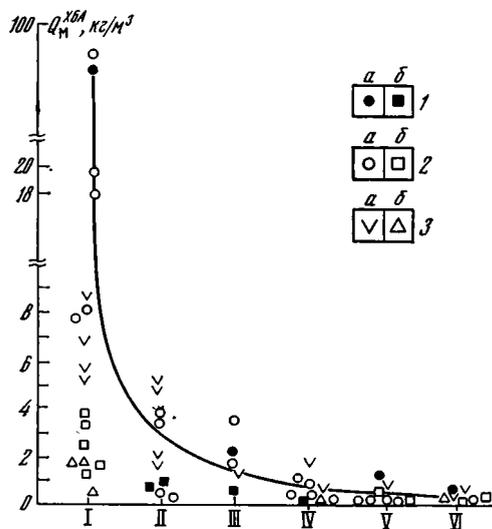
Мощность зоны затухания миграционных процессов изменяется от 5 до 35 м; ее минимальные значения наблюдаются над пластами M_8 , M_7 .

Н₁, где непосредственно над продуктивным пластом залегают тонкоотмученные гидрослюдистые глины. Максимальная мощность зоны отмечается там, где в непосредственной близости к продуктивному пласту пачка состоит из каолинитовых глин с многочисленными микропрослойками песчано-алевритовых пород (например, над пластом Б). Мощность зоны отсутствия следов миграции битумов изменяется в разрезе примерно так же, как и мощность зоны затухания миграции битумов, однако, если последняя присутствует практически повсеместно, то первая — далеко не везде (например, в верхних пластах московского яруса).

Соотношение между мощностями пластов и зон затухания миграционных процессов над ними варьирует в разрезе от 1 до 3 (для нефтеносных пластов) и от 1,5 до 6 (для газоконденсатных пластов). Эти соот-

Фиг. 3. График зависимости содержания миграционного битума от литологического состава пород и процесса аккумуляции

1 — продуктивные пласты в залежах (а — нефтяных, б — газовых); 2 — продуктивные пласты за контуром залежи (а — нефтяные, б — газовые); 3 — зоны микроаккумуляции (а — нефтяные, б — газовые).
Породы: I — песчаники, алевролиты, II — то же, карбонатные, III — то же, глинистые, IV — глины алевритовые, V — то же, сидеритовые, VI — то же, чистые



ношения примерно одинаковы для продуктивных и непродуктивных частей пластов.

Из сказанного следует, что для формирования и сохранности нефтяных и газоконденсатных залежей необходимо и достаточно наличие маломощных экранов — зон затухания миграционных перемещений битумов. Чем резче затухание (что связано с емкостно-фильтрационными свойствами пород), тем менее мощной может быть покрывка.

Рассмотрим некоторые общие закономерности в распределении $ХБА_m$ в породах с разными емкостными свойствами и различным положением относительно залежей флюидов. Верхний предел концентрации $ХБА_m$ уменьшается от чистых песчаников к глинистым и карбонатным песчано-алевритовым породам, алевропесчаным глинам, карбонатным и чистым (фиг. 3). В чистых разностях песчано-алевритовых пород концентрация миграционного битума четко связана с их положением относительно контура нефтегазоносности: в коллекторе внутри нефтяной залежи 80—100 кг/м³, внутри газоконденсатной залежи 0,7—12; за контуром нефтеносности в продуктивном пласте на расстоянии не более 1 км от ВНК 10—20, за контуром газоносности 3—36; в ореолах рассеивания залежей 2—7, непосредственно под залежами 25 кг/м³. В песчано-алевритовых породах в зоне автономной микроаккумуляции содержится 10—25 кг/м³ $ХБА_m$, в случае, если толща преимущественно нефтеаккумулирующая и 0,5—5 кг/м³ в толще, содержащей преимущественно газы и газоконденсатные скопления.

В глинисто-алевритовых и глинистых разностях концентрация $ХБА_m$ гораздо меньше зависит от положения контура нефтегазоносности. В чистых глинах она повсеместно близка к нулю, за исключением каолинитовых и других микротрещиноватых глин.

Битумные коэффициенты (доля битума в составе всего содержащегося в породе ОБ) в пределах продуктивных комплексов месторождений,

как и абсолютные значения содержания XBA_m , в отличие от сингенетичного фона непродуктивных структур уменьшаются от песчано-алевритовых пород к глинистым. Эта зависимость в нефтяных залежах наиболее близка к гиперболической. Значения битумного коэффициента наиболее разбросаны в зоне автономной битумной микроаккумуляции и в глинах, занимающих различное положение относительно контура нефтегазоносности (см. фиг. 3). Высокие значения (>50) битумного коэффициента в песчано-алевритовых, алеврито- и карбонатно-глинистых породах указывают на то, что в вскрываемых пластах активны процессы битумоаккумуляции, являющиеся предвестниками скоплений нефти в более мощных песчано-алевритовых коллекторах.

Доля УВ в составе ХБА на месторождении также понижается от песчано-алевритовых разностей к глинистым, что отчетливо проявляется в нефтяных (75—25%) и газовых (60—20%) залежах. В зоне автономной микроаккумуляции битумов — от 50 до 20%.

Перечисленные закономерности отражают условия, необходимые для нефтеобразования: наличие высокоемкого межзернового пространства, в котором аккумулируются наиболее подвижные компоненты битума, выделяющиеся в свободную фазу и образующие качественно новое вещество — нефть.

В породах законтурных частей нефтяных и газовых залежей содержание УВ в ХБА во много раз ниже, чем в однотипных породах залежей. На концентрации XBA_m в совокупности с особенностями состава битумов (надежном показателе продуктивности толщи) базируются прямые методы разведки нефтяных залежей. В дополнение к обсуждавшимся критериям нефтегазоносности на основании изложенных выше фактов можно предложить следующие признаки.

1. Если минеральный состав и коллекторские свойства песчано-алевритовых пород в пластах разной мощности близки, то появление в разрезе скважин маломощных коллекторских прослоев с содержанием XBA_m свыше 10 кг/м^3 (0,4 вес. %) указывает на то, что данная толща активно аккумулирует нефтяные флюиды и что в более мощных прослоях с хорошими коллекторскими свойствами в 10—100 м ниже находятся промышленные скопления нефти. Таким образом, маломощные коллекторские пласты, даже не входящие в ореол рассеивания залежей, являются предвестниками промышленной нефтеносности.

2. Если в песчано-алевритовом гидродинамически изолированном пласте мощностью свыше 10 м концентрация XBA_m колеблется от 5 до 40 кг/м^3 , то существует вероятность, что на расстоянии до 1 км по восстановлению пласта в плохих коллекторах и не более 100 м — в хороших расположен контур нефтяной или вторичной газовой залежи.

3. Стабильные значения XBA_m 0,2—5 кг/м^3 (в песчано-алевритовых породах) и 0,1—1 кг/м^3 (в алеврито-глинистых, глинистых и карбонатных породах) указывают на вхождение в ореол рассеивания над нефтяной или газоконденсатной залежью с высоким содержанием конденсата, а сама залежь расположена на расстоянии, не превышающем 30 м ниже по разрезу.

4. Кроме перечисленных признаков нефтегазоносности анализ связи миграционных битумов и литологических особенностей разреза сингенетично-нефтегазоносного комплекса показал, что в таких комплексах при чередующихся нефтегазоматеринских и коллекторских пачках латеральная миграция нефтяных флюидов происходит по всем коллекторским прослоям. Но при литологической невыдержанности коллекторов, что характерно для континентально-прибрежно-морских толщ, сложная ступенчатая миграция способствует концентрации мигрирующих флюидов в наиболее мощных и проницаемых коллекторских пластах, как бы в виде ручьев, собирающихся в реку.

Именно этот процесс, видимо, и обеспечивает образование залежей. Задача комплексных литолого-геохимических исследований — установить региональность или локальность этого процесса, наиболее благоприятные места для его осуществления. Успешное решение этой задачи

даст ключ к пониманию многих вопросов формирования залежей, в частности ведущего механизма их образования в эпигенетично-нефтегазных комплексах, причины контролирующей роли регионального экрана (при наличии крупных скоплений под маломощными локальными покрывками), нефтеносности коллекторов, находящихся под высокопродуктивными нефтегазоматеринскими толщами.

Проведенные исследования показали небольшую мощность и емкость (по отношению к битумам) ореольных зон над залежами и битумными шлейфами, являющихся причиной удерживания залежи маломощными покрывками. Это позволяет надеяться, что установленные закономерности найдут применение при оценке качества покрывок — важнейшего нефтегазопроискового признака.

Всесоюзный научно-исследовательский
геологоразведочный нефтяной институт,
Москва

Поступила в редакцию
7.XII.1983

УДК 550.4:549.1.53(477.62)

**НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКОГО
ИЗУЧЕНИЯ АУТИГЕННЫХ МИНЕРАЛОВ
ИЗ УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДОНБАССА**

КУРИЛО М. В., ГАЛАБУРДА Ю. А., ДОБРЯНСКИЙ Л. А.

Приведены результаты систематического изучения газовой-жидких включений в кварце и кальците из угленосных отложений Донбасса, претерпевших различные стадии постдиагенетических изменений (катагенез и метагенез). Получены данные, свидетельствующие о региональном характере изученного аутигенного минералообразования, в связи с чем предлагается использовать термобарогеохимические методы исследования как для стадийного анализа осадочных толщ, так и при минералогическом прогнозе, прогнозе марочного состава углей и реконструкции палеогидрогеологических условий.

Одной из важнейших задач современной литологии является изучение стадий постдиагенетических изменений осадочных пород в связи с рудообразованием. В отличие от детально разработанных вопросов стадийности смены минеральных парагенезисов для главнейших семейств терригенно-вулканогенных пород [4] термодинамические параметры катагенеза и метагенеза исследованы в меньшей степени. В угольной и нефтяной геологии определение палеотемператур проводится по отражательной способности витринита — одного из компонентов угля. Однако этот метод имеет ряд существенных недостатков [6], главный из которых связан с отсутствием единой эталонной температурной шкалы. Так, у одних исследователей температура перехода бурых углей в каменные равна 200—300°С, а каменных в антрациты — 500—600°С; другие авторы рассматривают метаморфизм углей как более низкотемпературный процесс и для соответствующих стадий углефикации указывают температуры 40—60 и 200—350°С [7]. Некоторые недостатки этого метода связаны с трудностью определения отражательной способности витринита в рассеянном органическом веществе, а также частым его отсутствием в осадочных породах.

Другие способы определения палеотемпературного режима постдиагенетических преобразований осадочных пород не применялись из-за трудностей методического характера, возникающих при изучении сравнительно мелких и отличающихся несовершенными кристаллографическими формами минеральных индивидов.

Наиболее представительные схемы стадийности постдиагенетических изменений осадочных пород не содержат данных по температурным характеристикам отдельных стадий [3]. В последние годы существенно изменилась оценка роли стадийных изменений в осадочном и осадочно-гидротермальном рудообразовании [10]. Характеристика условий формирования тех или иных полезных ископаемых требует получения многих данных как по типоморфизму минералов, так и по термодинамическим параметрам процессов минералообразования.

Эти данные можно получить при изучении аутигенных минералов цемента, трещин и пустот выполнения в породах [8]. Такие образования сформировались при постдиагенетических изменениях в результате перехода в осадок веществ из газодонных растворов. При этом сами газодонные растворы можно рассматривать как часть сложной системы порода — вода, изменяющейся вместе со стадийно изменяющимися породами [11].

Для восстановления палеотемператур аутигенного минералообразования весьма перспективными являются методы изучения газово-жидких включений [6].

В связи с этим нами изучены газово-жидкие включения в кварц-карбонатных жилах, прожилках и гнездах, залегающих согласно напластованию в породах среднего карбона Донбасса в стратиграфическом интервале от известняка L_1 до угля I_4 (свита C_2^6). Свита достаточно широко развита на площади бассейна и интенсивно разведывается, поскольку содержит ряд угольных пластов промышленной мощности (I_1, I_2, I_3 и др.), которые разрабатываются многочисленными шахтами, что позволило собрать представительный каменный материал. Кроме того, в породах свиты можно наблюдать практически непрерывный ряд различных степеней постдиагенетических изменений осадочных пород. Изученный интервал представлен осадками полного цикла седиментации: известняк — глинистый сланец (аргиллит) — песчаный сланец (алевролит) — песчаник — уголь. В постдиагенетическую историю формирования эти породы были связаны между собой единой термодинамической обстановкой погружающейся толщи, что и наложило отпечаток на общность их вторичных изменений.

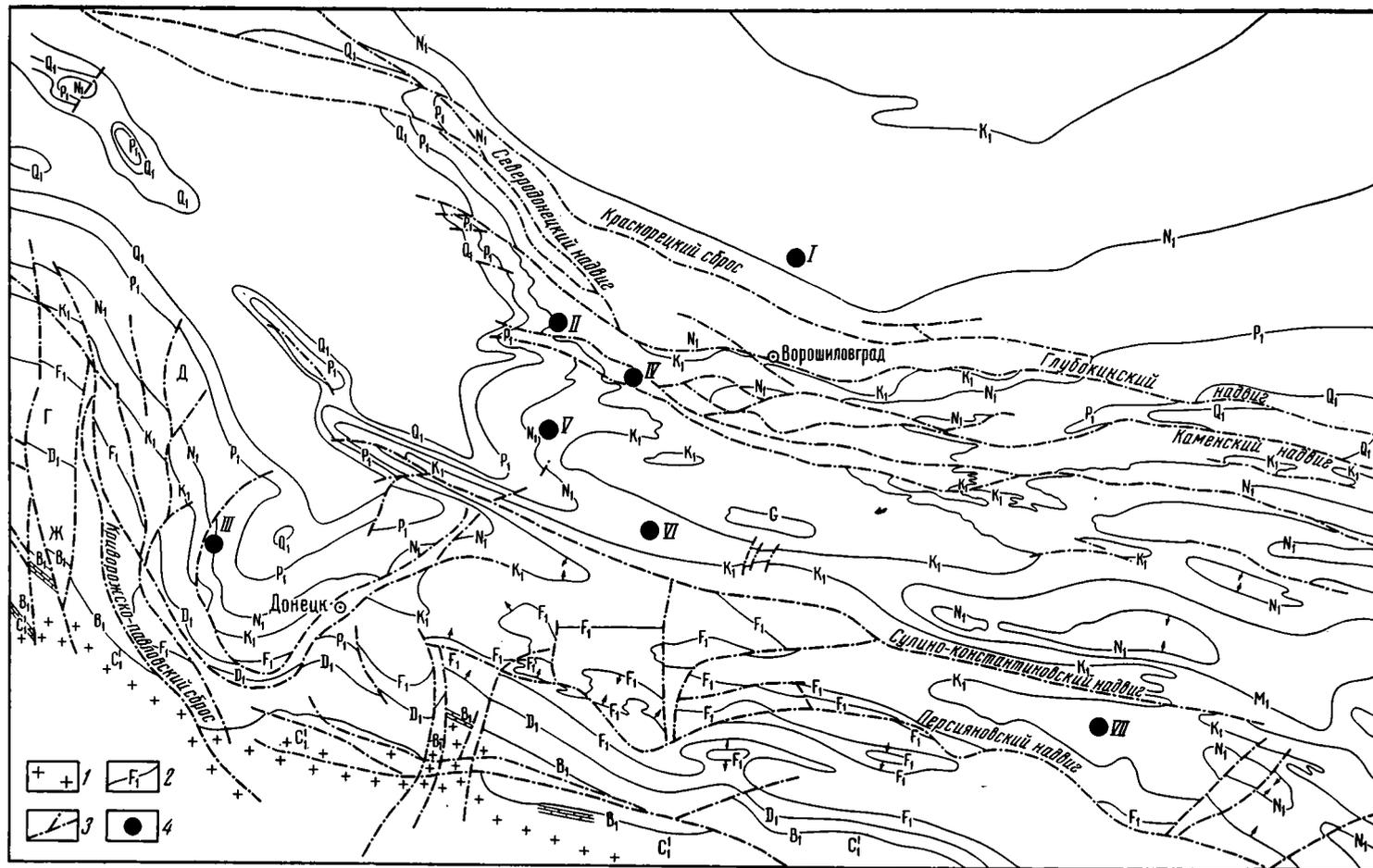
Поскольку в Донбассе марочный состав углей учитывается прежде всего при прогнозных работах, мы условно приравниваем изменения пород к степени метаморфизма углей, выраженных их технологическими марками. Участки опробования расположены на площади Донбасса таким образом (фигура), что образуют непрерывную цепь с последовательным возрастающим степенью метаморфизма углей (от марки Д до марки А). Некоторые характеристики углей из опробованных участков приведены в табл. 1.

Минеральный состав жил и пустот выполнения различается в зависимости от степени постдиагенетического преобразования пород. В породах низких степеней трансформации (марки угля Д-ОС) жилы и полости выполнены молочно-белыми, полупрозрачными и прозрачными кристаллическими агрегатами кальцита с примесью барита. На участках с более высокой степенью постдиагенетических изменений (марки угля Т-А) в жилах и гнездах наряду с кальцитом повсеместно появляется кварц, иногда доломит, анкерит, диксит.

Изучались газово-жидкие включения в минералах цемента и в гнездо-прожилковом кварце и кальците. Следует отметить, что включения во всех случаях идентичны по составу и наполнению жидкой фазой. Однако вследствие ничтожных размеров в минералах цемента (менее 1 мкм) термометрические и криометрические исследования проведены для включений кварца и кальцита из жил и полостей выполнения.

В нашем случае указанные минералы не имеют зон и форм роста, по отношению к которым включения разделяются на первичные и вторичные, в связи с чем генетическое расчленение их затруднено. Поэтому не все включения отнесены к вторичным, среди которых по относительному возрасту выделяются ранне- и поздневторичные [2]. Ранневторичные включения, по данным термометрии, являются более высокотемпературными, находятся обособленно внутри зерен минералов вне связи с трещинами залечивания, и не исключено, что они являются первичными. Поздневторичные включения более низкотемпературные и фиксируют разнообразные залеченные трещины в кварце и кальците. По составу установлены только включения водного раствора, чаще всего двухфазовые. Однофазовые включения преобладают в кальците из пород самых низких степеней трансформации. Размер включений составляет 1, реже 4—5 мкм. Все включения гомогенизировались в жидкую фазу. Некоторые ранневторичные включения в кварце из пород, содержащих угли марки А, растрескивались до гомогенизации, что указывает на высокое давление в момент их консервации.

Проведены криометрические исследования включений с целью установления общей концентрации солей в растворе. Определялись температуры плавления последнего кристаллика льда замерзших включений.



Геологическая схема Донбасса (по В. С. Попову)

1 — докембрийские породы кристаллического фундамента; 2 — маркирующие горизонты свитных известняков карбона и перми; 3 — разрывные нарушения; 4 — исследованные участки (I — месторождение Петровское, II — Первомайский, III — поле шахты «Украина», IV — Максимовский, V — Комиссаровский, VI — Фашевский, VII — Глубокий)

Качественная характеристика углей свиты С₂⁶ на исследованных участках

Участки опробования	Индекс пласта	Марка угля	V _Г , %	R _{max} ^a , %	d, г/см ³	у, мм	lg ρ, Ом·см	Элементный состав, %		
								С	Н	О
Петровский	l ₂ ¹	Д	43,4	6,9	1,26	—	—	77,4	5,6	12,3
Первомайский	l ₃	Г	40,4	8,4	—	15	—	83,3	5,5	8,3
Максимовский	l ₃	Ж	35,0	9,2	1,28	20	—	86,5	5,7	6,5
Ломоватский	l ₂ ^в	ОС	21,1	10,8	1,28	—	—	89,2	4,6	3,1
Комиссаровский	l ₂	Т	10,7	11,6	1,33	0	—	91,5	4,3	1,8
Фашевский	l ₃	А	4,1	—	1,54	—	4,44	92,5	2,5	—
Глубокий	l ₂	А ₂	—	16,4	1,67	—	1,40	94,4	1,4	—

Примечание. 1. V_Г — выход летучих, R_{max}^a — отражательная способность витринита, d — удельный вес, у — пластометрический показатель, ρ — удельное электрическое сопротивление.
 2. Химико-технологические анализы углей выполнены в лабораториях ПГО «Укруглегеология» и «Ворошиловградгеология».
 3. Данные для углей марки Ж заимствованы из работы [7].

Чем ниже эти температуры, тем выше суммарная концентрация солей, которую в таких случаях выражают в весовых процентах по NaCl-эквиваленту. Для определения состава и содержания газов во включениях проведен хроматографический анализ. Результаты всех исследований приведены в табл. 2.

Следует подчеркнуть, что температуры, устанавливаемые по данным гомогенизации, являются лишь отражением температурных условий гидротермальной¹ деятельности. Их нельзя отождествлять с истинными температурными интервалами формирования пород, хотя они могут быть довольно близкими, поскольку термодинамические условия формирования гидротермальных образований находятся в прямой зависимости от степени постдиагенетических изменений вмещающих пород.

Об этом свидетельствует, во-первых, отсутствие околожильных метасоматитов, что обусловлено одинаковой температурой вмещающих пород и гидротермальных растворов и существованием между ними химического равновесия за счет насыщения растворов компонентами вмещающих пород. Во-вторых, все изученные жилы, прожилки и гнезда сформировались в прогрессивный этап постдиагенетических изменений вмещающих пород, что подтверждается постепенным увеличением температур гомогенизации однотипных включений и температур массового растрескивания включений в минералах (см. табл. 2). В этом же ряду постепенно увеличивается концентрация солей в растворах и закономерно изменяется содержание метана и окиси углерода. В целом направленность изменений указанных факторов и компонентов аналогична той, что установлена для пород и углей при возрастании степени постдиагенетических изменений.

Чем более высокую степень трансформации претерпевали породы, тем более возрастало давление и соответственно разность между действительной температурой консервации включений и температурой их гомогенизации. Для получения истинных температур гидротермальных растворов приходится вводить поправки на давление и концентрацию [2, 9]. Поскольку чистых углекислотных включений в кварце и кальците не обнаружено, давление рассчитывалось нами на основании глубины погружения пород для отдельных марок углей [7]. Из-за низкой относительной концентрации растворов поправки на давление определялись по диаграмме для включений чистой воды [2].

Полученные результаты приведены в табл. 3, из которой следует, что для включений в минералах из пород низкой степени преобразования поправки на давление незначительны и температуры гомогенизации хо-

¹ Термин *гидротермальный* использован как показатель минералообразования из газоводного раствора без какой-либо связи с магматическим процессом.

Участок, номер скважины (глубина, м); минерал и место его взятия	Марка угля	Характеристика включений
Петровский, 4115 (647,6); кальцит из прожилка в известняке L ₁ Там же, 4054 (475); кальцит из пустот выполнения в известняке L ₂	Д	Однофазовые, реже двухфазовые с наполнением 95% То же
Поле шахты «Украина», 3450 (720); кальцит из прожилка в известняке L ₁	Г	В равных количествах одно- и двухфазовые включения с наполнением 95%
Первомайский, 4111 (530); кальцит из прожилка в известняке L ₁		То же
Максимовский, 4061 (120); кальцит из прожилка в глинистом сланце	Ж	Преобладают двухфазовые включения
Ломоватский, 4270 (512); кальцит из прожилка в известняке L ₄	ОС	То же
Комиссаровский, 4146 (253); кварц из прожилка в глинистом сланце Там же, 4124 (293); кальцит из пустот выполнения в известняке L ₁	Т	» »
Фашевский, 2715 (927); кальцит из жилы в глинистом сланце Там же, 2756 (620); кварц из прожилка в песчанике	А	» »
Глубокий, 25074 (506); кальцит из жилы в известняке L ₁ Там же, 25119 (562); кварц из жилы в песчанике Там же, 25083 (328); кварц из пустот выполнения в песчанике	А ₂	» Некоторые ранневулканитические включения взрываются до гомогенизации при температурах 240—285°С

Примечание. T_д — температура массового растрескивания включений; T_{пл} — температура плавления после газов проводилось на хроматографе ЛХМ-8МД путем нагревания до 900°С в инертной среде He. Аналитик

рошо согласуются с общегеологическими и экспериментальными данными. Так, ранее было отмечено, что кварц в составе жильных образований впервые появляется в породах, содержащих угли марки Т. Первые признаки растворения под давлением кварцевых зерен в песчаниках с образованием регенерационных каемок появляется в породах распространения углей марок ОС. Переход углей марки ОС в Т осуществляется при температурах 150—180°С [7]. Согласно экспериментальным данным [1], растворимость кварца осадочных пород резко увеличивается именно в этом температурном интервале. Приведенные данные однозначно свидетельствуют, что значения температур гомогенизации в минералах из пород невысоких степеней преобразования в основном правильно отражают температурный режим постдиагенетических изменений.

Для включений в кварце и кальците из районов распространения антрацитов и ультраантрацитов, где глубины погружения достигают 8 км, поправки на давление принимают довольно высокие (100—145°С) значения (см. табл. 3). С учетом последних максимальные температуры постдиагенетических изменений пород в районе развития ультраантрацитов Шахтинского района составляют 387—412°С.

Полученным температурам преобразования пород Шахтинского района, по данным гомогенизации включений и при введении поправок на

включений в кварце и кальците из угленосной толщи Донбасса

Температура гомогенизации, °С		T _д , °С	Криометрия		Содержание газов, см ³ /г		
ранневторичные	позднетворичные		T _{пл} , °С	c, %	CH ₄	CO	H ₂
Двухфазовые гомогенизировать не удалось. Судя по преобладанию однофазовых, растворы были низкотемпературными (50—60° С)		60—80	—	—	0,016	0,600	—
Двухфазовые гомогенизировать не удалось. Судя по наполнению, температура гомогенизации не должна превышать 100° С		60—100	—	—	0,047	0,761	0,010
103—105	—						
100—110	—	120—160	—1,5	2,0	0,017	0,166	—
118—126	—	—	—	—	0,110	0,719	0,020
130—147	—	—	—2,0	3,5	0,023	0,375	—
140—155	—	140—200	—	—	0,056	0,319	0,010
170—182	—	—	—2,6	4,0	—	—	—
178	122—135	—	—	—	—	—	—
230—251	180—193	240—400	—3,5	5,5	0,005	0,291	—
247	172—185	180—260 380—400	—4,2	6,7	—	—	—
242—267	175—203	180—240 380—420	—4,6	7,5	0,008	0,155	—

днего кристаллика льда замерзших включений; c — концентрация солей. Определение состава и содержания Л. И. Пассальская.

давление, соответствуют данные по декрепитации (см. табл. 2), где четко выделяются два максимума при температурах 180—260 и 360—420° С, которые отвечают температурам взрыва позднетворичных и ранневторичных (возможно, первичных) включений. Эти значения температур в первом приближении соответствуют минимальным данным по условиям антрацитизации первой подстадии для Шахтинского района, приведенным в работе [5]. Остальные результаты указанных авторов нам представляются слишком завышенными и противоречат совокупности всех геологических данных, которые свидетельствуют о том, что породы антрацитовой зоны Восточного Донбасса не подвергались действию температур выше 400° С [7].

Таким образом, полученные результаты по изучению газовой-жидких включений в кварце и кальците из угленосной толщи Донбасса обнаруживают хорошее совпадение с общегеологическими и другими экспериментальными данными. Следует отметить, что подобные исследования в региональном плане проводятся для Донбасса впервые и в дальнейшем могут быть внесены определенные коррективы, связанные с подбором аутигенных минералов для исследования. Очевидно, что полученные результаты термобарометрии и химизма включений в аутигенных минералах осадочных пород Донбасса свидетельствуют о региональном харак-

Значения поправок на давление к температурам гомогенизации газовой-жидких включений в кварце и кальците из угленосных отложений Донбасса

Марка угля	Температура гомогенизации, °С	Глубина погружения пород, м	Давление, МПа	Поправка, °С	Вероятные температуры, °С
Д	50—60	1500	40	—	50—60
Г	100—105	2500	50	25	125—130
Ж	100—110	3500	80	40	140—150
ОС	118—126	4000	100	50	168—176
Т	130—155	5000	120	60	190—215
А	170—182	7000	180	100	270—282
А ₂	242—267	8000	200	145	387—412

тере изученного аутигенного минералообразования; о том, что источником минералообразующего вещества были действительно погружающиеся и изменяющиеся осадочные толщи. Можно уже сейчас с уверенностью использовать термобарогеохимические методы исследования не только для стадийного анализа, но и для минералогического прогноза и прогноза марочного состава углей, для реконструкции палеогидрогеологических условий.

Литература

1. Денпс Э. К. Кремнезем как фактор диагенеза и катагенеза.— В кн.: Диагенез и катагенез осадочных образований. М.: Мир, 1971, с. 291—303.
2. Калужный В. А. Методы вивчення багатозагових включень в мінералах. Київ: Вид-во АН УРСР, 1960. 168 с.
3. Карпова Г. В., Логвиненко Н. В., Орлова Л. В., Белоцерковец Ю. И. Постдиагенетические изменения каменноугольных отложений Большого Донбасса.— Литология и полез. ископаемые, 1981, № 6, с. 70—82.
4. Коссовская А. Г., Шутов В. Д. О минеральных фациях и зонах регионального эпигенеза в терригенных и вулканогенно-осадочных породах.— В кн.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М.: Наука, 1965, с. 80—92.
5. Кузнецов А. Г., Глухов Ю. Ю. Термобарогеохимические условия метаморфизма углей Восточного Донбасса.— В кн.: Термобарогеохимия в геологии. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1982, с. 10—14.
6. Мазор Ю. Р., Мельников Ф. П., Серегин А. М., Соколов Б. А. Об использовании термобарогеохимических методов в нефтегазовой и угольной геологии. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1982. 124 с.
7. Метаморфизм углей и эпигенез вмещающих пород М.: Недра, 1975. 253 с.
8. Методы изучения осадочных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 610 с.
9. Наумов В. Б., Малинин С. Д. Новый метод определения давления по газовой-жидким включениям.— Геохимия, 1968, № 3, с. 432—441.
10. Холодов В. Н. Новое в познании катагенеза.— Литология и полез. ископаемые, 1982, № 3, с. 3—22.
11. Холодов В. Н. Новое в познании катагенеза. II. Элизонный катагенез.— Литология и полез. ископаемые, 1982, № 5, с. 15—32.

Институт геохимии и физики
минералов АН УССР,
Київ

Поступила в редакцию
2.XI.1984

УДК 552.313.8(571.5)

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ВУЛКАНОКЛАСТИКИ КОРВУНЧАНСКОЙ СЕРИИ ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

ГЕПТНЕР А. Р., НАУМОВ В. А.

В статье приведены результаты исследования состава и структурных особенностей вулканокластики корвунчанской серии Тунгусской синеклизы. Установлена большая роль сидеромелановой кластики в составе ювенильной вулканокластики. Формирование сидеромелановой кластики указывает на фреатомагматический и гидроксплозивный характер извержения трубок взрыва. Обнаружены характерные структурные особенности вулканокластического материала, заполняющего трубки взрыва — эруптивные окатыши и зоны эруптивной милонитизации. Образование эруптивных окатышей и тонкораздробленного материала, сконцентрированного в определенных зонах, связывается с многократной паровой продувкой, перемешиванием и перетиранием раздробленного материала в жерле. Эруптивные окатыши рассматриваются как определенный поисковый признак трубок взрыва в туфовой толще корвунчанской серии.

Большинство железорудных месторождений юга Сибирской платформы связано с субвертикальными телами вулканокластических пород — трубками взрыва. Исследование генезиса этих пород непосредственно связано с вопросами перспективного прогноза новых месторождений, с поисками таких признаков отложений, заполняющих трубки взрыва, которые могут быть использованы для выявления их в мощной туфовой толще, занимающей огромное пространство Тунгусской синеклизы.

В строении значительной по объему вулканогенной толщи, располагающейся в пределах Тунгусской синеклизы, принимают участие лавы и туфы базальтового состава, а также продукты переотложения последних. По количественному соотношению эффузивов и туфов, их составу и условиям залегания в составе толщи выделяются три зоны [16]: Пудоранская, Сыверминская и Катангская. В Пудоранской зоне преимущественно развиты базальты, достигающие мощности 2,5 км на севере этой зоны. В Сыверминской зоне мощность эффузивов основного, субщелочного и пикритового состава достигает 3,5 км. Катангская зона характеризуется исключительным развитием базальтовых туфов и продуктов их переотложения общей мощностью 0,7 км. Пространственно Катангская зона занимает южную часть Тунгусской синеклизы. Тефрогенные образования этой зоны в виде широкого шлейфа фациально замещают с юго-запада, юга и юго-востока лавовое поле Пудоранской зоны общего северо-западного простирания. Тефрогенные отложения залегают на угленосных отложениях верхней перми и перекрываются нижнетриасовыми лавами нидымской свиты. Обычно они выделяются под названием *корвунчанская серия*.

Строение корвунчанской серии, состав, структура, возраст и возможные условия образования вулканокластики рассмотрены во многих работах [11, 12, 18, 19, 22]. Однако до сих пор слабо изучены состав, характерные морфологические особенности вулканокластики и соотношение ее с осадочными компонентами.

В настоящее время наиболее распространена точка зрения, связывающая образование вулканокластики с эксплозиями магматического происхождения, возникшими в результате эволюции и спонтанного отделения газовой составляющей расплавов. Результаты исследований предлагаемой работы свидетельствуют о фреатомагматическом характере эксплозий и о значительной роли подземных, а в некоторых случаях, возможно, и поверхностных вод при образовании вулканокластики кор-

вунчанской серии и о большой роли в ее составе гиалокластичности сидеромеланового типа.

Исследование и восстановление первичного состава гиалокластичности корвунчанской серии проведено на основе сравнительного анализа как совершенно свежей, так и гидротермально измененной гиалокластичности известного происхождения из Исландии.

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ОТЛОЖЕНИЙ КОРВУНЧАНСКОЙ СЕРИИ

Несмотря на существующие сложные фациальные взаимоотношения, отложения корвунчанской серии сохраняют в целом основные литологические особенности на огромных площадях. Это позволило провести достаточно подробно расчленение вулканогенной толщи и проследить выделенные стратиграфические подразделения регионально [1, 2, 4, 11, 24, 26].

В различных районах туфового поля Сибирской трапповой провинции соотношения непереотложенной тефры, тефроидов, туффитов и вулканотерригенных отложений так же, как и мощности этих отложений, не остаются постоянными. В западной части Тунгусской синеклизы (бассейн нижнего течения р. Нижняя Тунгуска) корвунчанская серия подразделяется на тутончанскую и корвунчанскую свиты [2]. Нижняя, тутончанская свита представлена слоистыми ксенотуфами, туффитами, туфопесчаниками и туфоалевролитами с остатками флоры мезофитного типа. Мощность свиты достигает 160 м. Корвунчанская свита подразделяется на две подсвиты. Нижняя подсвита сложена ксенотуфами и туфами с линзами туфогенно-осадочных пород и редкими потоками лав. Мощность подсвиты достигает 350 м. Верхняя подсвита состоит из слоистых туфов, туффитов и вулканотерригенных пород.

В центральной части Тунгусской синеклизы (бассейн среднего течения р. Нижняя Тунгуска) корвунчанская серия подразделена на три свиты: тутончанскую, аллюнскую и бугариктинскую [26]. Туффиты и туфопесчаники тутончанской свиты распространены локально, их максимальная мощность не превышает 70 м. Выше лежащая аллюнская свита представлена крупно- и грубообломочными, реже лапиллиевыми туфами и агломератовыми ксенотуфами с редкими прослоями мелко- и среднеобломочных туфов. На отдельных участках она сложена грубообломочными туффитами. Мощность свиты 55—250 м.

Наиболее интенсивные проявления эксплозивного вулканизма имели место в тектонических депрессиях [7]. Тутончанская свита приурочена исключительно к местам устойчивого прогибания и выпадает из разреза на сводах поднятий. Отложения корвунчанской (аллюнской и бугариктинской свит) свиты имеют наибольшую мощность в прогибах. Здесь они заметно обогащены крупнообломочным материалом, содержат больше обломков интрузивных долеритов и осадочных пород. На сводах мощности свиты сокращаются, а в нижних горизонтах отмечаются следы переотложения.

Тефрогенные отложения юго-восточной части Тунгусского бассейна (верхнее течение р. Нижней Тунгуски) также разделяются на тутончанскую и корвунчанскую свиты. Здесь тутончанская свита, как и в центре синеклизы, имеет локальное распространение. Характерен для этих отложений ритмичный тип наложения. В составе ритмов принимают участие тефроиды и туффиты разной зернистости, туфопесчаники и туфоалевролиты. Мощность свиты непостоянна (до 90 м). В отдельных местах наблюдалось резкое увеличение мощности свиты: до 197 м на р. Нижней Тунгуске в 25 км ниже р. Холокит и даже до 1000 м в урочище Ангако [18].

Корвунчанская свита в этом районе по литологическим признакам разделена на две подсвиты. Наиболее широко распространена нижняя подсвита (ее вскрытая мощность от 50 до 495 м), которая в свою очередь подразделяется на две пачки [3, 4]. Нижняя пачка характеризу-

ется значительной фациальной изменчивостью, разнообразием и пестротой состава обломков, резкими различиями в их гранулометрии. Крупные обломки в туфах состоят из обломков подстилающих пород: песчаников, алевролитов, аргиллитов, углистых сланцев, литифицированной древесины, известняков, а также остроугольных обломков долеритов. Основная связующая масса отложений состоит из обломков измененного вулканического стекла, кварца, полевых шпатов, пироксенов, углистых обломков. Верхняя пачка сложена среднеобломочными туфами, которые по внешнему облику четко отличаются от подстилающих пород. Основным компонентом здесь являются обломки стекла (замещенные вторичными минералами) и витробазальтов. Крупнообломочный компонент в туфах верхней пачки представлен редкими лапилями витробазальта. Обломки вмещающих пород отсутствуют. Обломки долеритов встречаются редко. Верхнекорвунчанская подсвета незначительно распространена и представлена слоистыми мелко- и среднеобломочными туфами и туффитами, реже туфопесчаниками и туфоалевролитами максимальной мощностью 110 м.

Тефрогенная толща Среднего Приангарья заметно отличается по строению от отложений корвунчанской серии других районов туфового поля Тунгусской синеклизы. Нижняя часть ее, условно относимая к туфончанской свите, представлена фациально изменчивым горизонтом мелкообломочных туфов с подчиненным количеством вулканотерригенных пород (мощность до 70 м). Вышележащие отложения сопоставляются с нижнекорвунчанской подсветой. В разрезах нижней пачки подсветы преобладают крупнообломочные туфы (мощность 60—170 м), а верхняя пачка сложена мелкообломочными туфами с отдельными прослоями вулканотерригенных пород (мощность 70—170 м).

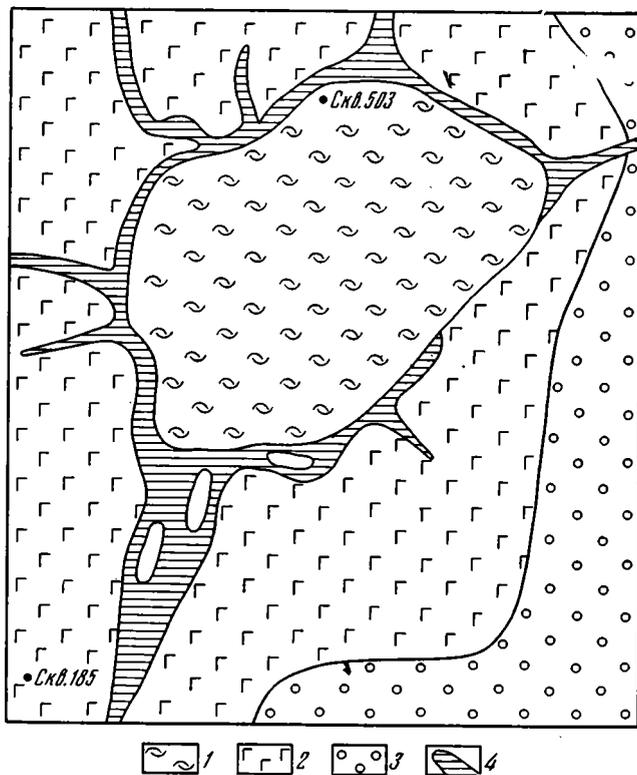
Таким образом, трехчленное строение корвунчанской серии зафиксировано во всех региональных стратиграфических схемах. Вулканокластические образования в рассмотренных районах Тунгусской синеклизы имеют неодинаковый стратиграфический объем, характеризуются сложной фациальной картиной и значительными изменениями мощности [5, 15, 24]. Последнее связывается с размывом вулканогенной толщи и с характером первоначального расположения вулканических очагов.

Геологическими исследованиями последних лет выявлено значительное число центров вулканической деятельности в пределах туфового поля Тунгусской синеклизы [4, 5, 12—15, 18, 19, 22, 25, 27]. Среди вулканических аппаратов известно большое число образований типа трубок взрыва. Так, например, в среднем течении р. Илимпеи и ее притоках М. М. Доренским [12] выявлено и детально изучено 23 трубки взрыва. Около 40 трубочных тел известно в пределах Ангаро-Илимского, Ангаро-Катского и Ангаро-Чунского железорудных районов [27]. Широкое распространение продуктов извержений трубок взрыва особенно характерно для нижней части отложений.

Наряду с одноактными центрами вулканических извержений типа трубок взрыва в пределах туфового поля установлено наличие немногочисленных многоактных вулканических аппаратов, действовавших синхронно накоплению верхней части нижнекорвунчанской подсветы [3, 4, 13, 18, 19].

В настоящее время наиболее изучены вулканические трубки взрыва в бассейне р. Илимпеи [12] и месторождений ангаро-илимского типа [27, 31].

Строение и состав пород, заполняющих трубки взрыва на Сибирской платформе, достаточно подробно описаны в работах [3, 4, 12, 17, 27, 31]. Здесь необходимо подчеркнуть, что для пород, заполняющих трубки, наряду с ювенильным вулканическим материалом характерно наличие эруптивных обломков пород довулканического субстрата. В работе [27] указывается, что обломки осадочных пород угловатые. Содержание их в составе жерловых фаций различное в трубках разных районов и даже в пределах одной трубки. Вулканокластика жерловой фации состоит из обломков разной величины (туфы, туфобрекчии и агломераты),



Фиг. 1. Расположение скважин, в которых исследован состав вулканокластиков Капаевского месторождения
 1 — озерно-кратерные отложения нерюндинской свиты; 2 — вулканокластогенные отложения корвунчанской серии; 3 — граувакковые отложения бургуклинской свиты; 4 — зона интенсивной минерализации пород корвунчанской серии

для нее характерен брекчиевидный облик породы и в то же время большое число вулканических обломков округлой и овальной формы, иногда большое количество витрокластических обломков, широкое распространение пузыристых литокластов [27].

Дискуссионным остается вопрос о вероятных причинах эксплозивных извержений. Большинство исследователей [9, 12, 14, 17, 20 и др.] считают возможным связать исключительную интенсивность эксплозивного характера извержений с эволюцией и отделением летучих компонентов самой магмы, хотя «трапповый расплав», как известно [29], отличается небольшим содержанием летучих. Однако ряд исследователей [11, 20, 21, 29, 30] допускают возможность возникновения эксплозивных извержений в результате взаимодействия магматических расплавов с водонасыщенными породами (фреатомагматические извержения). Наиболее определенно фреатический характер взрывов рассматривается Г. Д. Фектистовым [28], указывавшим на связь образования трубок с трапповым силлом, внедрившимся в галогенно-карбонатную толщу, содержащую регионально распространенные водонефтегазоносные горизонты.

Дополнительная информация об обстановке и характере извержений базальтовой магмы на территории Тунгусской синеклизы может быть получена на основе исследования состава, структуры и особенностей распространения вулканокластиков [7, 8]. Особенно полезным в этом отношении является анализ состава и структуры гиалокластиков. В последние годы один из авторов проводил специальные исследования состава и структуры базальтового стекла в Исландии: изучены структурные особенности гиалокластиков разного происхождения и прослежена вся гамма переходов от свежих до сильноизмененных, часто полностью замещенных вторичными минералами стекол.

Исследование и восстановление первичного состава гиалокластики корвунчанской серии проведено на основе сравнительного анализа с гиалокластикой известного происхождения из Исландии. Особенно плодотворным оказалось сопоставление данных о структурных особенностях тефры корвунчанской серии и фреатических извержений в Исландии.

Состав породообразующих компонентов туфогенной толщи Тунгусской синеклизы изучался в ряде районов бассейнов рек Нижней Тунгуски и Ангары. В естественных обнажениях и по скважинам собран и изучен состав вулканокластики, залегающей в пределах трубок взрыва и слагающих стратифицированные толщи вулканокластов между ними. В составе последних изучены туфы, тефроиды, туффиты и тефрогенно-осадочные породы. На одном из наиболее изученных участков развития тефрогенных отложений (Капаевском железорудном месторождении) исследованы состав и строение вулканокластитов, заполняющих трубообразное тело (скв. 503), и из тефровых толщ, непосредственно примыкающих к вулканотектонической депрессии трубки взрыва (скв. 185) (фиг. 1).

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И СТРУКТУРА СИДЕРОМЕЛАНОВОГО СТЕКЛА

Стекло этого типа образуется в результате мгновенного остывания слабо или совершенно нераскристаллизованного расплава. Петрографический состав сидеромеланового стекла и характер его взаимоотношения с раскристаллизованной частью базальтов позволяют относить его к закалочному типу [8]. Закалочное происхождение сидеромелана, постепенный переход его в микрокристаллическую породу (тахилит) и петрографическое отличие этих типов породы было четко показано Е. Фуллером [36]. Подробная петрографическая характеристика, химический состав и характер взаимоотношения с другими петрографическими типами базальтовых пород приводятся в ряде работ [8, 33, 34 и др.].

В наиболее полно представленных срезах корки закала можно выделить ряд зон постепенной смены однородной стекляннной породы (сидеромелана) микрокристаллическим базальтом. Внешняя зона сложена однородным стеклом, окрашенным в различные тона светло-коричневого, желтого или желто-зеленого цвета. В стекле присутствуют только редкие вкрапления оливина, плагиоклаза и очень редко встречаются кристаллы титаномагнетита. В направлении от внешней зоны в стекле появляются микролиты, постепенно их становится все больше. В зоне с большим количеством микролитов вокруг них появляются тонкие вариолитовые оторочки, а в следующей зоне вариолиты слагают основную массу породы и быстро сменяются тонкокристаллическим базальтом. В некоторых случаях мощность отдельных зон сильно сокращается или они совершенно выпадают из профиля корки закала и сидеромелановое стекло переходит непосредственно в тахилитовый тип породы. В дайках, в корке подушечных базальтов и канатных субаэральных лавовых потоках, а также на поверхности крупных обломков базальтовой тефры хорошо видно, что различные зоны корки зеркала, включая и тахилитовые базальты, составляют непрерывный ряд петрографических типов породы, образовавшихся в результате быстрого охлаждения расплава, сохранившего очень небольшое количество кристаллической фазы. Микролиты, вариолиты и тахилитовые базальты корки закала формировались практически мгновенно, за короткий период закала расплава при его соприкосновении с холодными породами (дайки) или большими массами воды (пара) при образовании подушечных базальтов, различных гиалокластитов или воздуха при излиянии на поверхность земли (стеклянная корка на поверхности канатных лав). Наибольшее количество сидеромелановой гиалокластики образуется при гидроэксплозивных и фреатоматических извержениях [7, 8, 35].

При низкотемпературных условиях сидеромелановое стекло замещается палагонитом [6]. На стадии палагонитизации все заключенные в

стекле кристаллы остаются неизменными. Важно подчеркнуть, что замещение стекла палагонитом происходит без изменения формы и объема обломков. При повышении температуры по сидеромелановому стеклу или заместившему его палагониту развивается смектит, а при температурах более 100°С появляется хлорит [32]. На этой стадии изменения гиалокластики вторичные компоненты формируются и по кристаллической фазе. Характерно равномерное по площади замещение стеклянной фазы гиалокластикой слоистыми гидросиликатами. Для них в этом случае обычна микроагрегатная поляризация или метельчатая поликристаллическая структура. Вместе с тем нередко наблюдается концентрически зональное распределение смектитов, отличающихся различной степенью агрегатности поликристаллов. Подобная зональность отражает изменения среды (в основном, видимо, температуры), происшедшие во время преобразования сидеромеланового стекла.

Таким образом, полностью измененные обломки сидеромеланового стекла также четко отличаются от базальтовых вулканокластов другого состава по характеру метасоматического замещения смектитом или хлоритами, вследствие чего удается восстановить в деталях исходную структуру витрокластов.

Отложения корвунчанской серии сильно изменены. В составе вторичных минералов наиболее широко распространены глинистые минералы. Это главным образом зеленые, реже бурого цвета смектиты и хлориты, замещающие вулканическое стекло, пироксены и заполняющие поровое пространство породы. Бесцветные или слабо окрашенные глинистые минералы развиты по плагиоклазам. Среди других вторичных минералов часто встречаются цеолиты, кварц, а в наиболее сильно измененных породах эпидот, амфиболы из группы актинолита-тремолита.

Повсеместно наиболее интенсивно изменено вулканическое стекло, и везде оно полностью или преимущественно замещено глинистыми минералами. Правда, на некоторых участках вместо глинистого вещества развит кальцит, распространяющийся также по трещинкам, поровым пустотам породы. Кальцит — более поздний минерал по сравнению с глинистым веществом, но даже в случае широкого замещения им стекла морфологические особенности последнего (массивность, пузырчатость) хорошо сохраняются и могут быть легко восстановлены в деталях. Контуры частиц стекла отчетливо выделяются в породе, претерпевшей даже сильное зеленокаменное изменение, когда цемент тоже состоит из комплекса глинистых минералов разного цвета и оптической характеристики. Часто обломки бывшего стекла хорошо видны потому, что заместившее их глинистое вещество по цвету и структуре неоднородно. Например, можно видеть полосы разной интенсивности зеленого цвета, точно повторяющие общее очертание формы обломка. В поляризованном свете при скрещенных николях видно, что такие полосы сложены глинистым веществом различной степени ориентировки и кристаллической агрегатности. В сильнопористых гиалокластитах контуры газовых пустот, несмотря на полное замещение стекла глинистым веществом, остаются четкими, подчеркиваются глинистым веществом другой интенсивности окраски или бесцветными цеолитами, кальцитом.

На равномерном зеленом фоне глинистых минералов, развитых по стеклу, цвету и характеру поляризации смектитов четко выделяется форма сrostков и отдельных кристаллов плагиоклазов и пироксенов.

Даже в сильно измененных породах сохраняются основные черты структуры гиалокластики: округлый или вытянутый, уплощенный характер пор, флюидальность, подчеркнутая ориентированным распространением вытянутых газовых пустот, мелких кристаллов или заместивших их глинистых минералов. Определенно восстанавливается в некоторых обломках существовавшая ранее смена стеклянной фазы кристаллической, т. е. замещение закалочной фазы базальтом, кристаллизовавшимся в условиях быстрого остывания расплава. Структурный рисунок раскристаллизованной породы сохраняется полностью: вариолитовая, мик-

ролитовая, спутанно-волокнистая, метельчатая структуры характеризуют большую часть базальтовой кластики.

Анализ перечисленных выше признаков позволил прийти к выводу о том, что в изученных породах корвунчанской серии наряду с обломками различной степени раскристаллизованных базальтов широко распространено, а нередко присутствует в большом количестве замещенная глинистым веществом сидеромелановая кластика. Предварительные исследования состава и характера распространения вторичных минералов в исследованных отложениях свидетельствуют о более позднем наложенном характере преобразования исходного состава пород. Поэтому в дальнейшем изложении, следуя основной задаче статьи, будет рассматриваться и обсуждаться только исходный состав вулканокластического материала, имея в виду, что его химический состав не может быть восстановлен с такой же точностью, как структура и условия происхождения.

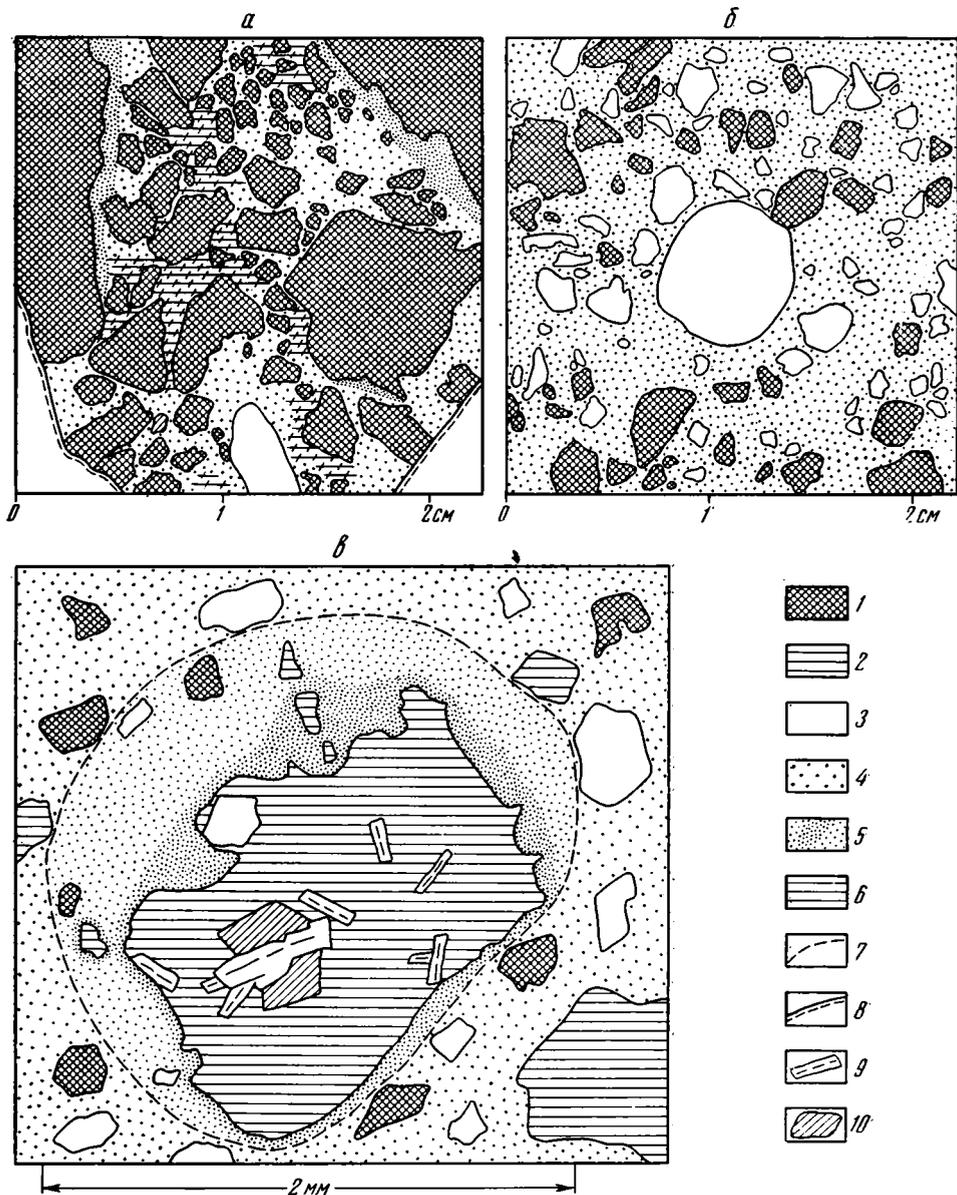
ИСХОДНЫЙ СОСТАВ ВУЛКАНОКЛАСТИКИ

По составу вулканокластический материал корвунчанской серии разделяется на ювенильную и ксеногенную части. По условиям образования в них могут быть выделены эруптивная брекчия и тефра. *Эруптивной брекчией* называется материал, заполняющий канал трубки взрыва (жерловая фация). Вулканокластика, выброшенная в процессе эксплозии из трубки взрыва, перенесенная и отложенная из воздуха, относится к тефре. От трубки взрыва слои тефры распространяются на большое расстояние. Непереотложенная сидеромелановая тефра обнаружена в составе тонкозернистых озерных отложений на большом расстоянии от известных трубок взрыва. Переотлагаясь, тефра принимает участие в строении разных по способу образования отложений. Ниже рассматривается только лапиллиевый (30—10 мм) и более мелкий вулканокластический материал. Строение и состав крупных обломков эруптивных брекчий достаточно подробно освещен в литературе [17, 27].

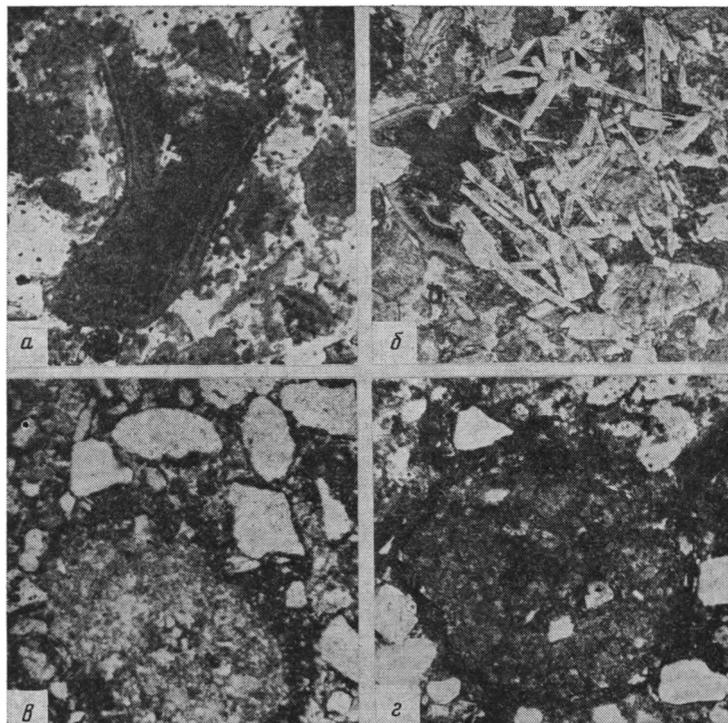
Не отличаясь по составу, в целом вулканокластика эруптивных брекчий и тефры в большинстве случаев отчетливо распознается по форме обломков и характеру взаимоотношения их с тонкораздробленным матриком. Ксеногенная часть вулканокластики состоит из пород, слагающих стенки жерла. Чаще всего они представлены кварц-полевошпатовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Характерными компонентами являются обломки углей и углистых сланцев. В крупных обломках песчаников много зерен кварца и калиевого полевого шпата со средней или даже хорошей обработкой. Часто встречаются округлые зерна кварца. Крупные обломки осадочных пород эруптивных брекчий преимущественно угловатые [27]. Такую же форму имеет большая часть мелких ксеногенных обломков эруптивных брекчий и тефры. На многочисленных примерах может быть показано, что современная угловатая форма ксеногенной вулканокластики возникла в результате раскалывания нередко хорошо окатанных зерен.

Особенно отчетливо это видно в тех случаях, когда сохраняется часть внешней поверхности окатанного зерна. Такого типа зерна имеют вид расколотого шара. Часто встречаются обломки разного размера, представляющие сектора шара (фиг. 2, 3).

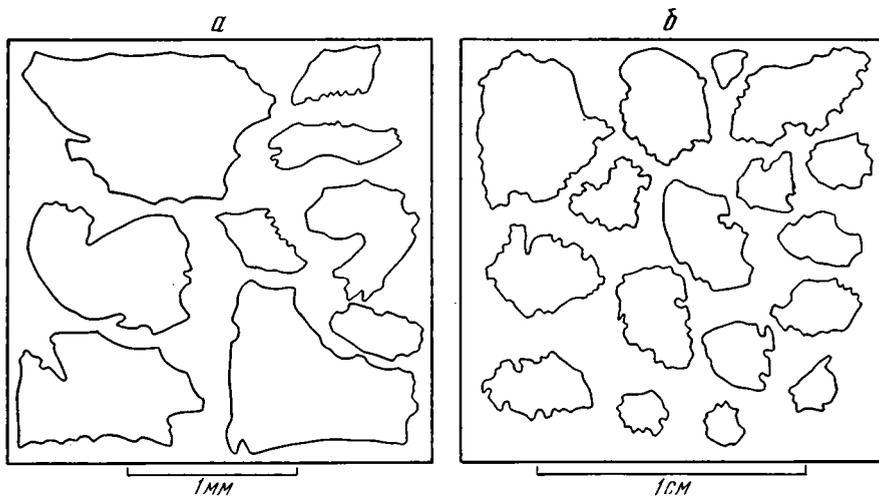
Ювенильная вулканокластика состоит из сидеромеланового стекла и тонкокристаллических (криптокристаллических) базальтов. Кристаллокластика как самостоятельный компонент играет небольшую роль. Преобладают малопористые обломки стекла, хотя редко встречаются и сильнопузырчатые, вспученные. Базальты в основном тоже представлены слабопористыми типами, но среди них сильнопористые встречаются чаще, чем в сидеромелановой кластике. Плотные и слабопористые обломки сидеромеланового стекла часто имеют характерную изометричную форму с острыми углами и вогнутыми сторонами. Значительно реже встречаются частицы стекла с сглаженными углами и округлыми гра-



Фиг. 2. Структурные и микроструктурные особенности вулканокластогенных пород трубок взрыва (зарисовки со шлифов)
 а, б — Қапаевское железорудное месторождение, скв. 503; в — жерловая фация трубки взрыва, вскрытой в долине р. Илмпея. Состав песчано- и крупноалевритовой фракции: 1 — тонкокристаллические базальты; 2 — сидеромелановая кластника; 3 — обломки вмещающих осадочных пород; 4 — тонкозернистый матрикс, состоящий из обломков вулканогенных и осадочных пород; 5 — зоны скопления тонкораздробленного материала (эруптивные милониты); 6 — кальцит; 7 — внешний контур зоны скопления тонкораздробленного материала; 8 — граница шлифа. В стекле: 9 — плагноклазы; 10 — пироксены



Фиг. 3. Вулканокластогенный материал жерловой фации трубок взрыва (фотографии со шлифов, без анализатора, увел. 50)
a — сидеромелановая кластика; *b* — гломеропорфиновые выделения в сидеромелановом стекле; *v, z* — обломки базальтов с каймой тонкораздробленного материала (эруптивные милониты); белое — ксеногенные обломки вулканокластики (полевые шпаты, кварц)



Фиг. 4. Форма обломков вулканокластогенного материала туфовой толщи корвунчанской серии (зарисовки со шлифов)
a — сидеромелановая кластика; *b* — базальтовая кластика (тахилитовая тейфра)

нями. Рисунок контура обломка стекла осложняется срезанными округлыми углублениями газовых пустот (фиг. 3, 4).

По форме обломки базальтов разделяются на два вида. Одни имеют изометричную форму и неровную поверхность. На срезе края таких обломков дают неровную с многочисленными выступами и углублениями линию. Это обломки базальтов с большим количеством газовых пустот. Округлые и овальные обломки составляют другой характерный вид.

Они встречаются реже и главным образом среди плотных разностей базальтов. Характерным компонентом вулканокластики являются осколки обломков базальтов яйцевидной, округлой формы (см. фиг. 2, 4). Количественные соотношения вулканокластов разной морфологии в образцах изменяются в широких пределах.

В стекле и базальтах часто присутствуют крупные кристаллы магматогенных минералов. Это главным образом плагиоклазы и пироксены. Оливин, судя по форме кристаллов, замещенных вторичными минералами, встречается редко. Довольно часто в ювенильном вулканокластическом материале встречаются гломеропорфиновые выделения (см. фиг. 3). В крупных обломках иногда соседствуют два-три крупных сростка плагиоклазов и пироксенов. Они встречены в плотных и сильнопористых типах сидеромеланового стекла и тонкокристаллических базальтов. Гломеропорфиновые сростки кристаллов встречаются в центре и по краю вулканокластиков. Часто можно видеть, что внешний контур обломков срезают их. Поэтому нельзя согласиться с предполагаемым закономерным расположением их в центре обломка [27].

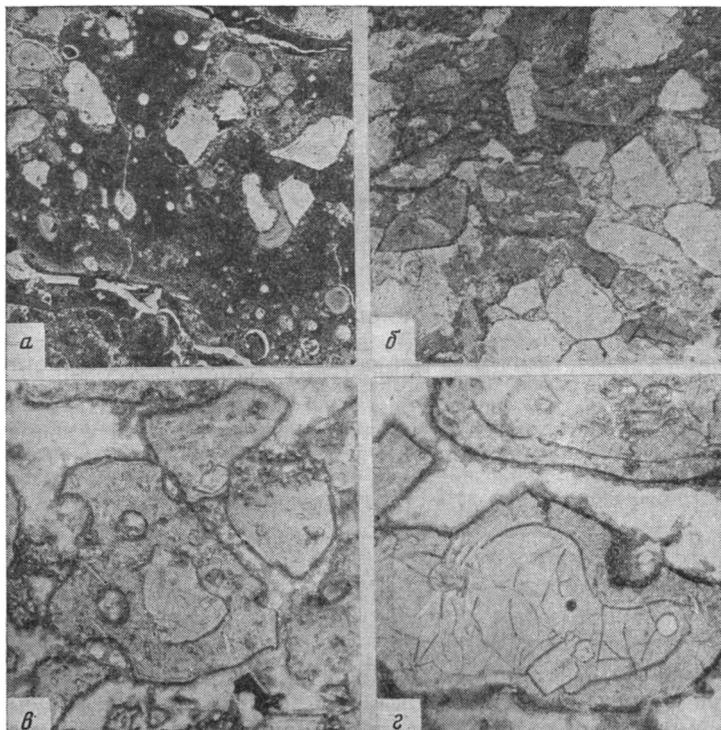
Как для эруптивной брекчи, так и для тефры очень характерно наличие в сидеромелановых стеклах и базальтах ксенокристаллов, а также обломков микрокварцитов, алевролитов, аргиллитов и углей (см. фиг. 3). Ксеногенные обломки чаще угловатые, но были встречены и хорошо окатанные зерна кварца, микрокварцитов, калиевого полевого шпата, угля. В крупных угловатых зернах кварца, запечатанных в вулканическом материале, часто можно наблюдать волнистое погасание, возникшее, видимо, в результате сильного стресса в момент раскалывания зерна.

Для отложений эруптивной брекчи очень характерно наличие микрон тонкораздробленного материала, сконцентрированного вокруг некоторых обломков (см. фиг. 2, 3). Плотная кайма тонкозернистого материала отмечена у обломков разного состава и формы. Она встречена у сидеромеланового стекла, базальтов, зерен кварца, микрокварцитов, угля. Часто можно видеть как скопление плотно упакованного, тонкораздробленного материала образует округлую или овальную оболочку вокруг изометричных зерен или же заполняет неровности на поверхности крупных зерен. Предполагается, что образование тонкораздробленного материала и его концентрация произошли в результате интенсивного перетиранья материала в момент извержения (эруптивная милонитизация). С этим же процессом связано возникновение округлых и овальных сглаженных обломков, которые могут быть названы *эруптивными окатышами*. По строению они четко отличаются от пизолитов или аккреционных лапиллей, формирующихся в процессе переноса тефры по воздуху и отложения ее в насыпном конусе вулкана или в мелководной обстановке.

В составе эруптивной брекчи наряду с целыми окатышами встречаются также расколотые окатыши базальтов. Формирование окатышей и зон милонитизации вокруг отдельных обломков, раздробление ранее образовавшихся окатышей вряд ли могло произойти мгновенно, при одном взрыве. Скорее всего раздробление, перетирание, перемещение обломочного материала в трубке взрыва и концентрация при этом тонкой фракции на отдельных участках возникли в процессе неоднократно повторяющихся эпизодов. Большое количество сидеромелановых стекол в составе ювенильной вулканокластики и отсутствие следов спекания в породах жерловой фации [27] однозначно свидетельствует о фреатическом характере происшедших извержений.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СИДЕРОМЕЛАНОВОЙ КЛАСТИКИ В КОРВУНЧАНСКОЙ СЕРИИ

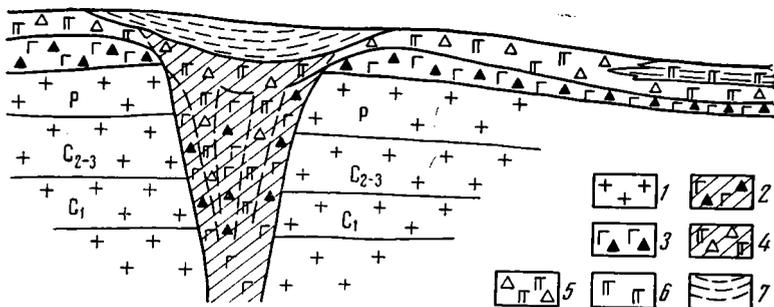
Согласно нашим наблюдениям, в бассейне верхнего и среднего течения р. Нижней Тунгуски нижние горизонты корвунчанской серии содержат значительное количество сидеромеланового стекла (фиг. 5). Это



Фиг. 5. Сидеромелановая кластика корвунчанской серии Тунгусской синеклизы (а, б) и Исландии (в, г). Фотографии со шлифов, без анализатора, увел. 50
 а — сидеромелановое стекло с включениями зерен кварца и полевых шпатов (изометричные белые обломки); округлые газовые пустоты в стекле выполнены глинистыми минералами (серое) и кальцитом (белое); б — озерные отложения, обогащенные обломками сидеромеланового стекла, замещенного глинистыми минералами (серое); терригенный материал состоит из кварца и полевых шпатов (белое); в, г — сидеромелановая кластика, частично замещенная палагонитом. По внешнему контуру зерен и в газовых полостях глинистые минералы. Внутри обломков видна четкая граница палагонита и реликтов свежего стекла

плотные, реже пористые обломки неправильной формы, остроугольные, многие включают отдельные кристаллы или сростки кристаллов плагиоклазов. Размер частиц сидеромеланового стекла в 3—5 раз превосходит размер обломков кварца, микрокварцитов, калиевых полевых шпатов, аргиллитов, известняков, составляющих основной объем породы. В основном обломки терригенных компонентов хорошо окатаны, хотя встречаются и угловые разности. Некоторые частицы сидеромеланового стекла включают ксеногенные частицы кварца, микрокварцитов, полевых шпатов. Обращает внимание отсутствие базальтовой кластики. Подобное соотношение осадочных и вулканогенных компонентов характерно для районов, удаленных от вулканических центров. Вулканокластика (в данном случае сидеромелановое стекло) приносилась по воздуху, смешивалась и захоронялась с терригенным материалом без существенной сортировки и обработки.

Исследование состава вулканокластики в трубках взрыва различных горизонтов стратифицированной толщи корвунчанской серии показало, что состав ювенильного материала в ней в разных районах не остается одинаковым, наиболее заметно изменяется содержание сидеромеланового стекла. Так, например, для отложений трубки взрыва Капаевского железорудного месторождения характерно преобладание базальтов различной степени раскристаллизации. Сидеромелановая кластика, судя по характеру замещения ее вторичными минералами, содержит очень небольшое количество микролитов. Встречена она в скв. 503 только на глубинах 411, 468 и 486 м. В образце, отобранном с глубины 411 м, она преобладает в составе ювенильной вулканокластики.



Фиг. 6. Принципиальная схема взаимоотношения стратифицированных отложений туфовой толщи и трубок взрыва
 1 — породы фундамента; 2 — породы жерловой фации (стадия «а»); 3 — взрывные отложения, соответствующие времени образования жерловой фации стадии «а»; 4 — породы жерловой фации (стадия «б»); 5 — взрывные отложения, соответствующие времени образования жерловой фации стадии «б»; 6 — озерные отложения с сидеромелановой туфрой; 7 — озеро-кратерные отложения

Тэфровые отложения, формировавшиеся за пределами околотрубчатого проседания, хорошо слоисты. Различные типы пород слагают крупные линзы, частично или полностью перекрывающие друг друга. Здесь в тэфровых отложениях, непосредственно примыкающих к зоне извержений, но уже за пределами кальдерного проседания, судя по данным скв. 185, сидеромелановая гиалокластика играет очень большую роль: по разрезу она распределена неравномерно; в нижних горизонтах, вскрытых скважиной, ее нет, появляется на глубине 138 м и далее вверх ее содержание быстро увеличивается; выше 107 м составляет не менее 50% всего ювенильного материала.

Трубчатые отложения, вскрытые в обнажении р. Илимпея у о-ва Янгуракта, помимо тонкокристаллических, часто сильнопористых базальтов содержат в большом количестве сидеромелановую кластику. Вероятно, здесь вскрыта самая верхняя часть эруптивных отложений. Многие обломки сидеромеланового стекла тоже сильнопористые и имеют характерную для взрывных отложений форму. Плотные разности представлены остроугольными оскольчатыми частицами с ровными краями, а в случае пористых стекол частицы имеют неправильную форму с рваными, выступающими краями. Много сидеромелановой кластики обнаружено в трубках взрыва и прилегающих к ним тэфровых отложениях в долине р. Нижняя Тунгуска. Почти везде преобладает пористая сидеромелановая и базальтовая кластика. Исключение составляют лишь отдельные горизонты корвунчанской серии, где наряду с пористой формой встречены плотные оскольчатой формы обломки стекол и вариолитов.

Озерные отложения корвунчанской серии состоят из хорошо сортированных тонкозернистых песчаников и алевролитов. Для тонкозернистых пород характерно наличие кластогенных оолитов. Состав обломочного материала такой же, как в подстилающих корвунчанскую серию толщах. Характерно, что в одной гранулометрической фракции присутствуют остроугольные, угловатые и хорошо окатанные зерна кварца, микрокварцитов, калиевых полевых шпатов. Некоторые горизонты озерных отложений обогащены сидеромелановой кластикой. Размер частиц стекла значительно (в 2—3 раза) превышает размеры обломочных зерен. По характеру обработки этот материал независимо от минерального состава четко разделяется на две части: хорошо окатанные и остроугольные, изометричные обломки. Стекло плотное, реже сильнопористое, частицы остроугольные, часто вытянутые. Базальтовая кластика отсутствует.

Отмеченные выше особенности структуры терригенного материала и соотношение его с ювенильной гиалокластикой позволяют предположить два источника поступления обломочного материала в озерные отложе-

ния: в результате размыва выступов подстилающих пород и выбросов большого количества ксеногенного материала при фреатомагматических извержениях. В первом случае материал содержит значительное количество сглаженных и окатанных обломков, а во втором — главная масса остроугольного обломочного материала представляет ксеногенную брекчию и тефру. Ювенильная тефра состоит только из продуктов закала магматического расплава — сидеромеланового стекла.

Особенности состава и распределения вулканокластики разного состава в тефрогенной толще корвунчанской серии позволяют считать, что вулканические извержения при образовании трубок взрыва были многократными. Отложения разных этапов извержения отличаются по соотношению ксеногенного и ювенильного материалов, а в составе последнего — по соотношению гиало- и литокластики. В обобщенном виде характер взаимоотношения стратифицированных отложений туфовой толщи и трубок взрыва показан на фиг. 6.

* * *

Проведенные исследования показали, что в составе отложений корвунчанской свиты, в ювенильной части вулканокластики большую роль играет базальтовая гиалокластика, первичный состав которой был близким с сидеромелановой кластикой, образующейся в результате закала слабо раскристаллизованного расплава. Известно, что большое количество закалочных сидеромелановых стекол образуется при извержении жидких базальтовых расплавов и взаимодействии их с поверхностной или подземной водой.

Состав эруптивной брекчи, а также состав и характер взаимоотношения тефры с осадочными компонентами отложений определенно указывают на фреатомагматический характер извержений при образовании трубок взрыва. На заключительных этапах извержения происходили, возможно, в водной обстановке, в озерах, и были сходны с гидроэксплозиями. Тонкозернистая, часто вспученная сидеромелановая кластика — это характерный и основной компонент современных подводных (и подледных) извержений базальтов в Исландии. В древних отложениях сидеромелановая гиалокластика такого же происхождения известна в Антарктиде, на Гавайских островах и в Британской Колумбии. Неперетлаженная сидеромелановая тефра без примеси базальтового, раскристаллизованного материала в озерных отложениях корвунчанской серии является убедительным свидетельством гидроэксплозивного характера происходивших извержений.

Обнаруженные характерные структурные особенности вулканокластического материала, заполняющего трубки взрыва, рассматриваются как эруптивные окатыши и зоны эруптивной милонитизации. Образование эруптивных окатышей и тонкораздробленного материала, сконцентрировавшегося в определенных зонах, связывается с многократной паровой продувкой, перемешиванием и перетираньем раздробленного материала в жерле. В составе тефры эруптивные окатыши тоже встречаются и наиболее определенно здесь распознаются окатыши базальтового состава. Зоны милонитизации, характерные для отложений эруптивных брекчий, в тефре не обнаружены. Они разрушаются при извержениях и переносе выброшенного материала по воздуху. Окатыши лапиллиевой и более мелкой размерностей состоят из ювенильного и ксеногенного материала.

Эруптивные окатыши рассматриваются как определенный поисковый признак, который может помочь выявить местоположение не выведенных на поверхность трубок взрыва. Появление в исследуемой породе наряду с эруптивными окатышами зон дробления и концентрации тонкозернистого материала следует рассматривать как определенное указание на расположение исследуемых отложений в пределах трубки взрыва. Эти особенности пород могут применяться для поиска трубок взрыва в закрытых, плохо обнаженных районах.

Образование трубок взрыва и прилегающих к ним вулканических, в основном тефровых, отложений происходило одновременно, во время формирования туфовой толщи корвунчанской серии. Значительная мощность тефровых отложений, прилегающих к трубке взрыва, хорошо выражена в них слоистость, обусловленная чередованием пород разного петрографического и гранулометрического состава, указывают (на примере Капаевского месторождения) на многоактный характер извержений.

Исследование тефрогенных отложений корвунчанской серии имеет большое значение для выявления условий образования и особенностей петрофонда вулканогенно-осадочных формаций, формировавшихся синхронно с извержениями базальтов.

Литература

1. Белозеров Б. П., Садовников Г. Н. Стратиграфия корвунчанской серии в бассейне нижнего течения р. Нижней Тунгуски.— Тр. ВАГТ, 1968, вып. 8, с. 24—42.
2. Боручинкина А. А., Кичкина С. С., Григорьев В. В. Стратиграфия вулканогенных отложений центральной части Тунгусской синеклизы.— Тр. Том. ун-та, 1974, т. 232, с. 74—79.
3. Вишневецкий В. А., Орлов Ю. С. Некоторые черты вулканизма юго-восточной части Сибирской трапповой провинции.— Геология и геофизика, 1977, № 4, с. 140—144.
4. Вишневецкий В. А., Орлов Ю. С. О стратификации туфогенной толщи юго-восточной части Сибирской трапповой провинции.— Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 1977, № 2, с. 115—117.
5. Галушко Я. А., Петров В. П., Скундин В. С. О стратификации вулканогенной толщи Тунгусской синеклизы.— В кн.: Проблемы геологии нефти. Вып. 2. М.: Недра, 1971, с. 175—193.
6. Гептнер А. Р. Палагонит и процесс палагонитизации.— Литология и полез. ископаемые, 1977, № 5, с. 113—130.
7. Гептнер А. Р. Характерные черты некоторых генетических типов континентальных отложений вулканических областей.— Тр. ГИН, 1980, вып. 350, с. 94—122.
8. Гептнер А. Р., Селезнева М. А., Селов С. Б., Лискун Н. Г. Условия образования и начальные стадии изменения базальтового стекла.— Литология и полез. ископаемые, 1984, № 4, с. 44—62.
9. Дмитриев Ю. И. Вулканические бомбы в туфах формации сибирских траппов.— Тр. лаб. палеовулканологии, 1963, вып. 1, с. 195—206.
10. Дмитриев Ю. И. Мезозойский трапповый вулканизм в центре и на периферии Тунгусской синеклизы.— Изд-во АН СССР. Сер. геол., 1973, № 10, с. 58—67.
11. Домышев В. Г. Пирокластические толщи, трапповый вулканизм и тектоника юго-востока Тунгусской синеклизы. Новосибирск: Наука, 1974. 119 с.
12. Доренский М. М. Вулканические трубки Сибирской платформы.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1976, № 4, с. 44—47.
13. Карпов Г. П. Древние вулканы Сибирской платформы.— В кн.: Минералы и горные породы Красноярского края, Красноярск: Кн. изд-во, 1977, № 4, с. 68—74.
14. Крюков А. В. Трубки взрыва западной части Сибирской платформы.— В кн.: Проблемы палеовулканизма Средней Сибири. Красноярск: Кн. изд-во, 1970, с. 111—113.
15. Лебедев А. П. Трапповая формация центральной части Тунгусского бассейна.— Тр. ГИН. Петрогр. сер., 1955, вып. 161. 198 с.
16. Леднева В. П., Лурье М. Л. Некоторые особенности триасового вулканизма Тунгусской синеклизы.— В кн.: Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза. Л.: Наука, 1974, с. 52—57.
17. Лурье М. М., Обручев С. В. Основные черты эффузивного вулканизма трапповой формации Сибирской платформы.— Материалы по геологии Сибирской платформы.— Нов. сер., 1955, вып. 7, с. 159—206.
18. Малеев Е. Ф. Критерии диагностики фаций и генетических типов вулканитов. М.: Наука, 1975. 256 с.
19. Малеев Е. В. Закономерности формирования вулканогенно-осадочного материала. М.: Недра, 1982. 152 с.
20. Масайтис В. Л. Краткий очерк магматизма.— В кн.: Минерагеня Сибирской платформы. М.: Недра, 1970, с. 42—62.
21. Масайтис В. Л. Пермский и триасовый вулканизм Сибири: проблемы динамических реконструкций.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1983, ч. СХІІ, вып. 4, с. 412—425.
22. Мусатов Д. И., Карпов Г. П., Кутумов Ю. Д. О вулканических центрах в среднем течении р. Подкаменной Тунгуски и происхождении туфогенной серии нижнего триаса.— В кн.: Продукты эксплозивного вулканизма в осадочных толщах Сибири. Тр. СНИИГГИМС, 1969, с. 143—148.
23. Немененок Т. И. Эксплозивные брекчи в связи с поисками рудоносных интрузий в Норильском районе.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Норильского района (Тр. III конф. норильских геологов). Норильск, 1971, с. 132—133.
24. Орлова Э. Ф., Садовников Г. Н. Стратиграфия верхнепермских и триасовых отложений юго-восточной части Тунгусской синеклизы.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, с. 125—133.

25. *Оффман П. Е.* Тектоника и вулканические трубки центральной части Сибирской платформы.— В кн.: Тектоника СССР. Т. IV. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 5—344.
26. *Садовников Г. Н.* Корреляция и возраст вулканогенных образований Тунгусского бассейна, Северного Прианбарья и Таймыра.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 9, с. 49—63.
27. *Страхов Л. Г.* Рудоносные вулканические аппараты юга Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1978. 117 с.
28. *Феоктистов Г. Д.* Проблемы траппового магматизма юга Сибирской платформы.— В кн.: Геология и полезные ископаемые юга Восточной Сибири. Иркутск: Недра, 1974, с. 25—27.
29. *Феоктистов Г. Д.* Петрология и условия формирования трапповых силлов. Новосибирск: Наука, 1978. 166 с.
30. *Феоктистов Г. Д.* Петрология и условия формирования долеритовых силлов: Автореф. докт. дис. Иркутск: Иркутский госун-т, 1983. 34 с.
31. *Фон-дер-Флаас Г. С.* Структура Нерюндинского и Капаевского месторождений магнетита.— Геология и геофизика, 1977, № 6, с. 63—69.
32. *Kristmannsdottir H.* Hydrothermal Alteration of basaltic rocks in Icelandic geothermal areas.— Proc. Second U. N. Symp. on Development and Use of Geothermal Resources, 1975, p. 441—445.
33. *Noe-Nygaard A.* Sub-glacial volcanic activity in ancient and recent times.— Folia Geogr. Danica, 1940, t. 1, № 2 p. 67.
34. *Peacock M. A.* The petrology of Iceland (Tyrrell and Peacock). Pt. 1.— Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 1926, v. 5, p. 51—76.
35. *Schmincke H. U.* Phreatomagnatische Phasen in quartären Vulkanen der Ostseifel.— Geol. Jahrb., 1977, H. 39, S. 3—45.
36. *Fuller E.* Concerning basaltic glass.— Amer. Mineralogist, 1932, v. 17, № 3, p. 104—107.

Геологический ин-т АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
26.VIII.1985

Иркутский государственный
университет

УДК 552.51(470.6)

**НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ВТОРИЧНОЙ
ПОРИСТОСТИ В ПЕСЧАНО-АЛЕВРИТОВЫХ ПОРОДАХ
МЕЗОЗОЯ ЗАПАДНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ**

ПЕТРОВА Р. Н., ДЕМЕНТЬЕВА О. Ф., КОРНЕВ А. Г.

Рассмотрены литологические особенности песчано-алевритовых пород мезозоя Западного Предкавказья. Описывается зональность распределения аутигенных минералов и коллекторских свойств в песчано-алевритовых пластах, а также зависимость ее от мощности пластов. Определена вторичная природа порового пространства терригенных пород и возможные пути его формирования.

В настоящее время существование вторичной пористости терригенных пород доказано многими исследованиями и может считаться твердо установленным. Под нею обычно понимается пористость, которая образуется на стадии катагенеза пород вследствие выщелачивания, метасоматоза и минеральных новообразований. Однако в представлениях о закономерностях ее формирования, размещения, процессах перераспределения вещества и управляющих ими факторах мнения исследователей расходятся.

Впервые на возможность растворения карбонатных цементов песчано-алевритовых пород в присутствии углекислоты на любых глубинах указала А. В. Хмелевская в 1948 г. (ВНИГРИ).

В работе С. С. Савкевича [11] показана возможность образования вторичных коллекторов в результате растворения карбонатных цементов и оценены масштабы этого явления.

Улучшение коллекторских свойств терригенных пород в пределах залежей и поблизости от них, растворение карбонатных цементов и коррозия обломочных зерен отмечены в работах [18, 19]. Растворение кальцитового цемента авторы связывают с процессами окисления нефти, приводящими к обогащению пластовых вод сероводородом и углекислотой.

Сходной точки зрения придерживается Р. С. Сахибгареев [12], однако он считает, что процессы формирования зон разуплотнения протекают в зонах водонефтяных контактов в результате неполного окисления нефтей.

Исследуя породы-коллекторы на больших глубинах, Б. К. Прошляков [9] установил широкое распространение здесь вторичных трещинных и гранулярных коллекторов и выделил интервалы повышения пористости (1500—2000 и 4900—5500 м). Важен его вывод о неоднократном изменении устойчивости породообразующих минералов в процессе погружения толщ на большие глубины.

О широком распространении вторичных коллекторов говорится в работе [8]. Н. А. Минский считает, что на глубине 1—2 км кальцит и монтмориллонит неустойчивы. На этих глубинах значение рН поровых растворов достигает величин, достаточных для протекания реакций растворения кальцита и превращения монтмориллонита в гидрослюда. По мнению Н. А. Минского, большинство коллекторов на глубинах 1—2 км вторичны.

В работе [6] показано, что коллекторы на глубине формируются под влиянием двух противоположно направленных процессов — стадийных изменений пород, приводящих к фоновому ухудшению коллекторских свойств, и процессов, названных ими наложено-эпигенетическими, приводящих к образованию в песчаных пластах участков с улучшенными и ухудшенными коллекторскими свойствами. Наложено-эпигенетиче-

ские процессы связываются с внедрением агрессивных растворов, главным образом из нижних горизонтов платформенного чехла их фундамента.

Такие исследователи, как В. Н. Флоровская, М. В. Багдасарова [14], М. В. Багдасарова, В. А. Кривошея, В. М. Тесленко-Пономаренко [2], связывают образование вторичной емкости карбонатных и терригенных коллекторов с интенсивностью протекания современных геодинамических процессов и поступления в сформировавшиеся зоны трещиноватости агрессивных гидротермальных растворов, взаимодействующих с вмещающими породами.

Примерно сходной точки зрения на процессы формирования вторичной емкости пород придерживается Б. И. Маевский с сотрудниками [7]. По их мнению, в составе эндогенных флюидов присутствуют агрессивные компоненты (CO_2 , HCl , HF и др.), которые под большим давлением внедряются в породы, образуя в них вторичные полости механическим (гидроэрозией) и физико-химическим (выщелачивание и замещение) путями.

По мнению В. Шмидта и др. [20, 21] на многих нефтяных и газовых месторождениях Канады, где песчаные коллекторы находились на большой глубине в течение длительного времени, вторичная пористость является преобладающим или единственным типом эффективной пористости. Возникновение ее связывают с процессами выщелачивания карбонатных и сульфатных цементов. По их представлениям вторичная пористость совпадает с первичной только в тех редких случаях, когда скелет породы остается геометрически неизменным после цементации, а последующее растворение затрагивает лишь цемент.

Таким образом, разнообразие точек зрения на процессы эволюции коллекторов свидетельствует о том, что эта проблема еще далека от окончательного решения.

В свете сказанного вполне определенный интерес могут представить материалы по вторичным коллекторам, которые были собраны авторами в процессе исследований петрографии и коллекторских свойств продуктивных отложений мезозоя Западного Предкавказья.

Западное Предкавказье.— одна из старейших и хорошо изученных нефтегазоносных областей Советского Союза. Основные структурные элементы, выделяемые в ее пределах (по Ф. К. Байдову [3] и др.), приведены на фиг. 1.

Мезозойская группа на этой территории представлена отложениями триасовой, юрской и меловой систем, которые участвуют в строении разных структурных элементов региона и вскрываются скважинами на глубинах от 1000 до 6000 м и более [5].

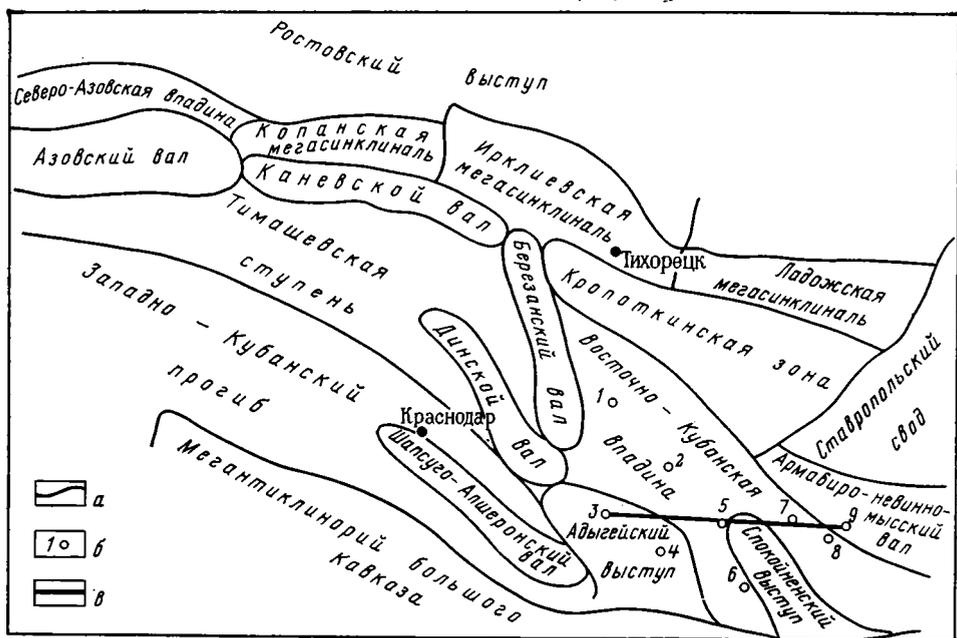
Основные продуктивные горизонты в юре связаны с песчано-алевроитовыми породами плинсбаха, байоса — бата, нижнего — среднего келловея и в нижнем меле — с породами готерива, баррема, нижнего и среднего апта и нижнего альба.

Отложения плинсбахского яруса представлены в основном песчаниками с подчиненными прослоями аргиллитов и вскрыты на полную мощность вдоль северо-восточного борта Восточно-Кубанской впадины (ВКВ), в северо-западном ее замыкании и на Адыгейском выступе. Они трансгрессивно залегают на древних разновозрастных образованиях и почти повсеместно перекрываются осадками тоарского яруса и лишь в прибортовых частях ВКВ — отложениями нижнего мела (см. фиг. 2).

Глубины залегания на Адыгейском выступе составляют 1000—3900 м, в пределах ВКВ изменяются от 4450 (северо-западное замыкание впадины) до 2800 м (северо-восточный борт), уменьшаясь до 800 м в юго-восточном направлении.

Мощность отложений плинсбаха колеблется от первых десятков до 250 м, причем более 50% ее приходится на песчано-алевроитовые пласты. Мощность пластов-коллекторов изменяется от 1 до 150 м.

Песчаники и алевролиты в основном мономинеральные кварцевые, подчиненное значение имеют олигомиктовые и мезомиктовые разновидности.



Фиг. 1. Схема тектонического районирования Западного Предкавказья
 а — границы тектонических элементов; б — разведочные площадки и месторождения: 1 — Юбилейная, 2 — Кошехабльская, 3 — Майкопская, 4 — Кужорская, 5 — Лабинская, 6 — Кузнецовская, 7 — Южно-Советская, 8 — Трехсельская, 9 — Успенская; в — линия профиля

Цементы, составляющие от 5 до 35% породы, глинистые, карбонатные или глинистые и карбонатные. Тип цемента контактный, неравномерно-поровый, поровый, неравномерно-базальный, отмечается цементация уплотнения.

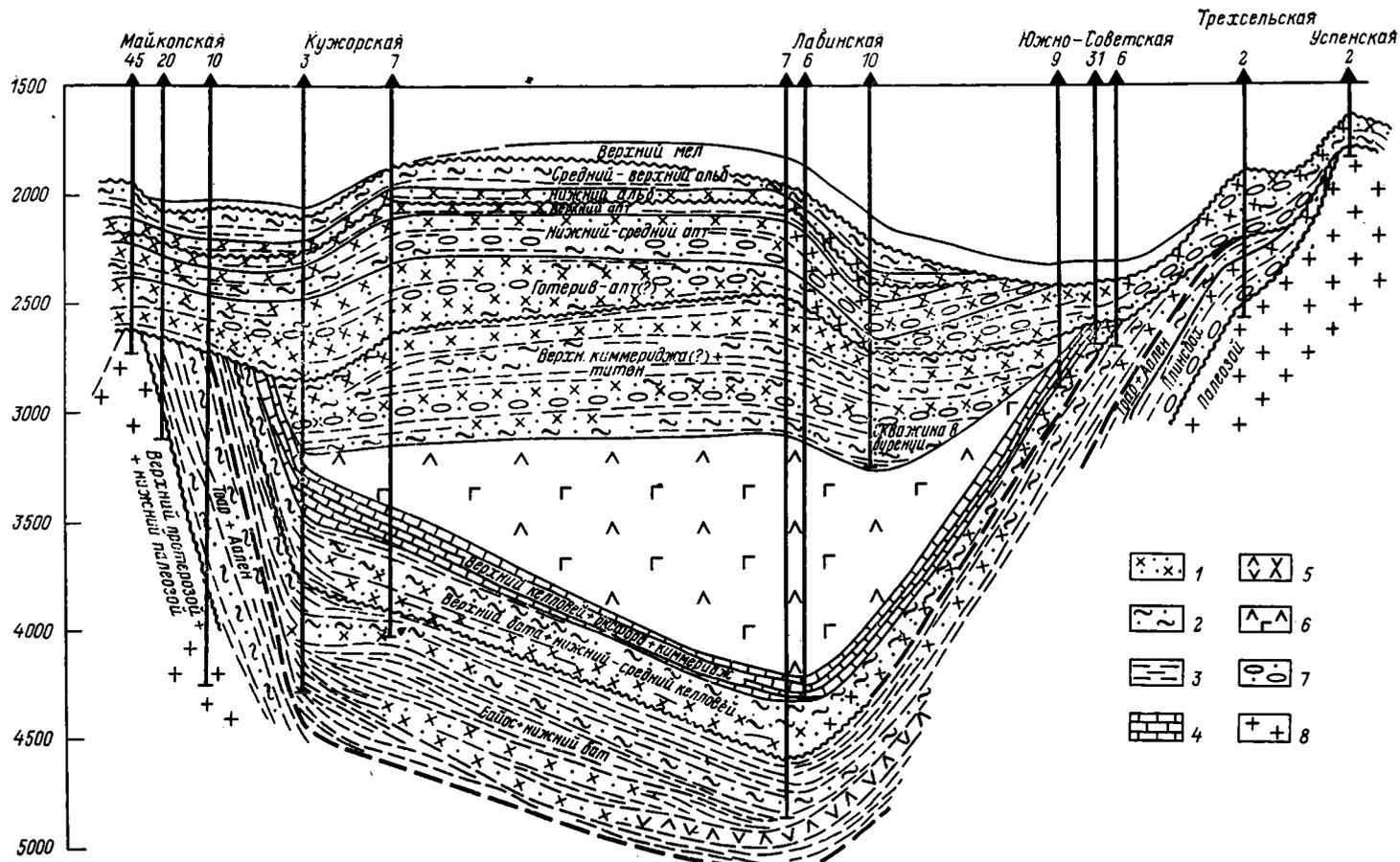
Показатель отражения витринита, заключенного в терригенных породах [1], колеблется от 82 до 93 (R_a , %), что соответствует палеотемпературам 155—200° С.

В песчано-алевритовых породах плинсбаха широко развита аутигенная минерализация. Детальное изучение взаимоотношений вторичных минералов позволило выделить последовательность их образования. Диагенетическая минеральная ассоциация представлена кальцитом, сидеритом, пиритом, смешанослойными минералами ряда гидрослюда — монтмориллонит. Входящие в эту ассоциацию карбонаты характеризуются тонкозернистым строением и пятнисто распределены в поровом пространстве. Смешанослойные минералы ряда гидрослюда — монтмориллонит представлены изометрично-пластинчатыми частицами, по периферическим частям которых наблюдается рост удлиненно-пластинчатых гидрослюдов. Сульфиды развиваются по растительным остаткам.

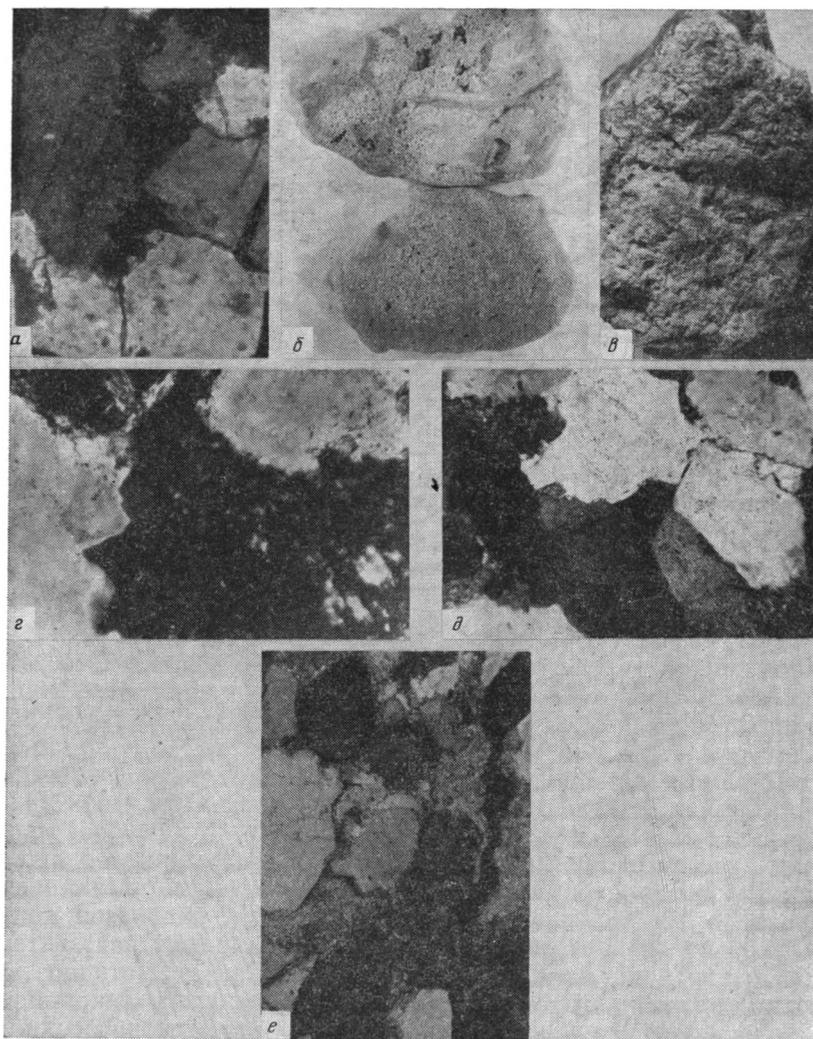
Главными факторами образования перечисленных минералов служили окисление погребенной в осадках органики, редукция среды и химическая неравносность минеральных компонентов осадка, неминеральных веществ и водных растворов [13]. Ассоциация минералов характеризует вариацию условий от восстановительных (сульфиды, сидерит) до близких к нейтральным, а среду минералообразования как слабощелочную.

Катагенетическая ассоциация минералов включает кварц, каолинит, диксит, кальцит, гидрослюду, хлорит, титанистые минералы, продукты изменения биотита, пирит [10].

Процессы новообразования кварца выражены в регенерации его зерен. Регенерационные каемки отмечаются примерно на 20% кварцевых зерен. Некоторые зерна охвачены каймой полностью, однако на большинстве из них она фиксируется лишь на отдельных участках (см.



Фиг. 2. Схематический геолого-литологический разрез мезозоя вкрест простирания Восточно-Кубанской впадины (составлен Б. М. Никифоровым, ВНИПИтермнефть, 1974 г.)
 1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — аргиллиты; 4 — известняки; 5 — эффузивные породы; 6 — гипсы, ангидриты; 7 — гравелиты; 8 — гранитоиды



Фиг. 3. Вторичные поры (свободные или заполненные аутигенными минералами в песчаниках юры и нижнего мела)

а — свободная пора (черное) в песчанике, увел. 100, николи скрещены (Северо-Ладожская площадь, скв. 4, интервал 3295—3302 м, нижний мел); *б, в* — вторичные поры и каверны в песчанике, натур. вел. (*б* — Кущевская площадь, скв. 40, интервал 1464—1466 м; *в* — Тульская площадь, скв. 30, интервал 1385—1395 м, нижний мел); *г* — вторичная пора, заполненная аутигенным каолинитом, увел. 320, николи скрещены (Казанская площадь, скв. 2, интервал 4154—4154,5 м, плинсбах); *д* — вторичные поры, заполненные гидрослюдисто-хлоритовыми минералами, увел. 400, николи скрещены (Юбилейная площадь, скв. 7, интервал 4369—4371 м, верхняя юра); *е* — олигомиктовый песчаник с гидрослюдистым цементом, увел. 235 (Юбилейная площадь, скв. 7, интервал 3698—3702 м, нижний мел)

фиг. 3, д). Большинство зерен характеризуется гладким контактом каймы и охватываемого ею кварцевого зерна за счет того, что регенерационная кайма образовалась на окатанной поверхности зерна, еще не подверженной процессам растворения. Степень коррозии участков зерна, не охваченных каймой и внешней поверхности каймы, одинакова (см. фиг. 3, д). Зафиксированы также зерна, у которых кайма фиксируется на уже корродированной поверхности обломочного зерна. Следовательно, новообразования кварца формируются в несколько стадий, прерывающихся фазами коррозии. Аутигенный кварц распределен примерно равномерно по всему сечению пластов.

Каолинит и диксит количественно мало уступают кварцу и в морфологическом отношении неоднородны. Эти минералы либо замещают обломочные зерна полевых шпатов (пелитизация основного плагиоклаза), либо образуют скопления и микродрузы в коррозионных пустотах (см. фиг. 3, г, д), либо располагаются внутри регенерационных каемок кварца вдоль их границы с обломочным или ранним вторичным кварцем. Изредка наблюдаются включения каолинита в регенерационные каемки более позднего кварца. В большинстве случаев каолинит и диксит характеризуются высокой степенью кристалличности и крупными размерами кристаллов псевдогексагональной формы.

С описанной группой минералов тесно связано разрушение ранних цветных и глинистых минералов, а также коррозия обломочных зерен. В одних случаях все ранние диагенетические минералы полностью удалены из породы, в других — сохраняются в виде реликтов и псевдоморфоз. Иногда наблюдается лишь коррозия зерен кварца и полевых шпатов, в результате последние приобретают неправильно-извилистые очертания с «заливами», бухточками, узкими впадинами.

Этим процессам всегда сопутствует рост существующих и образование новых пор (см. фиг. 3, а). Под микроскопом такие поры выявляются без особых затруднений. Размеры их зачастую больше (иногда в десятки раз) размеров окружающих обломочных зерен и достигают 2 мм и более. Поровое пространство приобретает сложное и неоднородное строение. Межзерновые поры, размеры которых меньше окружающих их обломочных зерен, тоже отличаются усложнениями контуров обломочных зерен и сложным пространственным распределением реликтов цемента.

Выщелачивание приводит не только к увеличению объема порового пространства, но и к существенному улучшению его связности. Вторичные поры соединены между собой капиллярными и субкапиллярными поровыми каналами. В шлифах контуры последних извилистые, а сечение незакономерно меняется. В расширениях поровые каналы достигают десятых долей миллиметра, а в узких местах не превышают первых сотых долей миллиметра (см. фиг. 3, а, в).

Кальцит более поздней генерации в большом количестве присутствует в цементе песчано-алевритовых пород. Часто наблюдаются крупные кристаллы кальцита, полностью включающие обломочные зерна, с образованием пойкилитовой структуры. Нередко кальцитом частично или полностью замещаются обломочные зерна кварца, на которых фиксируются хорошо выраженные коррозионные формы. Иногда отмечаются обратные соотношения, когда более поздний кремнезем замещает ранее образовавшийся кальцит. Поэтому можно считать, что кварц и кальцит находятся в обратных реакционных соотношениях. Кальцит замещает также полевые шпаты, преимущественно калиевые и глинистые минералы цемента.

Гидрослюдизация (см. фиг. 3, е) получает выражение в образовании гидромусковита и гидробиотита. Новообразования их фиксируются на зернах полевых шпатов, обломках эффузивных пород. Морфологически аутигенная гидрослюда представляет собой удлиненно-призматические кристаллы различных модификаций — от гидромусковита до серицита.

Соизмерима с активностью гидрослюдизации и хлоритизация. Часть хлорита отмечается по краям обломочных зерен кварца, эффузивных

пород, а также по глинистому цементу. Хлорит замещает биотит и развивается по аутигенной гидрослюде и каолиниту.

Титанистые минералы широко распространены в песчано-алевритовых породах и представлены бесформенными выделениями лейкоксена, кристаллами анатаза, брукита, рутила. Пирит развивается по аутигенным минералам, в том числе по кальциту более поздней генерации.

Кальцитизация, гидрослюдизация и хлоритизация сопровождаются сокращением объема порового пространства. Относительно крупные поры, если и сохраняются, то лишь в единичных случаях. Они, как правило, тупиковые или замкнутые. Основу коллектора составляют субкапиллярные поры, связанные субкапиллярными же поровыми каналами в цементирующей породе тонкодисперсной минеральной массе. Это резко ухудшает качество коллекторов, так как физически связанная (пленочная) вода и другие пластовые флюиды, сорбирующиеся на минералах, сокращают просветность поровых каналов. Вследствие поверхностного натяжения на границах нефть — вода и вода — газ происходит блокирование проницаемости.

Коллекторские свойства песчано-алевритовых пород плинсбахского яруса определяются взаимодействием процессов растворения цементов и обломочных зерен и аутигенного минералообразования. Интенсивность этих процессов связана с мощностью песчано-алевритовых пластов и с расстоянием исследуемого интервала от вмещающих глин. Эти же факторы контролируют и коллекторские свойства.

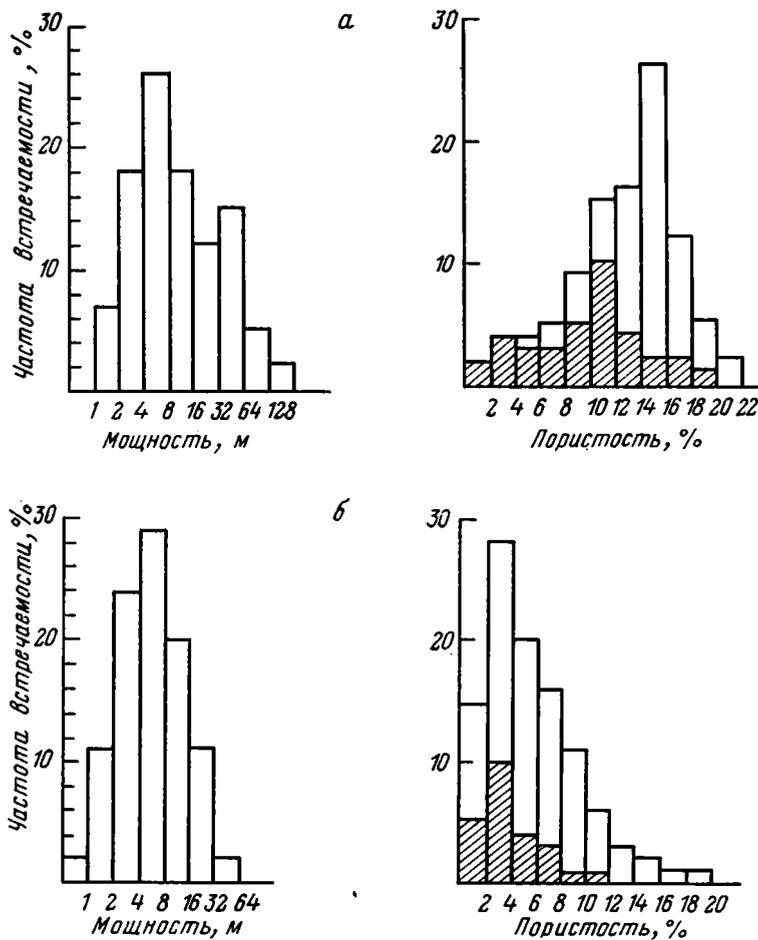
По мощности песчано-алевритовых пласты с известной условностью можно разделить на две группы: с мощностью до 8 и с мощностью более 8 м (см. фиг. 4, а). В тонких пластах и в приконтактных с глинами частях мощных пластов преобладают процессы карбонатизации, гидрослюдизации и хлоритизации (таблица). Здесь присутствуют коллекторы V—VI классов [15]. С удалением от кровли и подошвы пластов все большее развитие получают процессы вторичного порообразования. Преобладают коллекторы III—IV классов. Из аутигенных минералов здесь присутствуют кварц в виде регенерационных кайм и каолинит. Степень огранки последнего улучшается, а количество уменьшается по мере приближения к центральному частям пластов. В центральных частях мощных пластов развиты коллекторы I—II классов. Аутигенные минералы практически отсутствуют и наиболее широко развиты вторичные поры.

Тонкие и мощные пласты четко различаются и по коллекторским свойствам. Пористость пластов первой группы меняется от 2 до 16%, не превышая в большинстве случаев первых единиц процентов, проницаемость от 0 до 100 мД, составляя в основном сотые и десятые доли миллидарси. Для пластов второй группы пористость меняется от 4 до 22%, в большинстве составляя 12—18%, проницаемость — от 0,3 до 1000 мД и более, составляя в большинстве случаев десятки и первые сотни миллидарси. Максимальные значения пористости и проницаемости, характеризующие по керновым данным около 10% всех коллекторов, соответствуют только центральному частям мощных пластов. С учетом коллекторских свойств маломощных и мощных пластов установлено, что в отложениях плинсбаха именно мощные пласты обеспечивают более 90% емкости промышленных коллекторов.

Таким образом, отложения плинсбаха не являются однородными по коллекторским свойствам. Они изменчивы по сечению пластов и от слоя к слою, однако в них преобладают коллекторы с промышленно значимыми свойствами как в залежах, так и за их пределами на всех охваченных изучением глубинах.

Отложения баоса — бата в пределах ВКВ распространены на меньшей площади, чем нижнеюрские, как следствие размыва во время нижнемеловой трансгрессии.

Глубины залегания кровли байоса — бата колеблются от 580 (северо-восточный борт ВКВ) до 5400 м (центральная часть ВКВ). Полная мощность отложений вдоль северо-восточного борта ВКВ изменяется от



Фиг. 4. Гистограммы распределения значений мощности и пористости пластов песчаников и алевролитов подсолевой юры Восточно-Кубанской впадины (а — нижняя юра, б — средняя и верхняя юра). Пористость маломощных пластов в отличие от мощных заштрихована

35 до 600 м, в южной части она равна 500 м. В центральной части и вдоль западного борта, где средняя юра стратиграфически несогласно перекрывается верхнеюрскими породами, вскрытая мощность составляет 200—620 м (см. фиг. 2).

В разрезе байоса — бата кроме аргиллитов принимают участие песчано-алевритовые и туфогенные породы, последние составляют от первых единиц до 50% от вскрытой мощности отложений байоса — бата, т. е. их суммарная мощность изменяется от первых десятков до 260 м. Пласты песчано-алевритовых пород маломощные (10—16 м), изредка достигают 50 м.

Песчаники и алевролиты в большинстве случаев олигомиктовые разномзернистые, нередко слюдистые, сцементированы глинистыми, карбонатными или глинистыми и карбонатными минералами. Тип цемента поровый, неравномерно-поровый, базальный, встречается цементация уплотнения.

Величина показателя отражений витринита, включенного в песчано-алевритовые породы, изменяется от 82 до 93 (R_a , %), что соответствует палеотемпературам 155—200°С [1].

Верхнеюрские отложения распространены в ВКВ, на Адыгейском выступе и в восточной части Западно-Кубанского прогиба (ЗКП). Они трансгрессивно залегают на подстилающих ниже- и среднеюрских по-

Класс коллектора	Строение порового пространства	Петрографическое описание	Пористость
I	Преобладают свободные поры выщелачивания. Редкие из них заполнены аутигенным каолинитом	Песчаники КРЗ, СРЗ, КРЗ-СРЗ, реже МКЗ; олигомиктовые	18÷25
II	Поры свободные и заполненные аутигенным каолинитом. Первые преобладают	Песчаники ГРЗ, КРЗ, СРЗ, КРЗ-СРЗ, реже МКЗ; мономинеральные и олигомиктовые	18÷35
III	Поры свободные и заполненные каолинитом, гидрослюдой и хлоритом	Песчаники ГРЗ, КРЗ, СРЗ, КРЗ-СРЗ, СРЗ-МКЗ, МКЗ и алевролиты; мономинеральные и олигомиктовые	15÷20
IV	Поры свободные и заполненные гидрослюдой, хлоритом, редко каолинитом	Песчаники КРЗ, СРЗ, КРЗ-СРЗ, СРЗ-МКЗ и алевролиты; мономинеральные и олигомиктовые	10÷14
V	Поры заполнены гидрослюдой, хлоритом, карбонатом. Свободные поры редки	Песчаники и алевролиты, песчаники КРЗ, СРЗ, МКЗ; олиго- и мезомиктовые	8÷10
VI	Поры заполнены карбонатом	Песчаники и алевролиты; олиго- и мезомиктовые	3÷8

родах и перекрываются различными комплексами нижнего мела (см. фиг. 2). Мощность изменяется от нескольких десятков метров до 2200 м.

Карбонатно-терригенная толща нижнего — среднего келловоя залегает на глубинах от 1000 до 5500 м. Представлена песчаниками и алевролитами с прослоями конгломератов, аргиллитов, а в верхней части — мергелей, изредка известняков. На западном борту ВКВ ее мощность изменяется от 167 до 780 м при мощности песчано-алевритовых пластов 50—80 м, в центральной части ВКВ — от 80 до 640 м, мощность алевритовых и песчаных пластов достигает 125 м. Вдоль северо-восточного борта ВКВ мощность нижнего — среднего келловоя составляет 30—120 м, содержание песчано-алевритовых пород 50—60% от мощности толщи.

Песчано-алевритовые породы представлены мономинеральными и олигомиктовыми разностями. Мономинеральные разности в основном представлены крупно- и среднезернистыми песчаниками и наиболее широко распространены на западном борту ВКВ, олигомиктовые — алевролитами и мелкозернистыми песчаниками и распространены преимущественно на Адыгейском выступе. Цемент по составу глинистый, глинисто-карбонатный и карбонатный. По типу цемент поровый, неравномерно-поровый, базальный, в микроучастках отмечена цементация уплотнения.

Величины показателя отражений витринита, присутствующего в виде включений в песчано-алевритовых породах, соответствуют таковым в средней юре [1].

В песчано-алевритовых породах средней и верхней юры фиксируются те же аутигенные преобразования, что и в нижнеюрских — растворе-

Проницаемость		Глинистость	Карбонатность	Вторичные преобразования	Возраст пород
%					
1000 3500		0÷1	0	Выщелачивание; образование вторичных пор (0,1÷1,0 мм)	Нижний мел, нижняя юра
500 1000		1÷5	0÷1	Выщелачивание, образование вторичных пор и каверн (0,1÷3 мм); каолинит, диксит (1÷3%)	То же
100 500		5÷10	0÷5	Образование вторичных пор и каверн (15÷20%), структуры уплотнения (5%); каолинит, диксит (15÷20%)	Нижний мел, верхняя, средняя, нижняя юра
10 100		10÷18	0÷10	Выщелачивание и образование вторичных пор и каверн; уплотнение обломочных зерен; каолинит (15%)	То же
1÷10		18÷25	10÷15	Уплотнение обломочных зерен (15÷20%); каолинит, гидрослюда, хлорит, кальцит (15÷20%)	»
0÷1		18÷30	30—30	Уплотнение обломочных зерен (15÷20); гидрослюда, хлорит	Нижний и верхний мел, нижняя юра

ние цементов и обломочных зерен, окварцевание, карбонатизация, каолинитизация, гидрослюдизация, хлоритизация.

Здесь также наблюдается приуроченность лучших коллекторов к наиболее мощным пластам и та же зональность распределения аутигенных минералов и коллекторских свойств по отношению к кровле и подошве песчано-алевритовых пластов.

Мощность песчано-алевритовых пластов средней и верхней юры изменяется от 1 до 33 м, в основном составляет 4—8 м. Пределы изменения пористости (0—20%) примерно такие же, как в отложениях плинсбахы. Однако преобладающие значения пористости лежат в интервале 2—4%. Проницаемость изменяется от 0 до 400 мД, для большинства образцов она не превышает 1 мД, и лишь 15% образцов характеризуются проницаемостью более 10 мД. Удовлетворительные коллекторы с пористостью более 7% (критическое значение пористости, принятое при разведке газовых залежей верхней и средней юры) отобраны из пластов с мощностью более 8 м. Однако в таких пластах до 70% образцов, отобранных из них, непроницаемы и имеют пористость менее 7%. Последнее отчасти может быть объяснено избирательностью выноса зерна. Высокие выносы, приближающиеся к 100%, характерны в основном для пластов мощностью менее 10 м. Для пластов мощностью более 20 м вынос зерна не превышает 20% и, очевидно, выносятся наиболее плотные разности.

Пространственные распределения аутигенных минералов и вторично-поровых коллекторов в отложениях средней и верхней юры, с одной стороны, и нижней юры — с другой, существенно отличаются друг от друга. Здесь в водонасыщенных породах отмечается явное преобладание

аутигенной минерализации над процессами растворения цементов и обломочных зерен и образования вторичной пористости. В них хотя и отмечаются четкие признаки процессов растворения, однако как конечный процесс литогенеза, в большинстве случаев фиксируются интенсивное минералоотложение и сокращение объема порового пространства вплоть до полного исчезновения эффективных коллекторов. Породы же, коллекторские свойства которых удовлетворяют промышленным требованиям, отмечаются в пределах залежей углеводородов (Кузнецовская, Кошехабльская, Юбилейная площади) или в непосредственной близости от них.

Подобное распределение эффективных коллекторов в пределах песчано-алевритовых пластов средней и верхней юры свидетельствует о том, что на этапе формирования залежей углеводородов безусловно происходили процессы широкого образования вторичной пористости. Но в последующем в породах ведущим фактором становится минералоотложение, и только в пределах залежей, где присутствие углеводородов затормозило литогенетические процессы, сохранилась та пористость, которая была в момент формирования залежи.

Нижнемеловые отложения развиты во всех тектонических зонах Западного Предкавказья [4]. Глубины их залегания изменяются от 1000—1500 м в северных районах Скифской плиты до 3000—3500 м в пределах ВКВ и Тимашевской ступени, достигая 4000 м и более в пределах ЗКП. Наиболее полно нижнемеловые отложения представлены на Адыгейском выступе. В других частях описываемой территории происходит выклинивание нижних частей разреза (см. фиг. 2).

Отложения готерива — баррема распространены в пределах Адыгейского выступа, залегают на образованиях различных отделов юры (мощность от 30 до 140 м) и представлены разномасштабными песчаниками, алевролитами с прослоями конгломератов, гравелитов и аргиллитов. Преобладают олигомиктовые средне- и мелкозернистые песчаники и алевролиты. Мономинеральные разности встречаются реже и представлены главным образом крупнозернистыми песчаниками. Мезомиктовые песчаники, редко алевролиты имеют подчиненное значение.

Отложения среднего — нижнего апта наращивают разрез нижнего мела в зоне развития отложений готерива — баррема, а за линией их выклинивания залегают на разновозрастных отложениях палеозоя и мезозоя. Мощность среднего — нижнего апта изменяется от 25 до 140 м.

Разрез его представлен чередованием песчаников, алевролитов с редкими прослоями конгломератов и гравелитов. Среди обломочных пород доминируют олигомиктовые разности, сцементированы глинистыми, карбонатными минералами. По типу цемент поровый, неравномерно-поровый, базальный.

Отложения верхнего апта развиты вдоль северо-восточного борта ВКВ и в Кавказско-Кропоткинской зоне поднятий, трансгрессивно залегают на разновозрастных породах палеозоя и мезозоя, а на остальной территории ВКВ наращивают разрез нижнего мела. Максимальная мощность верхнего апта до 140 м отмечается в восточной части ЗКП и на северо-восточном борту ВКВ. Разрез представлен песчаниками, алевролитами, аргиллитами, редкими прослоями гравелитов и конгломератов. Выделяются мономинеральные, олиго- и мезомиктовые песчано-алевритовые породы. В ряде случаев наблюдаются разности, обогащенные глауконитом (5—20%).

Нижнеальбские отложения распространены в Ейско-Березанском районе, Расшеватско-Кропоткинской зоне поднятий (северная зона) и на Адыгейском выступе, Беломечетской синклинали, южном борту ЗКП (южная зона).

Мощность отложений в северной зоне изменяется в небольших пределах, составляя в среднем 55 м. Здесь разрез сложен разномасштабными песчаниками, алевролитами с прослоями глин и аргиллитов. В основании в большинстве случаев залегают гравелиты. В Армавирском районе

в разрезе нижнего альба отмечаются вулканогенные породы. Максимальные (60—150 м) мощности песчано-алевритовых пород отмечены в южной и восточной частях региона. В центральной части ВКВ их мощность уменьшается до нуля в результате фациального замещения их глинистыми отложениями.

Песчано-алевритовые породы нижнего альба подразделяются на мономинеральные, олиго- и мезомиктовые разновидности.

Величина показателя отражения витринита, заключенного в песчано-алевритовых породах, варьирует в пределах 80—92 (Ra, ‰), что соответствует палеотемпературам 150—195°С [1].

Литолого-петрографическая характеристика коллекторов нижнего мела в целом сходна с таковой для коллекторов нижней юры. В дополнение к аутигенным минералам, зафиксированным в нижней юре, здесь распространены фосфаты, глауконит, и среди глинистых минералов — монтмориллонит.

Фосфаты имеют ограниченное развитие и встречаются преимущественно в субконтинентальных отложениях апта. Они образуют выделения неправильной формы буровато-желтого цвета.

Глауконит наиболее широко развит в альбских и в меньшей мере — аптских отложениях. Аутигенный глауконит морфологически тесно связан с присутствующими в этих же породах зернами аллотигенного глауконита.

В отложениях нижнего мела зональность аутигенной минерализации и коллекторских свойств по отношению к кровле и подошве песчано-алевритовых пластов выражена более четко, чем в отложениях нижней юры.

В центральных частях мощных пластов наиболее развиты процессы выщелачивания, размеры пор достигают 2 мм и более, пористость изменяется от 10 до 38%, проницаемость составляет сотни и первые тысячи миллидарси. К кровле и подошве мощных пластов резко увеличиваются процессы аутигенной минерализации и ухудшаются коллекторские свойства.

Таким образом, установлено, что в мезозойских отложениях Западного Предкавказья широко развиты процессы образования вторичных гранулярных коллекторов вследствие растворения цементов и обломочных зерен и процессы минералообразования, приводящие к ухудшению коллекторских свойств.

В их распространении устанавливается четкая зависимость от мощности пласта и расстояния до контакта с вмещающими глинистыми породами. Количественно эта зависимость меняется с изменением возраста пород, глубины залегания, гидродинамической замкнутости или открытости толщи, но в качественной форме она справедлива для всех изученных отложений.

По мнению авторов, описанные выше процессы образования вторично-поровых коллекторов наилучшим образом согласуются с механизмом катагенетических преобразований в элизионных осадочно-породных бассейнах, описанным В. Н. Холодовым и др. [16, 17]. По данным, приведенным в [16], основным поставщиком воды и растворенных в ней агрессивных агентов CO_2 , H_2S в пласты-коллекторы являются глинистые толщи. Процесс отжимания воды из глин начинается в диagenезе и, несколько затухая, продолжается при погружении осадочных толщ в зону катагенеза. Кроме того, усиление элизионного водообмена происходит на глубине 2—3 км в результате трансформации глинистых минералов (преобразования монтмориллонита в гидрослюда, каолинита в диккит, глауконита в хлорит и гидрослюда, железистых хлоритов в магнезиальные).

Определенное количество воды, порядка 12% от общей массы, составляет преобразование рассеянного органического вещества (РОВ). Система глина — песчаник на стадии катагенеза работает многоступенчато и водообмен в ней возобновляется многократно по мере погружения глинистых толщ в область повышенных давлений и температур.

Однако основное значение РОВ состоит в том, что в процессе его преобразований наряду с битумоидами генерируются основные агрессивные агенты CO_2 и H_2S , и поэтому оно играет основную энергетическую роль в процессе преобразования коллекторов.

Большое значение для формирования газоводных растворов, отжимаемых из глин, имеют рассеянные в них карбонаты. В достаточно проницаемых системах, где происходит быстрое снижение парциального давления генерируемых газов, основные количества CO_2 могут образоваться в результате гидролиза карбонатов.

Отжимающиеся из глин флюиды неравновесны по отношению к минералам, слагающим пласты-коллекторы. При высоких концентрациях CO_2 и других агентов происходит растворение цементов и обломочных зерен и значительно повышается пористость песчано-алевритовых пород.

При снижении концентрации CO_2 ниже определенного предела в водах, богатых растворенными бикарбонатами, во время их поступления в коллекторы происходит переход бикарбонатов в карбонаты, которые выпадают в осадок.

Таким образом, растворение обломочных зерен и цементов, ведущее к образованию вторично-поровых коллекторов, начинается еще на ранних стадиях формирования осадочных пород. К началу главной фазы нефтеобразования вторичные коллекторы приобретают широкое развитие. При переходе нефтематеринских глин в главную фазу нефтеобразования количество углекислоты резко сокращается, формируются залежи углеводородов, консервирующие коллекторы в продуктивных частях разреза. При переходе в главную фазу газообразования выделяются небольшие количества углекислоты, приводящие к образованию вторичных коллекторов в наиболее благоприятных интервалах разреза. На еще больших глубинах основным компонентом, выделяющимся из рассеянного органического вещества, снова становится углекислота и могут возобновиться процессы образования вторичной пористости.

Для Западного Предкавказья, где содержание $C_{\text{орг}}$ составляет 0,8%, количество образовавшейся в 1 м^3 углекислоты составляет примерно 10 кг. Не меньшее количество углекислоты образуется в результате гидролиза карбонатов. По приведенной оценке, количество поступившей в поровые воды углекислоты достаточно для интенсивного протекания процессов растворения и образования вторичного порового пространства.

Изложенный материал позволяет заключить, что наблюдаемые различия коллекторских свойств по разрезам и площади определяются геохимическими фациями отложений, составляющих осадочный комплекс, и характером переслаивания песчано-алевритовых и глинистых пород. Первые определяют интенсивность процессов минералообразования, вторые — гидродинамические условия и дискретность сред минералообразования.

Преобразование вещественного состава пород выразилось в двух существенно разных по влиянию на коллекторские свойства процессах. Один тип характеризуется преимущественным растворением кремнистых и других минералов, ростом объема порового пространства, другой — преобладанием процессов минералоотложения.

В пределах толщ определяющее влияние на направленность этих процессов оказывают гидродинамические условия.

Отмечается вертикальная неоднородность этих процессов в пределах песчано-алевритовых пластов.

Интенсивность вторичного порообразования контролируется мощностью песчано-алевритового пласта. Наилучшие коллекторские свойства характерны для наиболее мощных пластов. Растворение преобладает в центральных частях пластов, минералоотложение — в кровле и подошве. Это подтверждает выводы В. Н. Холодова о ведущей значимости элизионных процессов.

Литература

1. Аммосов И. И., Гречишников Н. П., Горшков В. И. и др. Палеогеотермия и нефтегазоносность. М.: Наука, 1982. 106 с.
2. Багдасарова М. В., Кривошея В. А., Тесленко-Пономаренко В. М. Особенности формирования пород-коллекторов впадин запада Русской платформы. Минск: Наука и техника, 1977. 89 с.
3. Байрак И. К., Байдов Ф. К., Свердлов Н. В. Состояние и перспективы поисков неантиклинальных залежей в меловых отложениях Предкавказья.— В кн.: Ловушки углеводородов неантиклинального типа. М.: ИГиРГИ, 1982, с. 96—104.
4. Деметьева О. Ф., Петрова Р. Н., Петренко В. И. Вторичные процессы в коллекторах газоконденсатных месторождений Западного Предкавказья.— Тр. ВНИИГазпром, 1976, вып. 11, с. 25—38.
5. Егоян В. Л. Основные черты тектонической зональности мелового комплекса Западного Предкавказья.— Докл. АН СССР, 1962, т. 146, № 1, с. 167—170.
6. Лебедев Б. А. Роль стадияльных и наложенных эпигенетических процессов в формировании коллекторских свойств песчаных пород.— Тр. ВНИГРИ, 1974, вып. 352, с. 15—26.
7. Маевский Б. И., Зацixa Б. В., Антонишин О. И. Влияние эндогенных процессов на коллекторские свойства пород в связи с поисками залежей нефти и газа на больших глубинах.— В кн.: Коллекторы нефти и газа на больших глубинах. М.: Наука, 1983, с. 102—103.
8. Минский Н. А. Формирование нефтеносных пород и миграции нефти. М.: Недра, 1975, 288 с.
9. Прошляков Б. К. Вторичные изменения терригенных пород-коллекторов нефти и газа. М.: Недра, 1974. 232 с.
10. Петрова Р. Н. Литология, постседиментационные преобразования и коллекторские свойства пород нижней и средней юры Восточно-Кубанской впадины: Автореф. канд. дис. Л.: ВНИГРИ, 1979. 26 с.
11. Савкевич С. С. О возможной связи вторичной пористости выщелачивания с главной фазой нефтеобразования.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 6, с. 70—73.
12. Сахибгареев Р. С. Модели разуплотнения коллекторов в процессе формирования залежей углеводородов и их поисковое значение на больших глубинах. М.: Наука, 1983, с. 129—130.
13. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 200 с.
14. Флоровская В. Н., Багдасарова М. В. Роль гидротермального процесса в формировании вторичной емкости коллекторов нефти и газа в связи с прогнозом залежей на больших глубинах.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1980, № 7, с. 42—53.
15. Ханин А. А. Основы учения о породах.— коллекторах нефти и газа. М.: Гостоптехиздат, 1963. 208 с.
16. Холодов В. Н. Новое в познании катагенеза. Сообщение 2. Элизийный катагенез.— Литология и полез. ископаемые, 1982, № 5, с. 15—32.
17. Холодов В. Н., Деметьева О. Ф., Петрова Р. Н. Проблема формирования вторичной пористости в песчаных коллекторах элизийных бассейнов.— В кн.: Коллекторы нефти и газа на больших глубинах. М.: Наука, 1983, с. 143—144.
18. Чепиков К. Р., Ермолова Е. П., Орлова Н. А. О коррозии кварцевых зерен в случаях возможного влияния нефти на коллекторские свойства песчаных пород.— Докл. АН СССР, 1961, т. 140, № 5, с. 1167—1170.
19. Чепиков К. Р., Ермолова Е. П., Орлова Н. А. и др. Постседиментационные преобразования пород-коллекторов. М.: Наука, 1972. 90 с.
20. Schmidt V., McDonald D. A., Platt R. L. Pore Geometri and reservoir aspects of Secondary porosity in sandstones.— Bull. Canad. Petrol. Geol., 1977, v. 25, № 2, p. 271—290.
21. Schmidt V., McDonald D. A. The role of secondary porosity in the course of sandstone diagenesis.— Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ., 1979, № 26, p. 175—207.

Научно-производственное
объединение «Союзтермнефть»,
Краснодар

Поступила в редакцию
23.VI.1983

УДК 553.31 : 551.49(574.11)

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ И ФОРМИРОВАНИЕ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД СЕВЕРНОГО ПРИАРАЛЯ

ЛИПАЕВА А. В., ПАВЛОВ Д. И.

На основе анализа палеотектонической, палеогеотермической и палеогидродинамической обстановок к началу времени рудообразования (олигоцен) делается попытка рассмотреть мощные существенно глинистые толщи юры и нижнего мела Челкарского прогиба в качестве источника катагенных железоносных растворов, обеспечивших формирование осадочного железоруднения региона. Разгрузка таких растворов была приурочена к глубокопроникающим региональным разломам, развитым в прибортовой части прогиба.

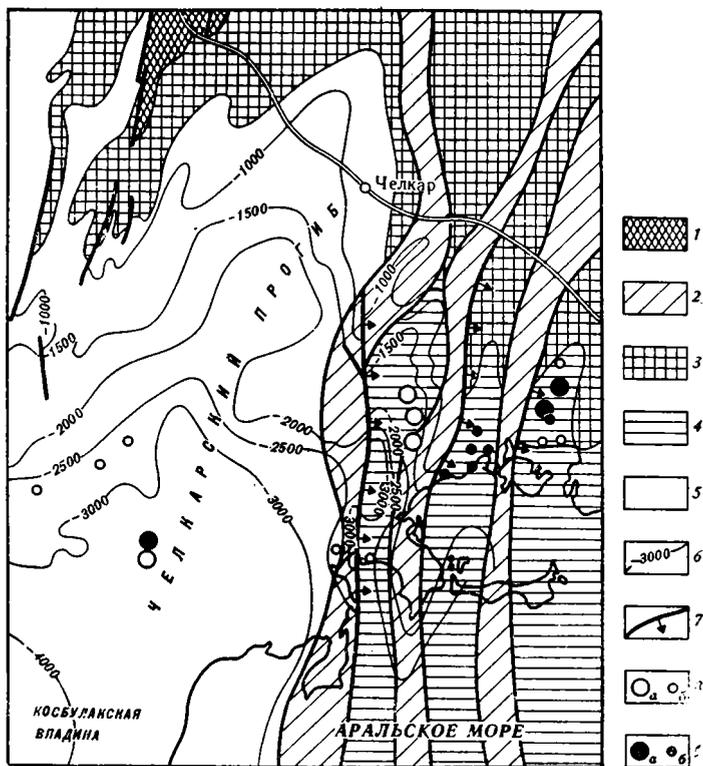
Со времени интенсивного изучения железорудных месторождений Северо-Западного Приаралья, итоги которого подведены в капитальной монографии Л. Н. Формозовой [18], прошло около трех десятилетий. С тех пор представления о геологическом строении этой территории, расположенной на северо-западе Туранской плиты, существенно расширились и углубились. Сейсморазведка и глубокое бурение позволили детально изучить структуру платформенного чехла; были открыты Базайское и Кызылойское газовые месторождения, что подтвердило потенциальную нефтегазоносность региона.

На новую ступень поднялись за это время и представления о нефтегазообразующих процессах. С начала 70-х годов получила развитие и широкое признание осадочно-миграционная теория происхождения нефти Н. Б. Вассовича. Одной из неоднократно геологически и экспериментально подтвержденных основ этой теории является положение о том, что в монтмориллонитовых глинах при их погружении на определенный глубинный уровень зоны катагенеза (главная зона нефтеобразования) формируются напорные термодегидратационные воды, способные к выносу из водогенерирующих толщ рассеянного органического вещества. В результате взаимодействия с вмещающими породами они часто становятся металлоносными [19].

Ранее на примере Ангаро-Питского бассейна были высказаны представления о роли таких вод в формировании осадочных руд железа [15]. Эти обстоятельства дают возможность рассмотреть генезис олигоценых железорудных месторождений Северо-Западного Приаралья с точки зрения палеогидрогеологической обстановки их формирования, в свою очередь прямо зависевшей от геотермического состояния к этому времени глубокозалегающих существенно глинистых толщ.

Железорудные месторождения Северо-Западного Приаралья представляют собой серии крупных пласто- и линзообразных рудных тел с относительно спокойным, близким к горизонтальному, залеганием. Руды представлены оолитовыми, бобово-оолитовыми, конгломератовыми и мелкогалечниковыми разностями. По минеральному составу выделяются гидрогётитовые и хлорит-сидеритовые руды. Хлоритовые и сидеритовые разности залегают обычно в глубоких частях залежей, в зоне окисления сменяясь гидрогётитовыми. В зонах выклинивания и прибортовых частях месторождений Талды-Эспе и Кутан-Булак отмечены полосу руд, обогащенных окислами марганца.

Обычно рудные тела залегают непосредственно на регионально распространенных морских глинах чеганской свиты нижнего олигоцена и относятся к кутан-булакской, реже к сменяющим вверх по разрезу чиликтинской и джаксыккычской свитам среднего олигоцена. Площади распространения руд строго соответствуют межразломным синклина-

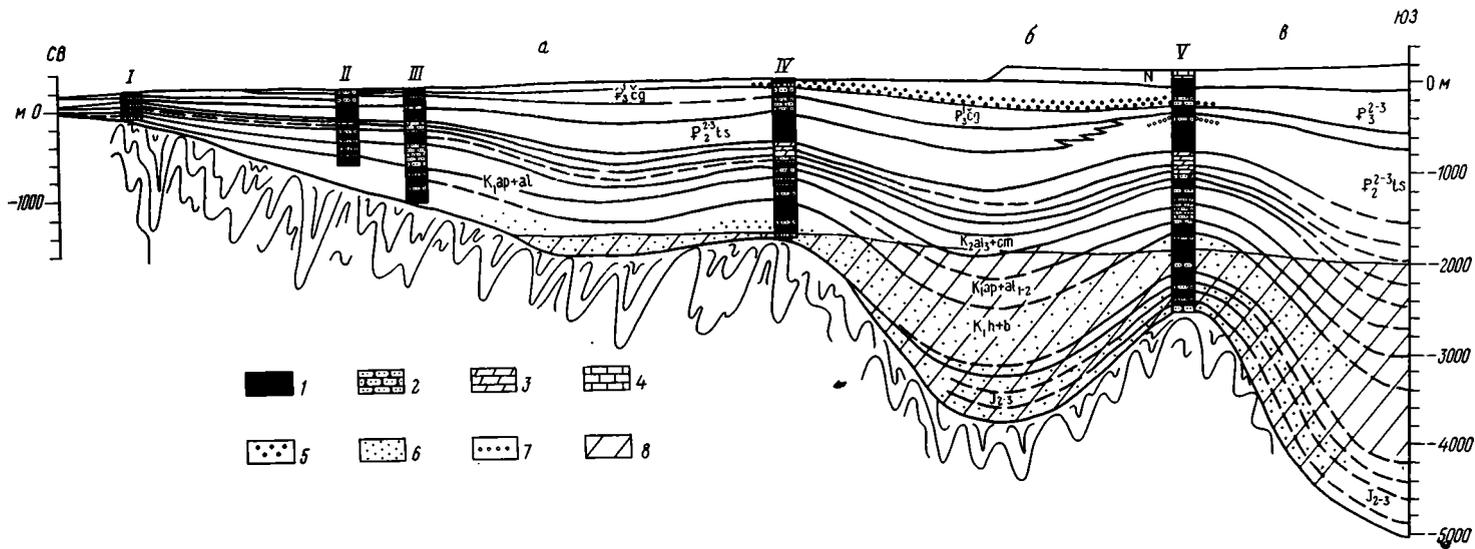


Фиг. 1. Схема строения платформенного чехла Северо-Западного Приаралья
 1 — выходы домезозойского фундамента; 2 — антиклинальные зоны; 3 — область отсутствия юрских отложений; 4 — область слабых прогибаний в мезозое и кайнозое; 5 — Устюрт-Западно-Аральская область значительных прогибаний в мезозое и кайнозое; 6 — стратозогипсы поверхности фундамента; 7 — разломы; 8, 9 — месторождения оолитовых железных руд: 8 — раннеолигоценовые (а — крупные, б — мелкие); 9 — позднеолигоценовые (а — крупные, б — мелкие)

лям, вытянутым в меридиональном направлении (фиг. 1). В приразломных антиклиналях рудовмещающие свиты имеют резко сокращенные мощности, а руды отсутствуют.

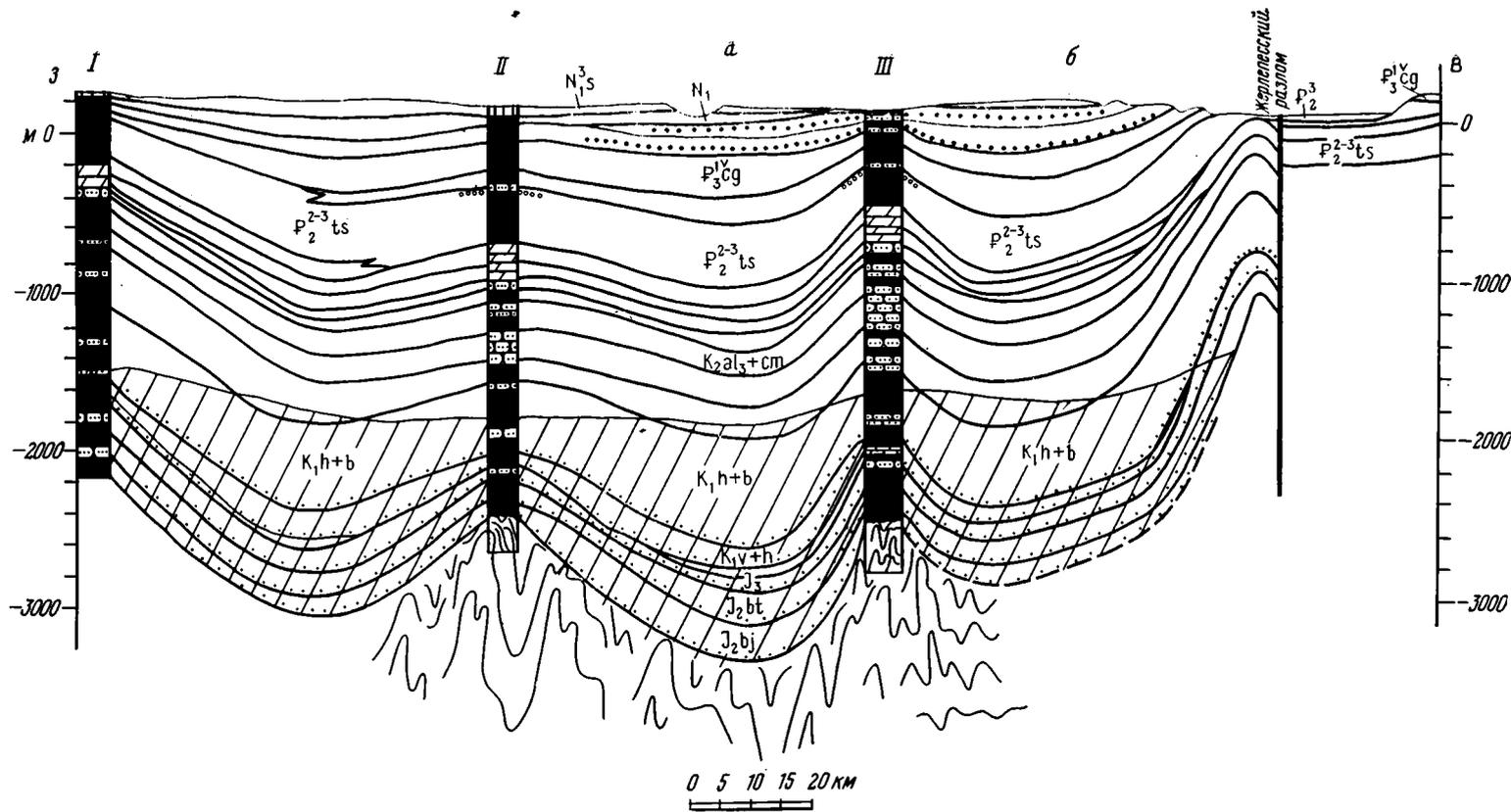
Западнее этих субмеридиональных структур расположен Челкарский прогиб — главная отрицательная структура Северо-Западного Приаралья, протягивающаяся с северо-востока на юго-запад более чем на 250 км. Южная часть прогиба (глубина залегания фундамента более 3500 м [7]) сливается с более крупным субширотным Северо-Устюртским прогибом, в котором выделяется Косбулакская впадина с глубиной залегания фундамента 4500 м и более (фиг. 2, 3). Осадочный чехол обоих прогибов амагматичен и представлен мезозойско-кайнозойскими отложениями, начинающимися со среднеюрских. Юрские отложения (на 60% глины) являются потенциально нефтепродуцирующими [7]. В них, как и в нижнемеловых толщах, отмечены значительные количества сидеритовых прослоев и рассеянного пирита.

Вся территория Северо-Западного Приаралья в мезозое — кайнозое характеризовалась режимом длительного устойчивого прогибания, прерывавшегося лишь относительно короткими колебаниями положительного знака и общим поднятием в плиоцене. Для области субмеридиональных синклиналей и антиклиналей Северного Приаралья характерен более высокий структурный план и относительно слабое прогибание. Область сильного прогибания в мезозое — кайнозое (Челкарский прогиб) отделяется от области слабого прогибания глубинным Жерлепесским разломом, осложняющим восточный борт Челкарского прогиба. Тасаранскую антиклиналь и антиклиналь Малых Барсуков осложняют соответственно Тасаранский и безымянный разломы.



Фиг. 2. Геологический разрез по оси Челкарского прогиба (составлен по [7] и др.)

1 — глины, аргиллиты; 2 — пески, песчаники, алевролиты; 3 — мергели; 4 — известняки; 5 — оолитовые железные руды; 6 — вкрапленность и пропластки сидерита, пирита; 7 — месторождения горючих газов; 8 — зона проявления 2-й стадии дегидратации (главная зона нефтеобразования). Отрицательные структуры 2-го порядка: а — Кургантузская мульда; б — Кашкардинская мульда; в — Косбулакская впадина. Скважины: I — скв. 90; II — скв. 105; III — скв. Челкар; IV — скв. Жумагул; V — скв. Кызыллойская



Фиг. 3. Геологический разрез через Кашкартинскую мульду (составлен по материалам [7, 10] и др.). Условные обозначения см. на фиг. 2. Отрицательные структуры 2-го порядка; а — Кашкартинская мульда; б — Тулькубайский структурный залив. Скважины: I — ОП-1 Северо-Устыртская; II — Кызылойская; III — Базайская

Необходимо отметить, что все железорудные месторождения региона (кроме Кашкаратинской группы) сосредоточены в сравнительно узкой полосе вдоль северного побережья Аральского моря.

Остановимся подробнее на геотермии Северо-Западного Приаралья и возможностях высвобождения термодегидратационных вод глинистыми толщами.

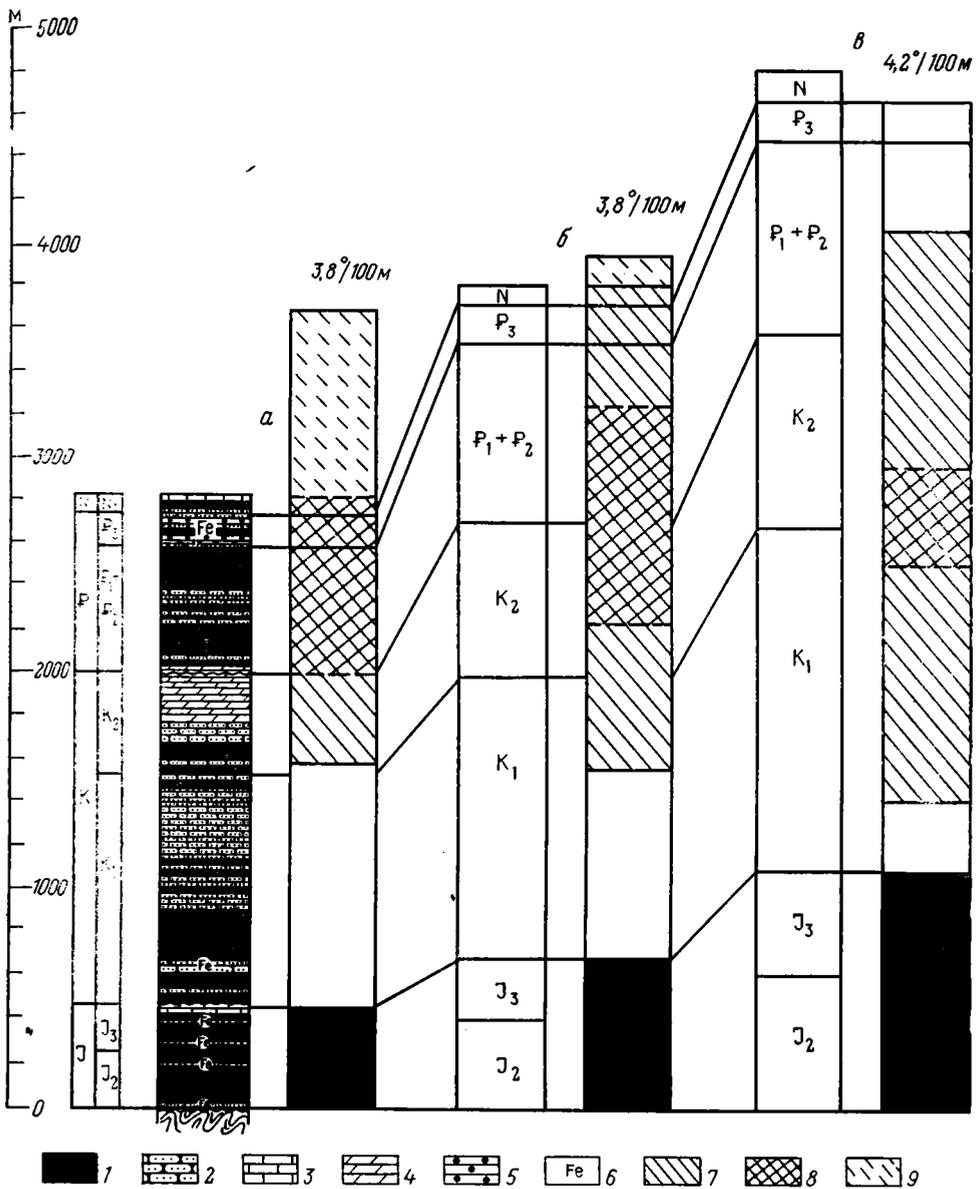
Геотермические и геодинамические условия Челкарского и Северо-Устьюртского прогибов достаточно изучены. В центральноустьевой части Челкарского прогиба на глубине 2500 м отмечена температура 80°C , а на глубине 3000 м — $100\text{--}120^{\circ}\text{C}$; геотермический градиент здесь близок $3,3^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. В Косбулакской впадине температура 110°C отмечается на глубине 2500 м, а на глубине 3000 м зафиксирована температура $120\text{--}130^{\circ}\text{C}$. В Северо-Западном Приаралье зоны относительно повышенных геотермических градиентов приурочены к отрицательным структурам (Косбулакская впадина $3,5$, Челкарский прогиб $3,3^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$). Наименьшие значения геотермического градиента характерны для положительных структур (западный склон Челкарского прогиба — Чушкакульская антиклиналь $2,9^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ [8]). В соответствии с этой закономерностью более высокому прогреву подверглись те разновозрастные отложения, которые приурочены к осевой и наиболее глубокой части прогиба. Таковы современные геотермические условия.

Вместе с тем установленные по отражательной способности витринита максимальные температуры нагрева юрских отложений [1] оказались существенно выше, что свидетельствует о значительно более сильном прогреве, а соответственно о преобразовании и водоотдаче глинистых толщ. Это согласуется с возрастанием теплового потока в тектонически относительно активные эпохи, каковой и была эпоха перехода к олигоцену, а также подтверждается другими данными нефтяников. По этим данным [6], на глубине 2500 м в центральноустьевой части Челкарского прогиба породы прогревались до 95°C , а в Косбулакской впадине — до $115\text{--}135^{\circ}\text{C}$, и к началу мелового периода их геотермические градиенты составляли ориентировочно $3,8$ и $4,2^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Отсутствие разбухающих компонентов в келловей-оксфордских глинах южной части Челкарского прогиба на глубине 2270—2350 м [7] убедительно показывает, что юрские глины к настоящему времени уже завершили термодегидратационные преобразования.

Известно, что именно с этими преобразованиями многими исследователями в последние годы связывается значительное перераспределение подвижных компонентов пород [19—21]. Совпадение второй стадии дегидратации и главной зоны нефтеобразования Н. В. Вассоевича [4, 5] дает нам право говорить об одновременной транспортировке водами рудных компонентов и рассеянного органического вещества. Значительный объем выделившихся на второй стадии дегидратации вод кроме сильного смещения равновесия «вода—порода», приводит также к разуплотнению глин, что обеспечивает отток возрожденных вод в коллекторы.

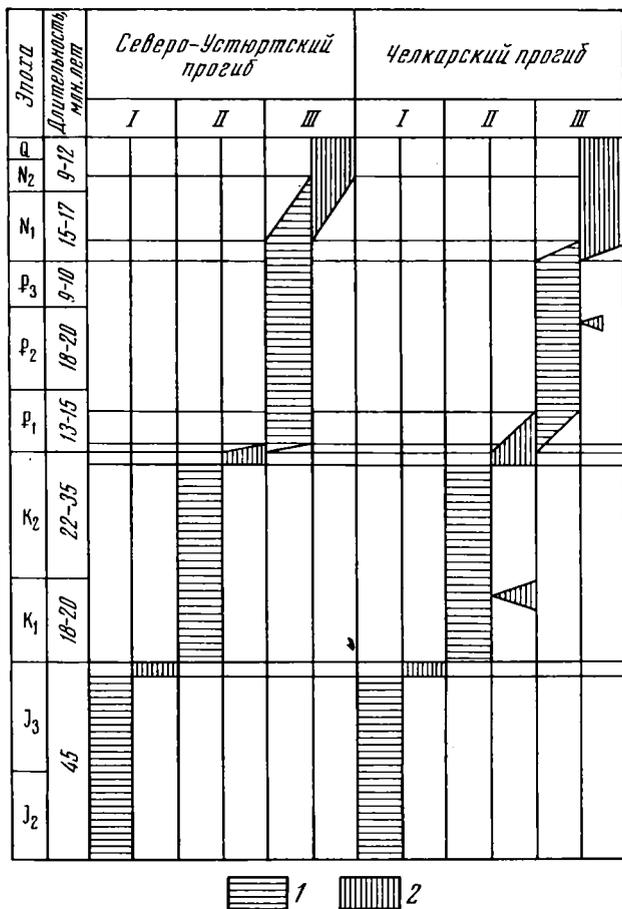
Для детализации времени максимального проявления второй стадии дегидратации в отложениях Челкарского прогиба и Косбулакской впадины были проведены палеогеологические построения для трех точек региона (фиг. 4). При отсчете от подошвы юрских отложений и без учета степени их литификации температура начала второй стадии дегидратации (при градиенте $3,8^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$) была достигнута в сеномане, а в кампане в этих условиях находилась уже вся среднеюрская толща. В центральной части Северо-Устьюртского прогиба к началу олигоцена термодегидратационные преобразования этой стадии претерпела вся юрская толща. Интервал нахождения юрских отложений в условиях второй стадии дегидратации сильно растянут во времени (см. фиг. 4), причем юрские отложения устья Челкарского прогиба претерпевают эти преобразования и сейчас.

Для массового высвобождения флюидов необходимо наличие зон повышенной проницаемости (глубинных разломов) и резкой активи-



Фиг. 4. Схема развития термодегидратационных процессов в юрских толщах Северо-Западного Приаралья
 1 — глины, аргиллиты; 2 — песчаники, пески; 3 — известняки; 4 — мергели; 5 — оолитовые железные руды; 6 — прочая железная минерализация; 7—9 — интервал разреза, во время формирования которого происходила термодегидратация юрских глин (7 — при неполном вхождении толщи в условия термодегидратации, 8 — то же при полном, 9 — потенциальный запас). а — Базайское поднятие; б — Кашкардинская мульда; в — Косбулакская впадина

зации тектонического режима. Только при наличии этих факторов возрожденные воды (межслоевые воды глинистых минералов), перешедшие в свободное состояние из глин в песчаные пласты-коллекторы, могут при большой разности напоров подняться по ослабленным зонам на дневную поверхность или, не дойдя до поверхности, разгрузиться в вышележащие промежуточные коллекторы. У. Файфом и др. [17] теоретически обосновано, что дренирование медленно накапливающихся в осадочных толщах свободных вод происходит очень быстро и может приобретать характер многократных циклов (просачивание и накопление — выброс).



Фиг. 5. Историко-геологические графики Северо-Западного Приаралья
 1—2 — этапы (1 — элизионный, 2 — инфильтрационный); I—III — гидрогеологические циклы

В настоящее время разгрузка подземных вод региона осуществляется главным образом через структурный вал, являющийся продолжением Куландинской мегаантиклинали (Жерлепесский разлом осложняет северную наземную часть вала). Так как наиболее сильные тектонические колебания при частой смене знака Северо-Западное Приаралье претерпевало именно в пред- и собственно олигоценовое время, зоны повышенной проницаемости Жерлепесского и Тасаранского разломов вполне могли служить зонами разгрузки подземных вод.

Чтобы конкретизировать это предположение, обратимся, опираясь на методы палеогидрогеологии [11], к характеристике гидрогеологического развития Северо-Западного Приаралья. Геологическое развитие региона характеризуется длительными этапами устойчивого прогибания, в результате чего в нем накопились мощные осадочные толщи — около 5 км в Косбулакской и 4 км в Кашкаратинской впадинах. Движения положительного знака были относительно кратковременны, а наибольшее воздымание региона произошло только в неоген-четвертичное время. Из историко-геологических графиков (фиг. 5) Северо-Западного Приаралья видно, что периоды длительного прогибания, накопления осадков и вместе с ними седиментационных вод (элизионные этапы гидрогеологических циклов) значительно превосходили здесь периоды поднятий, во время которых происходили внедрения инфильтрационных вод в водоносные горизонты (инфильтрационные этапы). В течение элизионного этапа в молодых отложениях накапливались седиментогенные воды, а в более древних породах, начиная с некоторого глубинного

уровня, преобладали восходящие движения вод, т. е. отжим седиментационных вод из глин в породы-коллекторы и перемещение их к зонам гидродинамических минимумов. В результате продолжающегося прогибания юрские, существенно глинистые толщи были полностью перекрыты в краевых частях прогиба киммериджскими известняками, которые распространены более широко и являются региональным водоупором. Это способствовало развитию в Косбулакской и Кашкаратинской впадинах элизионных процессов. Область относительно возвышенного рельефа периферии Мугоджар долгое время являлась областью инфильтрационного питания северо-западной части Челкарского бассейна, но уже само наличие Базайского и Кызылойского газовых месторождений в палеогеновых отложениях южной части Челкарского прогиба свидетельствует о сильно ограниченном влиянии инфильтрационного водообмена в толщах мела и палеогена.

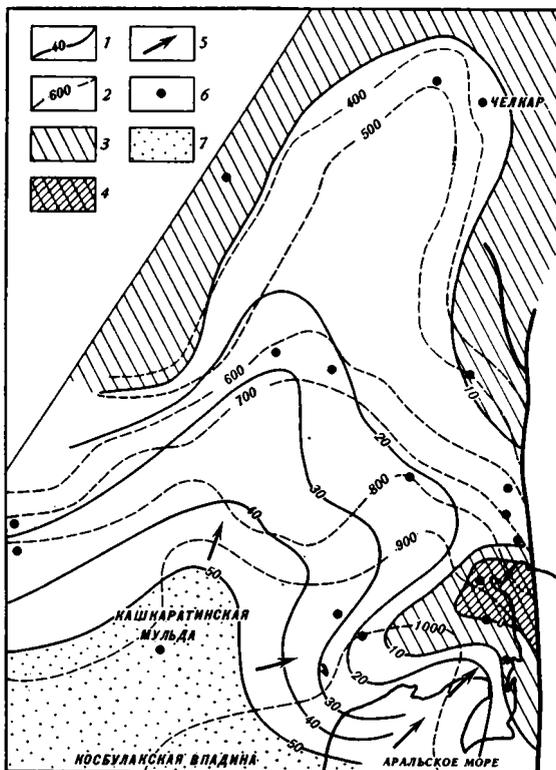
Таким образом, Челкарский прогиб (с Косбулакской впадиной) можно считать бассейном с гидрогеологическим режимом, существенно приближенным к элизионному [19].

Так как воды являются главным транспортером различных полезных компонентов, то реконструкция палеогидродинамической обстановки ко времени формирования оруденения представляет большой интерес. Проведя палеотемпературный анализ всей толщи Северо-Западного Приаралья, мы выделили юрские и нижнемеловые отложения в качестве пород, продуцировавших термодегидратационные растворы (см. фиг. 2, 3). Как уже отмечалось, юрские существенно глинистые отложения в отличие от всех вышележащих к началу среднего олигоцена полностью прошли глубинный интервал второй стадии дегидратации, и в позднем мелу — палеогене наряду с отжимом седиментационных вод из них шло выделение термодегидратационных вод и вынос их в коллекторы, откуда все воды двигались согласно законам гидродинамики к областям разгрузки.

Подобное совмещение названных процессов водогенерации создает не только высокие напоры, но и весьма мощный энергетический потенциал. Учитывая эти обстоятельства, М. С. Буршгаром и Д. А. Назаровым [3] было предложено выделить такие системы из понятия собственно элизионных и именовать их термодегидратационными.

Следует оговориться, что из-за недостатка данных по юрскому водноносному комплексу палеогидродинамическая обстановка к началу олигоцена была проанализирована на основе данных по нижнемеловому комплексу. Поскольку в меловое время Челкарский прогиб и Косбулакская впадина наследовали структурный план юрской поверхности, можно с определенной долей приближительности полагать, что главные направления движения вод этих комплексов совпадали и области их разгрузки были одинаковы.

Для детализации положения областей разгрузки на основе карт мощностей и уплотнения по методике М. С. Бурштара и Д. А. Назарова [2] была построена схема региональной палеогидродинамической обстановки к началу палеогена (фиг. 6). Построение карт мощностей заключалось в получении изолиний суммарных мощностей исследуемой (K_1) и перекрывающих толщ к началу туронского века и началу палеогена. На них были выделены зоны максимальных и минимальных пластовых давлений, т. е. зоны с наибольшими и наименьшими мощностями и глубинами залегания. Карты уплотнения отражают положение зон гидродинамических максимумов и минимумов (наибольших и наименьших величин столба отжатой воды). Области гидродинамических максимумов служат областями питания элизионной напорной системы, а в зонах гидродинамических минимумов происходит разгрузка вод и аккумуляция переносимых ими полезных компонентов. Карты уплотнения строились с использованием таблицы уплотнения глин И. Н. Нестерова [14], по которой определялась высота столба воды, отжатой из глин каждой литологической пачки в отдельности; результаты суммировались по разрезу. Построение этих карт ограничивалось анализом во-



Фиг. 6. Региональная палеогидродинамическая схема нижнемелового комплекса Северо-Западного Приаралья к началу палеогена
 1 — изолинии равных столбов отжатых седиментационных вод, м; 2 — изолинии равных мощностей отложений от уровня осадконакопления до середины нижнемелового комплекса, м; 3 — область региональной разгрузки; 4 — область наиболее интенсивной разгрузки; 5 — направления основных потоков отжатых седиментационных вод; 6 — скважины; 7 — область гидродинамического максимума

допродуцирующей роли одних только глинистых пород, так как уплотнение песчаников и известняков более чем в 2 и 5 раз соответственно меньше уплотнения глин. Совмещением карт мощностей и уплотнения были получены схемы региональной палеогидродинамической обстановки нижнемелового комплекса к началу турона и палеогена.

На картах мощностей, построенных для Северо-Западного Приаралья, ясно фиксируется главный максимум пластовых давлений, расположенный в Косбулакской впадине, и два максимума более мелкого порядка — в Кашкаратинской мульде и Тюлькубайском структурном заливе. В мелу оба последних максимума вырисовываются очень четко, но к палеогену максимумы Косбулакской впадины и Тюлькубайского залива сближаются, а локальный максимум Кашкаратинской мульды сильно размывается.

Известно, что направления движения подземных вод совпадают с нормалью к линиям равных мощностей водопродуцирующих отложений и идут от зоны максимальных пластовых давлений (напоров) вверх по региональному уклону к зоне минимальных давлений. Согласно закону Дарси, скорость фильтрации и расход связаны с градиентом напора прямой зависимостью. Это означает, что при прочих равных условиях зоной наиболее интенсивной разгрузки будет зона минимального давления, наиболее близкая к области максимального напора, иными словами, та область, куда направлены максимальные градиенты напора. Вследствие этого наиболее интенсивный поток подземных вод Косбулакской впадины был направлен через Тюлькубайский структурный залив к Жерлепескому разлому.

Областью гидродинамических минимумов на протяжении всей истории развития Челкарского прогиба являлось все его северо-западное и восточное обрамление. При этом в южной части Жерлепесского разлома на фоне регионального минимума выявлена зона нулевых значений столба отжатых вод. Такие значения свидетельствуют об отсутствии внепластовой (первичной, по терминологии, применяемой нефтяниками) миграции в порах, связанной с уплотнением пород, равно как и внутрипластовой миграции вод вверх по региональному уклону; здесь имеются условия только для внутривывернуарной миграции или разгрузки вод. Эта зона примыкает с запада к северной части залива Тше-Бас, непосредственно включая южную часть наземного проявления Жерлепесского разлома, через который и должна была идти разгрузка.

Для того чтобы оценить объемы и роль термодегидратационных вод в общем балансе подземных вод юрского и нижнемелового комплексов Северо-Западного Приаралья, реализовавшихся разгрузкой через выводящие структуры разрывных нарушений к началу среднего олигоцена, был произведен подсчет объемов поровых и термодегидратационных вод юрских и нижнемеловых глинистых толщ (таблица). Для поровых вод подсчет проводился по изменению пористости глинистых пород на различных глубинах. Ее значения брались с кривой пористости, построенной по данным скважины ОП-1 Северо-Устьюртская [9]. Далее расчет велся по формулам Гординского:

$$h_1 = \frac{h_2 (1 - p_2)}{1 - p_1}; \quad V = S (h_1 p_1 - h_2 p_2),$$

где h_1, p_1 — мощность и пористость глин к началу II стадии дегидратации; h_2, p_2 — современные мощность и пористость; V — объем выделившихся вод; S — площадь распространения глин [9]. Объем термодегидратационных вод составляет 10—15% объема глин в начале их катагенетического преобразования (при 80% разбухающей составляющей) [21]. Юрские и нижнемеловые глины были сложены ею приблизительно на 50%; к началу среднего олигоцена они подверглись термодегидратации соответственно на 70 и 50%. Подсчеты на основе сделанных предположений показали, что термодегидратационные воды составляют около трети общего количества способных к разгрузке вод глубоких горизонтов бассейна, которое близко к 2850 км³ (см. таблицу).

Рассмотрим теперь вопросы состава пород и подземных вод. Южные части Жерлепесского и Тасаранского разломов сопровождаются грядами вертикально стоящих трубообразных тел ожелезненных песчаников (фиг. 7, 8). Главными минералами их цемента являются гётит и гидрогётит; ближе к периферии трубообразных тел сильно увеличивается количество пиролюзита, манганита и псиломелана, которые в пенообразной массе, оторачивающей «трубы», полностью вытесняют минералы железа [13].

Трубообразная форма рудных тел как каналов разгрузки минерализованных растворов в проницаемых породах теоретически обоснованная Г. Л. Поспеловым [16], встречена на некоторых месторождениях (например, на гидрогенных урановых, а также на Челекене, где через «железные трубы» совсем недавно шла разгрузка концентрированных металлоносных вод). Как сообщалось выше, железорудные месторождения региона, кроме Кашкаратинских, локализуются в межразломных синклиналиях. Минерализация ожелезненных песчаников по характеру и составу компонентов идентична железным рудам месторождений. Все это хорошо соответствует возможности образования месторождений посредством выпадения рудного вещества из металлоносных растворов, разгрузившихся по разломам.

На участие подземных вод в рудообразовании указывают и обнаруженные нами на месторождении Кок-Булак трубообразные структуры перетока, локализованные между отдельными рудными пластами.

Главными рудными компонентами растворов были, несомненно, железо и марганец. Учитывая геологию, тектонику и литологический сос-

Объем вод, выделившихся из юрских и нижнемеловых глин Челкарского прогиба к началу среднего олигоцена

Параметр	J	K ₁
Площадь распространения отложений *	21000	(23000) **
Средневзвешенная мощность отложений	0,49	1,225
Глинистость разреза, %	60	60
Средневзвешенная мощность глин	0,29	0,735
<i>Поровые воды</i>		
Современная средняя пористость глин	0,04	0,085
Пористость на глубине верхней границы II стадии дегидратации	0,15	0,15
Мощность глин к началу II стадии дегидратации	0,33	0,79
Объем выделившихся поровых вод	783	(1180)
Общее количество		(1963)
<i>Термодегидратационные воды</i>		
Современный объем глин	6200	15300
Разбухающая составляющая глин к началу II стадии дегидратации, %	50	50
Вода, способная выделиться из глин на II стадии дегидратации, об. %	7,5	7,5
Объем той же воды	460	1150
Глины, вошедшие во II стадию дегидратации к началу P ₃ ² , %	70	70
Объем вод, выделившихся к P ₃ ²	306	580
Общее количество		886
Общее количество порвых и термодегидратационных вод		(2850)

* Мощности, площади и объемы даны соответственно в км, км² и км³.
 ** В скобках приведены минимальные возможные значения.

тав пород Северо-Западного Приаралья, металлоносными растворами здесь могли быть только гидрокарбонатные железистые воды или слабые гидрокарбонатно-хлоридные рассолы, широко распространенные в этом регионе. Известные гидрокарбонатные железистые воды (Полюстрово, Марциальные) при минерализации, редко превышающей 1 г/л, имеют концентрацию железа, близкую к 20 мг/л, и выделяются на карте подземных минеральных вод как железистые. Такие воды формируются при наличии в породах повышенных количеств железистых минералов (закисного железа) и условий, способствующих переходу железа в раствор (повышенное количество органического вещества, слабовосстановительная среда).

Юрские и нижнемеловые отложения Северо-Западного Приаралья содержат значительные количества минералов железа — как в рассеянном, так и в концентрированном виде. В среднеюрских глинах встречаются прослой и вкрапленность сидерита, отдельные включения пирита [10]. В то же время породы юры и нижнего мела содержат много органического вещества. В них обнаружены прослой угля, большие количества растительного детрита, пиритизированных и обугленных растительных остатков. Таким образом, эти толщи могли быть реальным источником повышенных концентраций железа и сопутствующих металлов в подземных водах региона.

Переходу в растворенное состояние железа и марганца и их накоплению в растворе сильно способствовало повышенное содержание гидрокарбонат-иона и свободной углекислоты, образывавшейся при разложении органического вещества и гидролизе карбонатов. Многие металлы мигрируют в виде органокомплексов и сложных растворимых комплексов с гидрокарбонат-ионом. Возрастание давления и температуры значительно ускоряло переход в раствор железа и марганца. При 75—80°С начинался гидролиз сидерита, в то время как другие карбонаты (доломит, магнезит, кальцит) оставались еще в исходном состоянии.

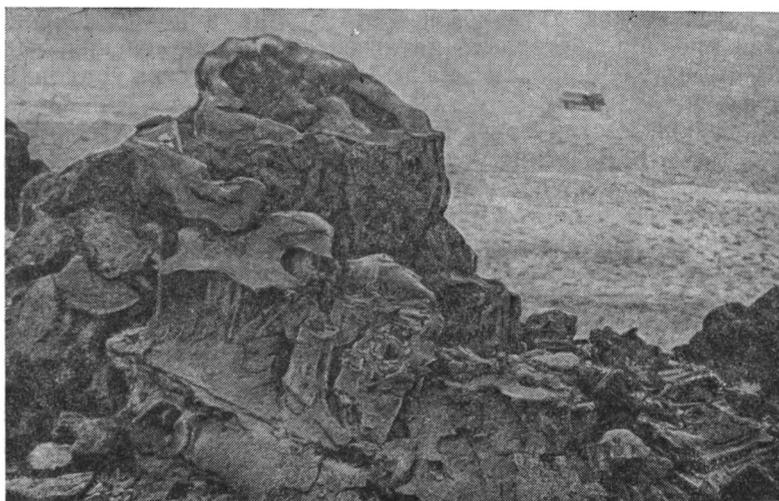
1

Фиг. 7. Общий вид гряды трубообразных ожелезненных песчаников Тасаранского разлома

Фиг. 8. Трубообразные тела ожелезненных песчаников в зоне Жерлепесского разлома



Фиг. 7



Фиг. 8

[12]. Нижняя температурная граница гидролиза сидерита почти совпадает с начальной температурой главной фазы нефтеобразования, в условиях которой происходит наиболее интенсивное перераспределение рассеянного органического вещества. Параллельно с этим процессом при 80°C существенно монтмориллонитовые глины начинают подвергаться термодегидратации (II стадии дегидратации), в результате которой идет высвобождение значительных масс возрожденных вод.

Таким образом, начиная именно с температур $75\text{--}80^{\circ}\text{C}$ создавались максимально благоприятные условия для перехода в раствор огромного количества рудных компонентов. При подходе по разломам к земной поверхности воды теряли часть углекислоты и обогащались кислородом,

что вело к образованию труднорастворимых в приповерхностных условиях минералов железа. К образованию труднорастворимых соединений железа и марганца в значительной степени могло привести и смешение металлоносных подземных вод с обогащенными кислородом речными и морскими водами, несущими большое количество взвесей и коллоидов, способствовавших садке соединений железа, марганца и сопутствующих металлов. В результате в руслах рек и прибрежной полосе моря, периодически заливавшего олигоценую равнину Северо-Западного Приаралья, должны были образовываться и образовывались осадочные месторождения железных руд. Упомянем в этой связи и то обстоятельство, что Л. Н. Формозова [18] обратила внимание, например, на хорошую сохранность полевых шпатов в обломочной части переслаивающихся с рудами русловых отложений, что противоречит предположению о развитии в области сноса железоносных латеритных кор выветривания. Видимо, в связи с такого рода наблюдениями, ее вывод достаточно острожен: «Источник железа приаральских руд надо скорее всего (выделено нами) искать в зеленокаменных породах Мугоджар» [18, с. 394]. В то же время Мугоджары являлись единственным возможным источником сноса.

* * *

В заключение кратко сформулируем те положения, которые дали нам основание связывать олигоценое осадочное железуруденение Северо-Западного Приаралья с разгрузкой подземных вод Челкарского прогиба, стимулированной тектоническими факторами.

1. В основании осадочного разреза прогиба имеется мощная толща юрских и нижнемеловых, первично существенно монтмориллонитовых, глин и песчаников с сильным ожелезнением. К началу олигоцена — времени формирования осадочных месторождений железных руд и повышенной тектонической активности — эта толща в наиболее погруженных частях прогиба претерпела катагенетические изменения, в результате чего были генерированы значительные количества напорных металлоносных вод.

2. Химический состав современных подземных вод, геохимическая обстановка и геотермические условия юрских и нижнемеловых толщ региона соответствуют предположению о том, что возрожденные напорные воды после смешения с пластовыми представляли собой слабоминерализованные гидрокарбонатные и хлоридно-гидрокарбонатные воды и слабые рассолы, которые могли переводить в раствор и транспортировать железо и сопутствующие компоненты.

3. Область интенсивной импульсной разгрузки подземных вод через разломы совпадает с полосой развития осадочного железуруденения, протягивающейся вдоль северного побережья Аральского моря. Наиболее интенсивная разгрузка была приурочена к южной части приразломной антиклинали Жерлепесского разлома, где развиты трубообразные тела ожелезненных песчаников.

Литература

1. Аммосов И. И., Шаркова Л. С. Палеотемпературы, литификация и нефтегазоносность юрских отложений западной части Казахстана и Средней Азии.— В кн.: Палеотемпературы зон нефтеобразования. М.: Наука, 1975, с. 60—69.
2. Буриштар М. С., Назаров Д. А. Методика построения региональных схематических карт палеогидродинамической обстановки.— Сов. геология, 1970, № 9, с. 19—33.
3. Буриштар М. С., Назаров Д. А. Миграция нефти и газа в условиях эксфильтрационных водонапорных систем.— Тр. ВНИГНИ, 1975, вып. 178, с. 94—102.
4. Вассоевич Н. Б. Представления И. М. Губкина о стадийности нефтеобразования.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 12, с. 120—127.
5. Вассоевич Н. Б., Бурлин Ю. К., Конюхов А. И., Карнюшина Е. Е. Роль глин в нефтеобразовании.— Сов. геология, 1975, № 3, с. 15—29.
6. Геодекян А. А., Таран А. А., Троцюк В. Я., Ульмишек Г. Ф. Катагенетическое преобразование органического вещества в геологической истории Каспийского региона.— В кн.: Процессы нефтегазообразования в акватории Каспийского моря. М.: Изд-во Ин-та океанологии АН СССР, 1978, с. 57—76.

7. Геологическое строение и газонефтеносность северного Приаралья и северного Устьюрта. М.: Наука, 1970. 162 с.
8. Гидрогеотермические условия Арало-Каспийского нефтегазоносного региона. Алма-Ата: Наука, 1977. 183 с.
9. *Гординский Е. В., Музыченко Н. М., Фомкин К. В.* Методика палеотектонического анализа.— В кн.: Вопросы геологии и нефтегазоносности Кавказа и Предкавказья. М.: Наука, 1963, с. 100—105.
10. *Гринберг И. Г., Сухинин В. Г.* Северо-Устьюртская опорная скважина 1.— Тр. ВНИГРИ, 1965, вып. 241(19). 148 с.
11. *Карцев А. А., Вагин С. Б., Басков Е. А.* Палеогидрогеология. М.: Недра, 1969. 150 с.
12. *Кисин И. Г., Пахомов С. И.* К геохимии углекислого газа в глубоких зонах подземной гидросферы.— Геохимия, 1969, № 4, с. 460—472.
13. *Липаева А. В.* Каналы разгрузки металлоносных вод в Северном Приаралье.— Геология руд. месторождений, 1982, № 2, с. 111—117.
14. *Нестеров И. Н.* Уплотнение глинистых пород.— Сов. геология, 1965, № 12, с. 69—80.
15. *Павлов Д. И., Постельников Е. С.* К вопросу об источнике рудного вещества Ангаро-Питского бассейна осадочных руд железа.— Литология и полез. ископаемые, 1980, № 6, с. 3—22.
16. *Поспелов Г. Л.* Геологические предпосылки к физике рудоконтролирующих флюидо-проводников.— Геология и геофизика, 1963, № 3, с. 18—39.
17. *Файф У., Прайс Н., Томпсон А.* Флюиды в земной коре. М.: Мир, 1981. 436 с.
18. *Формозова Л. Н.* Железные руды Северного Приаралья.— Тр. ГИН АН СССР, 1959, вып. 20. 446 с.
19. *Холодов В. Н.* Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах.— Тр. ГИН АН СССР, 1983, вып. 372. 151 с.
20. *Burst J. F.* Diagenesis of Gulf Coast clay, sediments and its possible relation to petroleum migration.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1969, v. 53, № 1, p. 73—93.
21. *Powers M. C.* Fluid-release mechanism in compacting marine mudrocks and their importance in oil exploration.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1967, v. 51, № 7, p. 1240—1254.

Институт геологии рудных
месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
8.V.1985

УДК 553.31 : 551.734(474.3)

**ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
И ГЕНЕЗИС СУЛЬФИДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ДЕВОНСКИХ
ОТЛОЖЕНИЯХ ЛАТВИИ**

МЕНАКЕР Е. А., ФЕДОРЕНКО Я. Д.

Проведено геохимическое опробование кристаллического фундамента и осадочного чехла территории Латвии. Установлено наличие двух геолого-геохимических реперов в девонских отложениях, которые характеризуются повышенными содержаниями Pb, Zn, Cu, As, Mo, Cd. Предлагается генетическое истолкование формирования этих рудных скоплений.

Территория Латвии расположена на северо-западе Восточно-Европейской платформы. В геологическом строении региона принимают участие кристаллический фундамент и перекрывающий его осадочный чехол, максимальная мощность которого в пределах республики достигает более 2000 м [1].

В процессе геохимических исследований на территории Латвии в периоды 1963–1970 и 1976–1980 гг. проведено систематическое опробование kernового материала свыше 300 скважин, вскрывших разновозрастные осадочные породы. Отобрано около 20 000 литогеохимических проб. Опробованием охвачены терригенные и карбонатно-глинистые отложения от верхнего протерозоя до верхней юры включительно.

Литогеохимические пробы подвергались полуколичественному спектральному анализу, при этом большая их часть — с использованием межреспубликанской системы естественных стандартных проб Прибалтики.

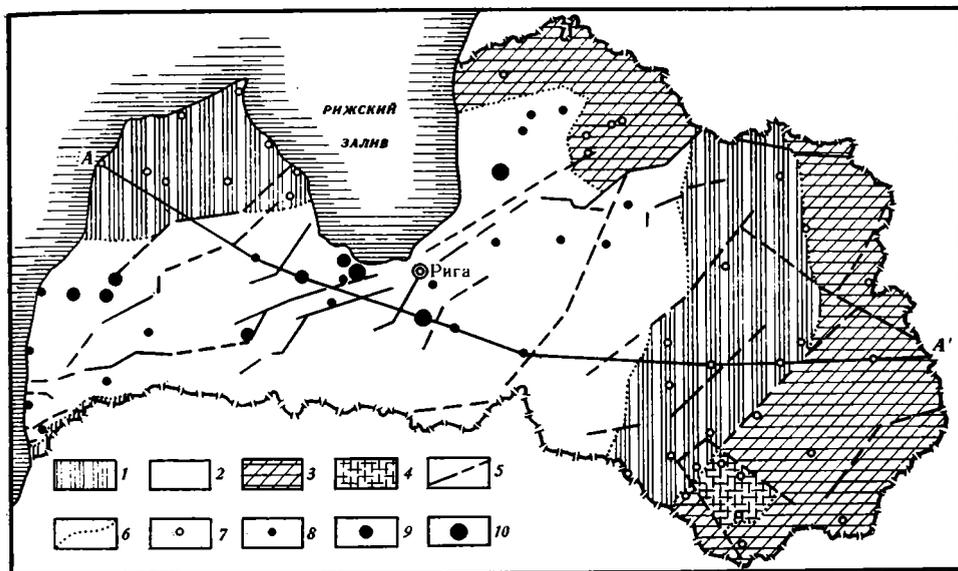
Внедрение статистической обработки массовой информации на ЭВМ [2] позволило получить ряд параметров, характеризующих основные закономерности распределения химических элементов в породах осадочного чехла. Полученные средние значения малых элементов в породах в зависимости от их литологической и возрастной принадлежности и соответствующие им характерные ассоциативные группы элементов [3, 10] используются геологами в комплексе с другими геологическими методами при изучении стратиграфии, палеогеографии и корреляции отложений.

В результате статистической обработки большого объема исходных данных получены средние содержания (местный геохимический фон) ряда элементов в породах осадочного чехла Латвии, которые, как видно из табл. 1, в основном согласуются с данными по Русской платформе [4].

Проведенные исследования позволили выявить в осадочном чехле на территории Латвии геохимические аномалии свинца, цинка, меди и других микрокомпонентов [12].

Особенно четко фиксируются геолого-геохимические реперы, выявленные в толще девонской системы и соответствующие определенным литолого-стратиграфическим уровням: 1) контакту базального слоя нижнего девона с карбонатными образованиями силура и 2) контакту кварцево-сланцевых песчаников пярнуского горизонта с глинисто-карбонатными породами нарвского горизонта среднего девона.

Базальный слой девона на территории республики представлен нижней частью ряда терригенных и терригенно-карбонатных формаций нижнего и среднего отделов системы, залегающих на различных горизонтах силура и ордовика.



Фиг. 1. Схематическая геохимическая карта площади распространения базального слоя девона
 1 — гаргждайская серия диттонского яруса нижнего девона (D_1grg); 2 — кемерский горизонт брекконского яруса нижнего девона (D_1km); 3 — резекненский горизонт эйфельского яруса среднего девона (D_2rz); 4 — пярнуский горизонт эйфельского яруса среднего девона (D_2pr); 5 — тектонические нарушения в додевонском структурном этаже; 6 — граница распространения разновозрастных отложений базального слоя девона. 7—10 — концентрация халькофильных и сопутствующих (Pb, Cu, Zn, As, Cd, Mo) элементов (7 — повышенные концентрации отсутствуют, 8 — кларк концентраций > 10, 9 — кларк концентраций > 100, 10 — кларк концентраций > 1000); AA' — линия геологического разреза (см. фиг. 3)

Породы данного литолого-стратиграфического уровня опробованы в 70 скважинах. Отобрано и проанализировано полуколичественным спектральным анализом 760 геохимических проб. В результате выделена площадь распространения аномальных содержаний халькофильных и сопутствующих (Pb, Zn, Cu, As, Cd, Mo) элементов, соответствующая площади развития базального слоя кемерского горизонта нижнего девона (фиг. 1).

На остальной территории республики, где на породы додевонской поверхности ложатся породы гаргждайской серии раннего девона (формирование которых без заметного перерыва происходило в реликтовых позднесилурийских бассейнах) или карбонатно-терригенные отложения резекненского и пярнуского горизонтов среднего девона, повышенные значения элементов указанной ассоциации не зафиксированы.

Таблица 1

Средние содержания химических элементов в осадочном чехле, г/т

Элемент	По Латвии (1980 г.)	По Русской платформе [4]	Элемент	По Латвии (1980 г.)	По Русской платформе [4]
Cu	14,1	18,0	Ti	2701,0	—
Pb	2,1	10,5	Y	16,2	18,4
Cr	25,2	54,0	Yb	1,3	—
Ni	25,2	29,0	V	22,0	65,0
Co	5,5	8,5	Be	0,9	—
Mn	770,0	—	Ga	6,1	12,0
Ba	206,0	355,0	Zr	147,4	158,0

Примечание. Полуколичественные спектральные анализы выполнены в Центральной лаборатории Управления геологии ЛатвССР.

Аномальные содержания халькофильных элементов в базальном слое кемерского горизонта нижнего девона, г/т

Номер пробы	Место отбора (скважина)	Глубина отбора, м	Pb (10,5)	Zn (48)	Cu (18)	Cd (0,14)	As (1,7)	Mo (1,1)	Кларк концентраций
128	10-Видрижи	423,5	64 000	50 000	90	3000	251		> 1000 (Pb, Zn, Cd)
53	Яункемери	535,0	15 810	27 000	50	500	115	10	> 1000 (Pb, Zn, Cd)
48	Н-50 Олайне	625,3	2 520	51 500	80	400	360	50	> 1000 (Zn, Cd)
2118	Рагациемс	533,2	6 800	16 800	12	—	—	50	> 100 (Pb, Zn)
158	50-Вергале	515,3	244	800	6000	2	255	10	> 100 (Cu, As)
157	6-Адзе	549,2	56	80	4500	2	132		> 100 (Cu)
172	52-Кандава	586,0	490	250	800	10	260	10	> 10 (Pb, Zn, Cu)
102	56-Скрунда	724,5	310	300	600	4	172	10	> 10 (Pb, Zn, Cu, As)
59	Лиепая	743,1	321	2 500	30	2	261		> 10 (Pb, Zn, As)
110	51-Павилоста	488,8	430	600	30	2	420	50	> 10 (Pb, Zn, As)
2859	Кемери	536,9	280			—	—		> 10 (Pb)
127	53-Бернаты	809,3	30	20	20	5	124	5	> 10 (As)

Примечание. В этой и следующей таблице в скобках даны кларки концентраций (кларки Pb, Zn, Cu, Cd, Mo приведены по А. А. Мигдисову и А. Б. Ронову [4], кларк As — по А. П. Виноградову); содержание Mo приведено по данным полуквантитативного спектрального анализа. Проверк означает, что содержание элемента не определялось. Рентгеноспектральные и атомно-адсорбционно-спектрофотометрические методы анализа выполнены в химико-аналитической лаборатории ВСЕГЕИ.

Таблица 3

Аномальные содержания халькофильных элементов в кровле пярнуского горизонта среднего девона, г/т

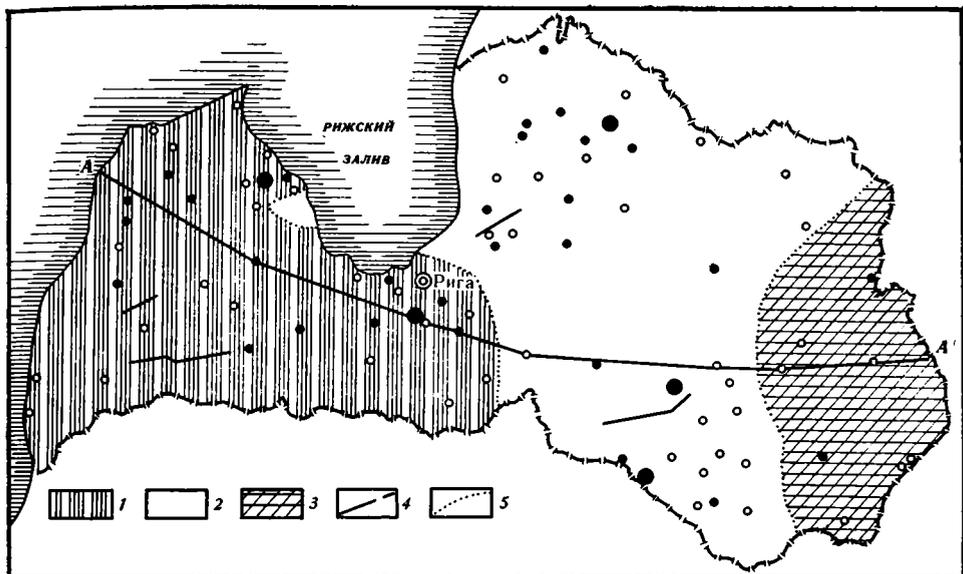
Номер пробы	Место отбора (скважина)	Глубина отбора, м	Pb (10,5)	Zn (48)	Cu (18)	Cd (0,14)	As (1,7)	Mo (1,1)	Кларк концентраций
178	3-Стренчи	236,3	2300	11 000	20	—	—	50	> 100 (Pb, Zn)
159	106-Нагли	358,1	490	19 400	180	40	110	500	> 100 (Zn, Cd)
10613	106-Нагли	358,2	35	6 600	—	—	—	—	> 100 (Zn)
115	19-Колка	302,1	50	—	2500	—	—	—	> 100 (Cu)
153	1-Д-Олайне	450,0	50	—	—	—	380	—	> 100 (As)
165	8-Стренчи	239,2	400	1 420	—	—	156	—	> 10 (Pb, Zn, As)
162	4-Буртниеки	244,0	380	100	100	—	60	—	> 10 (Pb, As)
10701	4-Буртниеки	243—244	740	120	—	—	—	20	> 10 (Pb)
95	58-Нитауре	435,0	—	2 600	—	40	—	—	> 10 (Zn, Cd)
100	80-Балдоне	389,6	50	2 300	—	—	—	—	> 10 (Zn)
163	13-Катлакалнс	372,7	218	2 000	—	—	—	—	> 10 (Pb, As)
28а	22-Шкипе	365,5	100	300	80	—	60	—	> 10 (Pb, Zn, As)

Пробы с наиболее высокими содержаниями элементов халькофильной группы подверглись рентгеноспектральному (Pb, As) и атомно-адсорбционно-спектрофотометрическому (Cu, Zn, Cd) методам анализа в химико-аналитической лаборатории ВСЕГЕИ. В результате установлены значительные концентрации халькофильных элементов, превышающие в ряде случаев кларки в сотни и иногда в 1000 и более раз (табл. 2).

Максимальные содержания их зафиксированы в следующих районах.

1. На восточном побережье Рижского залива, в 15 км к югу от г. Лимбажи (скв. 10-Видрижи). Концентрация свинца достигает здесь 64000 г/т, цинка 50000, кадмия 3000 и мышьяка 251 г/т.

2. В центральной части Латвии район городов Юрмала — Олайне (скважины Яункемери, Рагациемс, Н-50 Олайне). Содержания халькофильных и сопутствующих элементов колеблются: цинка — от 16800 до 51 500 г/т (скв. Н-50 Олайне), свинца — от 2520 до 15 810 г/т (скв. Яункемери), кадмия — 400—500 г/т и мышьяка 115—360 г/т; повышены также значения молибдена (до 50 г/т).



Фиг. 2. Схематическая геохимическая карта верхней приконтактовой части (кровли) пярнуского горизонта среднего девона
 1—3 — литолого-фациальные зоны (1 — глинисто-алеврито-песчаных прибрежно-морских отложений, 2 — глинисто-песчаных осадков мелководной области шельфа, 3 — мергелей, алевритов и песков относительно глубоководной области шельфа); 4 — тектонические нарушения; 5 — граница литолого-фациальных зон. Остальные условные обозначения см. на фиг. 1

3. В крайней западной части Латвии, юго-западнее г. Кулдига (скв. 50-Вергале, 11-Дреймани, 6-Адзе). С повышенными содержаниями свинца, цинка и мышьяка здесь ассоциируются аномальные значения меди, достигающие 6000 г/т.

Другой геохимический репер, установленный в среднем девоне, связан с зоной контакта наровского и пярнуского горизонтов и приурочен к кровле последнего.

* Отложения пярнуского горизонта развиты по всей территории республики, верхняя приконтактовая часть его представляет собой базальные образования морской трансгрессии наровского бассейна [6].

Литогеохимическое опробование данного литолого-стратиграфического уровня проведено в 76 скважинах; отобрано 676 проб. В большинстве случаев установлены аномальные содержания элементов халькофильной группы (фиг. 2). Наиболее значительные из них подверглись рентгеноспектральному и атомно-абсорбционно-фотометрическому методам анализа. Степень концентрации на этом уровне несколько ниже, чем в подошве кемерского горизонта нижнего девона: значения Pb, Zn, Cu, As, Cd превышают их кларки в 10, в ряде случаев в 100 раз (табл. 3).

Намечается некоторая зависимость в распределении аномальных содержаний халькофильных элементов от литолого-фациальной обстановки бассейна седиментации. Так, наиболее высокие их концентрации распространены в восточной части Латвии на площади развития зоны глинисто-песчаных осадков мелководной области шельфа. Здесь максимальные значения свинца и цинка зафиксированы в районе Валмиеро-Локновского поднятия (скв. 3-Стренчи) и в районе г. Екабпилс (скв. 106-Нагли). В скв. 3-Стренчи содержания цинка 1100 г/т, свинца 2300 г/т; в скв. 106-Нагли концентрации цинка достигают 19400 г/т, свинца — 490 г/т. Полуколичественным спектральным анализом здесь зафиксированы также аномальные (до 500 г/т) содержания молибдена.

Аномальные содержания микроэлементов халькофильной группы на указанных геохимически-специализированных уровнях в девоне обусловлены сульфидным оруденением, приуроченным к прослоям сильно сце-

ментированных доломитизированных и нередко загипсованных кварцевых песчаников. Установленным геохимическим реперам минерализованные прослои песчаника соответствуют: в нижнем девоне — в подошве кемерского горизонта на контакте с подстилающими карбонатными образованиями силура, в среднем девоне — в кровле пярнуского горизонта на контакте с перекрывающими глинисто-карбонатными породами наровского горизонта.

Минерализованные сульфидами железа, свинца, цинка и меди песчаники представляют собой средне-, мелко- и неравномернозернистые породы псаммитовой, алевропсаммитовой, линзовидно-полосчатой и массивной текстуры. В породе до 80% обломочного и до 20% цементирующего материала. Обломочный материал представлен в основном кварцем и лишь в виде примеси отмечаются зерна полевого шпата, граната, циркона, мусковита, лимонитизированного магнетита, аутигенного пирита и кварцита. Кластические зерна сцементированы сложным глинисто-доломитово-гипсовым цементом пойкилитового, коррозионного типа и типа выполнения пор.

Сульфидные минералы в виде включений, идиоморфных выделений, тонкозернистых агрегатных скоплений развиваются по цементу песчаников и заполняют поровые пространства среди кварцевых зерен песчаника, при этом они часто корродируют зерна кварца. Нередко сульфиды полностью замещают цемент песчаников.

Сульфиды представлены сфалеритом, галенитом, реже — халькопиритом и арсенопиритом в тесной ассоциации с пиритом.

С ф а л е р и т чаще встречается в виде неправильных зерен, реже отмечаются кристаллы тетраэдрического облика размерами 0,15—0,25 мм; обычно контактирует с пиритом и корродируется последним. Сфалерит полупрозрачный с алмазным блеском, иногда окрашен в желтовато-бурый цвет с сероватым оттенком.

Г а л е н и т свинцово-серого цвета с металлическим блеском распределен неравномерно в цементирующем материале. Зерна его часто имеют неправильные очертания, реже — четкие кубические кристаллы. Местами сфалерит и галенит находятся в тесном сростании, что свидетельствует об одновременном их выделении в породе.

Х а л ь к о п и р и т отмечается в единичных зернах в виде мелких аллотриоморфных кристаллов с полисинтетическими двойниками. Иногда халькопирит образует включения в сфалерите. Тесные сростания с халькопиритом образует ковеллин в виде включений и примазок.

П и р и т латуно-желтого цвета с пестрой побежалостью развит по цементу песчаников и интенсивно корродирует обломочные зерна кварца. Зерна пирита округлые, кубические, часто сгруппированные в агрегаты, иногда образуют гнездовидные обособления, сложенные неправильными зернами. Пирит иногда наблюдается в тесном сростании с галенитом, сфалеритом и халькопиритом. Идиоморфные зерна пирита нередко корродируют зерна сфалерита.

А р с е н о п и р и т встречается весьма редко, в виде кристаллов удлиненно-неправильной формы серого цвета с металлическим блеском.

Судя по отмечаемым в шлифах соотношениям сульфидных минералов, более ранними минералами являются сфалерит и галенит; пирит и халькопирит являются более поздними образованиями.

Мощность минерализованных сульфидами прослоев песчаников в подошве кемерского и в кровле пярнуского горизонтов составляет по керну 0,2—0,5 м (выход керна не превышает 30%). В результате анализа каротажных диаграмм на соответствующих уровнях мощность зон сульфидной минерализации определяется в 1—3 м.

Распространение установленных в девоне геохимических реперов, к которым приурочено полиметаллическое оруденение, и глубина залегания их в общих чертах отражены на схематическом геологическом разрезе осадочного чехла (фиг. 3).

Минерализованный базальный слой нижнего девона (подошва кемерского горизонта) на северо-востоке площади своего развития залегает на глубине 280—380 м, понижаясь в центральной части Латвии до 425—

625 м. В южном и юго-западном направлениях глубина залегания данного уровня увеличивается.

Глубина залегания зоны оруденения в среднем девоне — в кровле пярнуского горизонта на контакте его с залегающим выше наровским горизонтом изменяется от 90—190 м на севере республики до 750 м на юго-западе ее.

Избирательная приуроченность сульфидной минерализации к указанным уровням обусловлена рядом факторов, способствующих как первичному накоплению халькофильных элементов, так и вторичному обогащению их и дальнейшему преобразованию в процессе эпигенеза.

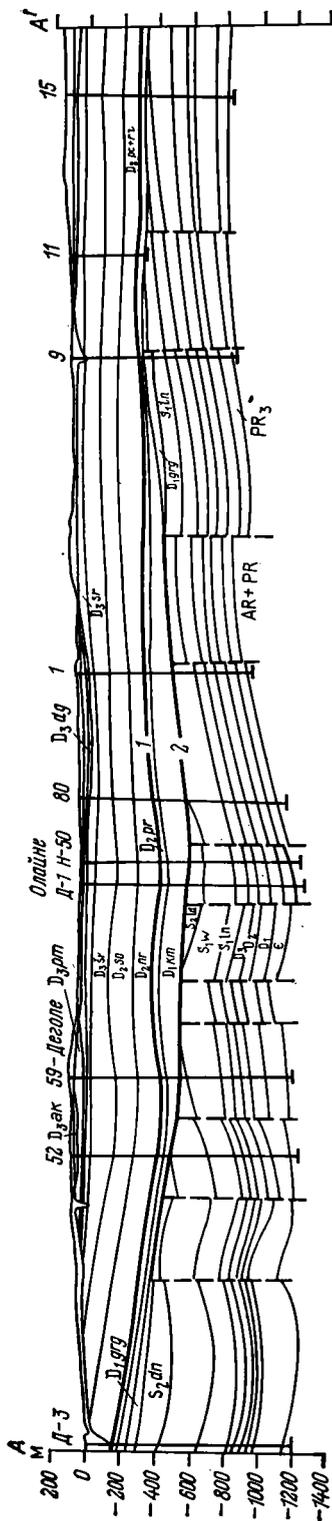
Процесс образования сульфидной минерализации в нижнекемерских и в верхнепярнуских песчаниках идентичен и характеризуется рядом общих черт.

Определенную роль в перераспределении, транспортировке и мобилизации химических элементов сыграли водные растворы, интенсивная циркуляция которых осуществлялась, вероятно, по многочисленным тектоническим разломам, имевшим место в додевонской осадочной толще, особенно на площади развития базального слоя кемерского горизонта (см. фиг. 1).

В процессе циркуляции, перетекания и инфильтрации водных растворов, обогащенных за счет вмещающих пород халькофильными элементами, происходило выделение последних в благоприятной восстановительной среде (о наличии последней свидетельствуют сероцветность этих прослоев и интенсивное развитие растительных остатков), в районе геохимических барьеров, какими явились на рассматриваемых нами уровнях зоны соприкосновения поверхностей двух литологически резко различных (терригенных и карбонатных) толщ.

На перераспределение рудного вещества в стадии эпигенетических преобразований осадка и обогащение им отдельных прослоев (как в подошве кемерского, так и в кровле пярнуского горизонтов) указывает факт «обеднения» фона: аномальные содержания халькофильных элементов на этих уровнях выделяются на фоне весьма низких их средних значений в песчаниках этого же возраста. Как отмечает ряд авторов [7, 8], такое явление весьма характерно для рудных концентраций металлов с низким кларком в осадочных толщах и является результатом мобилизации рудного вещества из самих вмещающих пород.

Выявленные геохимически специализированные уровни соответствуют нижней и верхней границам нижнесреднедевонской ассоциации терригенных формаций, выделенной на территории Латвии. Приуроченная



Фиг. 3. Разрез зоны сульфидной минерализации в кровле пярнуского горизонта среднего девона (1) и в базальном слое кемерского горизонта нижнего девона (2). См. фиг. 1

к ним сульфидная минерализация характеризуется широким (см. фиг. 3) площадным распространением, выходящим далеко за пределы республики. Сульфидная минерализация в девоне известна в Эстонии (у пос. Милласта, Выхма), в Западном Приуралье, а также в ряде других районов Русской платформы [5, 9].

* * *

Условия залегания и характер сульфидной минерализации на указанных выше геолого-геохимических рубежах в пределах территории Латвии позволяют сделать вывод о стратиформно-эпигенетическом ее происхождении, в пользу которого свидетельствует следующее: 1) строгий литолого-стратиграфический контроль оруденения; 2) площадное распространение зон сульфидной минерализации и согласное залегание минерализованных прослоев с вмещающими породами; 3) отсутствие тектонического контроля; 4) приуроченность литогеохимических аномалий свинца, цинка и других элементов халькофильной группы к породам с «кларковым дефицитом»; 5) сравнительно молодой (позднегерцинский — раннеальпийский) возраст полиметаллической минерализации, установленный на основании отношений изотопов свинца в галенитах [11].

Литература

1. Геологическое строение и полезные ископаемые Латвии. Рига: Зинатне, 1979. 543 с.
2. Кивисилла Я. Я. Система программ «БазаЛТ» для математической обработки массовой геохимической информации на ЭВМ.— В кн.: Опыт и методика геохимических исследований и поисков месторождений полезных ископаемых в кристаллическом фундаменте Белоруссии и Прибалтики (тез. докл.). Минск: Изд-во УГ БССР, НТГО, 1975, с. 65—69.
3. Менакер Е. А., Федоренко Я. Д. Распределение ряда химических элементов в докембрийских и кембрийских отложениях осадочного чехла и породах фундамента Латвии.— В кн.: Литология, геохимия и полезные ископаемые Белоруссии и Прибалтики. Минск: Наука и техника, 1968, с. 94—103.
4. Мигдисов А. А., Ронов А. Б. Химический состав и геохимическая история Русской платформы.— В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста (тез. докл.). Москва: Изд-во ГЕОХИ АН СССР, 1980, с. 13—15.
5. Миропольский Л. М. Галенит в девонских отложениях на востоке Татарии.— Докл. АН СССР, 1951, т. XXVIII, № 4, с. 757—759.
6. Поливко И. А. Палеогеография и палеотектоника раннего и среднего девона Средней Прибалтики. Рига: Зинатне, 1977. 160 с.
7. Попов В. И. Использование кларков для оценки баланса химических элементов и вероятности нахождения осадочных месторождений.— В кн.: Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований. Москва: Изд-во АН СССР, 1963, с. 22—67.
8. Сравнительный анализ геохимических особенностей чехла молодых и древних платформ/Под ред. Шора Г. М., Смылова А. А., Певзнера В. С. и др.— В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста (тез. докл.). М.: Изд-во ГЕОХИ АН СССР, 1980, с. 9—12.
9. Флоренский В. В., Михайлова Н. А. Сульфиды цинка в девонских породах Западного Приуралья.— Докл. АН СССР, 1952, т. LXXXVI, № 6, с. 1215—1217.
10. Федоренко Я. Д., Менакер Е. А. Особенности распределения химических элементов в девонских отложениях на территории Латвии.— В кн.: Литология, геохимия и полезные ископаемые Белоруссии и Прибалтики. Минск: Наука и техника, 1970, с. 272—289.
11. Федоренко Я. Д. Результаты изотопного спектрального анализа галенитов Прибалтики.— В кн.: Опыт и методика изучения форм нахождения элементов в горных породах и ореолах рассеяния. Таллин: Валгус, 1976, с. 84—86.
12. Федоренко Я. Д., Менакер Е. А. Свинцово-цинковая минерализация на территории Латвии.— В кн.: Литология и полезные ископаемые палеозойских отложений Прибалтики.— Рига: Зинатне, 1977, с. 74—80.

Всесоюзное морское
научно-производственное объединение
инженерной геологии
«Союзморинжгеология», Рига

Поступила в редакцию
20.11.1985

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 549.67(517.3)

ПЕРВЫЕ НАХОДКИ ЦЕОЛИТОЛИТОВ В МНР

ЗАЙЦЕВ Н. С., КОССОВСКАЯ А. Г., ПЕТРОВА В. В., РАССКАЗОВ А. А.,
БАДАМГАРАВ Д., ТУМЭНБАЯР Б., АМАРЖАРГАЛ З.

Территория МНР представляет несомненный интерес с позиций поисков цеолитолитов различного состава и генезиса. Широкое развитие вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород в озерных наземных обстановках верхнеюрского и мелового возраста делает эти породы первоочередным объектом для постановки поисков цеолитовых проявлений.

Предшествующими работами большого коллектива исследователей Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции [1, 3, 5 и др.] было установлено, что в этот период в условиях теплого засушливого и семиаридного климата большая часть территории Монголии была занята крупными изолированными озерными бассейнами различной солёности. На востоке, северо-востоке, юге и центре территории протекали интенсивные эксплозивные вулканические процессы, шло накопление мощных пепловых осадков, в ряде мест излияния носили подводный характер [3]. Сочетание подобных геологических обстановок позволило обосновать возможности открытия широкой цеолитонности МНР. В качестве наиболее перспективных были намечены вулканогенно-осадочные комплексы цаганцабской и шинхудукской свит (I_3-K_1), широко распространенные в обширных депрессионных зонах южной, центральной и северо-восточной Монголии. Первая находка осадочных цеолитолитов была сделана в 1983 г. А. Г. Коссовской и А. А. Рассказовым в мезозойских туффитах в разрезе междуручья Ульдзы — Керулена, на северо-востоке Монголии. Цеолитизированные туффиты обнаружены в обнажении, расположенном в северо-западной части оз. Ихэ-Дзосу-Нур. Участок примыкает к разлому северо-западного простирания. Совокупность кислых вулканических пород данного участка сходна с нижнемеловой фацией эффузивов, закартированной несколько южнее в районе оз. Бага-Дзосу-Нур [5].

Нижняя часть разреза сложена темно-серыми дацитами, иногда везикулярными, сильноокремнелыми, мощностью примерно 3 м. Выше расположены светлые туффиты, мощностью 2 м, сменяющиеся 6-метровым пластом вулканической брекчия, содержащей обломки кислых эффузивов; основная масса цемента сложена витрокластическим материалом, содержащим цеолиты. Выше залегают светло-серые спекшиеся витрокластические плохо обнаженные туфы, среди которых выступают плотные прослои мощностью

Химический состав цеолитизированного туффита и цеолитов МНР

Компонент	Междуречье Ульдзы—Керулена (обр. 57/83)		Гора Тушлер (обр. 84/84)	Колодец Цаган-Цаб (обр. 249/84)
	1	2	3	4
SiO ₂	59,52	63,84	63,63	68,69
TiO ₂	0,48	0,07	Не обн.	0,00
Al ₂ O ₃	13,73	11,84	12,35	12,68
Fe ₂ O ₃	5,95	0,06	0,08	0,16
FeO	Не обн.	—	—	—
MnO	0,06	Не обн.	Не обн.	0,01
CaO	3,94	3,69	2,76	2,57
MgO	3,32	1,09	1,10	0,40
SrO	Не опр.	Не опр.	0,47	Не опр.
BaO	»	»	0,06	»
Na ₂ O	1,94	0,02	0,88	0,22
K ₂ O	2,44	0,62	1,95	1,40
H ₂ O ⁺	4,23	—	—	—
H ₂ O ⁻	4,85	—	—	—
CO ₂	Не обн.	—	—	—
C	»	—	—	—
P ₂ O ₅	0,06	Не опр.	Не обн.	Не опр.
Сумма	100,52	81,23	83,28	86,13

Примечание. 1—4 — номера анализов: 1 — цеолитизированный туффит, «мокрая» химия; 2 — клиноптилолит (среднее из трех анализов), микроанализатор; 3 — клиноптилолит (среднее из восьми анализов), микроанализатор; 4 — клиноптилолит (среднее из четырех анализов), микроанализатор.

80%, а у подножия горы Тушлег от 5 до 55%. Наиболее перспективной, по-видимому, является пачка VI (см. фиг. 1) в разрезе Цаган-Цаб, мощность которой в отдельных местах участка достигает 20 м, а содержание цеолита в среднем 60%.

В туфогенных породах Тушлега и Цабан-Цаба цеолиты формируются по обломкам вулканического стекла как в основной массе пород, так и в цементе туфопесчаников. Заменяя исходное стекло, клиноптилолит образует скрытокристаллические агрегаты; в поровых пространствах он наблюдается в виде четких уплощенных кристаллов.

Химический состав клиноптилолита участков Тушлег и Цаган-Цаб приведен в таблице. Анализы показывают, что он относится к Mg—K—Ca-разновидности клиноптилолита с подчиненным содержанием Na и присутствием Sr. Значения Si/Al

и $\frac{\text{SiO}_2 (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})}{\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{CaO}}$ соответствуют клиноптилолиту. Минерал имеет клиноптилолит-

товую рентгенограмму с основными значениями межплоскостных расстояний $d_{020} = 8,90$, $d_{132} = 3,93$, $d_{044} = 2,97$ и др. Он термически устойчив и без изменения рентгенограммы выдерживает прокалывание при температуре 550°C в течение 15 ч. Показатели преломления $N_g = 1,479 - 1,480$, $N_p = 1,478$. Клинноптилолит является преобладающим, но не единственным цеолитом в описываемых породах. На участке Тушлег встречен редкий Mg-цеолит (феррьерит).

Находки клиноптилолитовых туффитов в отложениях цаган-цабской свиты двух отдаленных пунктов МНР (северо-восточная и южная части Монголии) делают перспективной для поисков цеолитов огромную территорию. Следует подчеркнуть, что клиноптилолиты разных районов отличаются по своим кристаллохимическим характеристикам и составу обменных катионов, что расширяет возможности их использования в качестве добавок в корма животных и птиц и для улучшения структуры почв.

Очевидно, что этим не ограничиваются возможности цеолитовых туффитов Сайн-Шандского района. Они могут быть широко использованы для производства высококачественного цемента как в МНР, так и на сопредельных территориях СССР. Близость к железнодорожной станции делают этот район особенно экономически выгодным. Обнажения участка Тушлег находятся непосредственно у железной дороги, участка Цаган-Цаб — в 12—15 км от нее.

Не менее перспективными могут оказаться перхнепалеозойские отложения Южной Монголии. Следует также обратить внимание на северные регионы развития специфических ультращелочных кислых пород [2]. В продуктах их преобразования, равно как и в ареалах площадей высокощелочных подземных вод, ассоциирующих с туфогенными сериями, может быть встречен другой генетический тип цеолитов, представляющих не меньший практический интерес.

Таким образом, в Монголии, по-видимому, широко развиты цеолитсодержащие породы, заслуживающие дальнейшего изучения.

Литература

1. Геологическая карта Монгольской Народной Республики. М-б 1 : 1 500 000/Под ред. Маринова Н. А. М.: ГУГК, 1972.
2. Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии.— Тр. совмест. Советско-Монгольской науч.-исслед. геол. эксп. М.: Наука, 1975, вып. 11, с. 130—196.
3. Мезозойские озерные бассейны Монголии/Под ред. Мартинсона Г. Г. Л.: Наука, 1982. 211 с.
4. Нагибина М. С., Шувалов В. Ф., Мартинсон Г. Г. Основные черты стратиграфии и истории развития мезозойских структур Монголии.— В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977, с. 113—183.
5. Фрих-Хар Д. И., Лучицкая А. И. Позднемезозойские вулканы и связанные с ними гипабиссальные интрузивы Монголии. М.: Наука, 1978. 167 с.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
2.IX.1985

МЕТОДИКА

УДК 549.1 : 53

НОВЫЙ АППАРАТУРНЫЙ МЕТОД АВТОМАТИЧЕСКОГО ИЗМЕРЕНИЯ ВЕЛИЧИН ОТРАЖЕНИЯ МИНЕРАЛОВ ПРИ ПОМОЩИ АНАЛИЗАТОРА ИЗОБРАЖЕНИЯ

ДАНИЛЬЧЕНКО А. Я., ЧОПОРОВ Д. Я.

Метод измерения величин отражения (ВО) минералов является неразрушающим экспрессным количественным методом, позволяющим исследовать горные породы и руды с размерами зерен минералов до 10 мкм. В настоящее время измерения ВО осуществляются при помощи микрофотометрических приборов, серийно выпускаемых промышленностью [1, 2]. Как принципиальное устройство этих приборов, так и методики работы с ними в общем аналогичны и основаны на том, что оптическая схема прибора (микроскопа) позволяет выделить на объекте (породе, руде, минерале), находящемся в поле зрения микроскопа, участок фотометрирования и направить свет, отраженный от этого участка, на соответствующее измерительное устройство (фотометрический окуляр или фотоэлектронный умножитель — ФЭУ) [1—5]. Однако данный метод измерения ВО обладает рядом существенных недостатков, а именно: во-первых, выделение участка фотометрирования на объекте осуществляется механическим способом при помощи диафрагмы данной формы и размера и, во-вторых, использованием измерительных устройств (детекторов излучения), осуществляющих интегральную фотометрию выделенного диафрагмой участка [1—3]. Использование диафрагмы повышает требования к величине минимально допустимой интенсивности светового потока осветителя и увеличивает влияние дифракционных и абберационных явлений на результаты измерений, что в свою очередь ведет к сужению диапазона допустимых размеров объектов исследований, не позволяя анализировать объекты (минералы, органические остатки, включения и т. п.) с размерами менее 7—10 мкм, а также затрудняет или делает невозможным достижение необходимой точности при измерении малых значений констант отражений (например, при измерениях ВО витринита, образовавшегося в условиях низкой стадии углекислотности — в торфах, землистых углях и т. п.). Использование интегральных детекторов излучения исключает или существенно затрудняет как оценку распределения ВО на участке фотометрирования (оценка качества выбранного участка), так и оценку влияния дифракционных и абберационных явлений на результаты измерений, что в свою очередь создает трудности при объективном выборе представительных участков и увеличивает погрешность измерений. Необходимо также добавить, что существующие устройства для измерений ВО не обладают производительностью, требуемой для массового опробования осадков исследуемых толщ.

В то же время за последние годы благодаря введению международных эталонов отражения, улучшению параметров фотоэлектрических приборов и стандартизации способов приготовления шлифов соответствующего качества [4] произошла определенная унификация методик оптических исследований минералов в рудной микроскопии [2, 4], что открыло возможность частичной или полной автоматизации этих исследований. Одновременно с этим развитие микроэлектронной элементной базы привело к появлению быстродействующих микро-ЭВМ с емкой памятью и соответствующим периферийным оборудованием, позволяющим осуществлять дифференцированную фотометрическую регистрацию световых потоков и получить на этой основе оцифрованные изображения с их последующей обработкой и анализом в приемлемые сроки (в пределах десятков минут) и с небольшими затратами [7—10]. Все это создало предпосылки появления в рудной микроскопии новых аппаратурных методов исследования минералов с использованием современных средств вычислительной техники. Наиболее перспективными для разработки подобных методов являются анализаторы изображений, поскольку они являются системами, способными осуществлять экспрессный ввод (до 30 мс) и обработку сложных изображений.

При измерении ВО минералов при помощи анализатора изображений выделение фотометрируемого участка и его фотометрия осуществляются путем анализа оцифрованного изображения, хранящегося в оперативной памяти прибора, без использования каких-либо специализированных механических или оптических систем или фотометрирующих устройств. При этом, с одной стороны, отсутствуют недостатки существующих аппаратурных методов измерений ВО минералов, обеспечивается возможность работы с участками фотометрирования минимально возможных размеров (<1 мкм) и не требуется использование микроскопов, оборудованных специализированными механическими и оптическими системами. С другой стороны, использование анализаторов изображений позволяет полностью автоматизировать процесс измерений оптических констант ми-

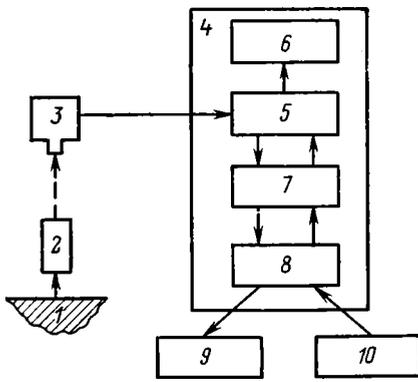


Схема устройства и работы анализатора изображений

1 — образец; 2 — оптическая система микроскопа; 3 — телевизионная камера; 4 — анализатор изображений; 5 — видеопамять с блоками обработки изображений; 6 — дисплей; 7 — центральный процессор; 8 — процессор ввода-вывода информации; 9 — принтер или иное терминальное устройство для вывода информации; 10 — клавишный пульт управления

нералов, так как в этом случае задача измерений ВО любого объекта произвольной формы сводится к созданию соответствующей программы обработки оцифрованного изображения, поступившего в оперативную память анализатора.

В качестве иллюстрации возможностей анализатора изображений при его применении в рудной микроскопии можно привести разработанный алгоритм автоматических измерений ВО минералов и реализованную на его основе рабочую программу VITRINIT, осуществляющую эти измерения при помощи анализатора изображений «Маджискан 2» производства фирмы «Джойс-Лойбл» (Великобритания).

В основу алгоритма измерений ВО исследуемых объектов была положена классическая формула сравнительного определения величины отражения минералов [1—5, 10]

$$R = [(I_{об} - I_{\phi}) / (I_{эт} - I_{\phi})] R_{эт}, \quad (1)$$

где R , $R_{эт}$ — ВО измеряемого образца (минерала) и эталона соответственно; $I_{эт}$, $I_{об}$, I_{ϕ} — измеренные интенсивности световых потоков от эталона, образца и фона соответственно. Разработанный вариант программы VITRINIT предназначен для измерения ВО минеральных микрокомпонент органического происхождения при проведении углепетрографических исследований с целью определения стадий катагенеза осадочных пород, зон возможного газо- и нефтеобразования, изучения состава, строения и степени метаморфизма углей [5, 6]. В основу программы положена методика измерений ВО одного из микрокомпонентов углей — витринита, наиболее однородного и широко распространенного микрокомпонента рассеянного и концентрированного органического вещества осадочных пород.

В программу также введена дополнительная априорная информация о следующих фундаментальных формулах рудной микроскопии, описывающих взаимосвязь между значениями ВО (R), показателя преломления (n) и показателя поглощения (k) исследуемого объекта [2, 3, 5, 6]

$$R_n = \frac{(n - n_n)^2 + k^2}{(n + n_n)^2 + k^2}, \quad (2)$$

$$n = \frac{0,5(n_n^2 - 1)}{\frac{n_n(1+R)}{1-R} - \frac{1+R}{1-R}}, \quad (3)$$

$$k = \sqrt{\frac{(n+1)^2 R - (n-1)^2}{1-R}}, \quad (4)$$

где R и R_n — ВО объекта в воздушной и иммерсионной средах соответственно; n_n — показатель преломления иммерсионной среды. На основании этих зависимостей по результатам измерений ВО в воздушной и иммерсионной средах программа рассчитывает значения показателей преломления и поглощения фотометрируемого объекта. Это позволяет не только определять величины n и k рудных минералов, имеющих размеры единиц микрон, но и определять эти константы для искусственных эталонов, что в свою очередь делает возможным создание соответствующих лабораторных эталонных коллекций.

С помощью программы VITRINIT можно измерить ВО исследуемого минерала (например, витринита) на любом прямоугольном участке заданной площади и выполнить статистическую обработку результатов измерений. Программа работает в диалоговом режиме, запрашивая у оператора условия эксперимента: число параллельных замеров, интенсивности светового потока (отраженного от участка фотометрирования), значение ВО эталона, относительные размеры участка фотометрирования, его размеры и т. п.

Результаты измерений величин отражения стандартных эталонов (эталон по эталону)

Наименование эталона	Показатель преломления n	Паспортная R , абс. %	Измеренная интенсивность I , дел. шкалы	Среднеквадратичное отклонение по 100 замерам σ , дел. шкалы	Коэффициент вариации K_I	Измерения ВО			Отклонение от паспортных значений	
						R , абс. %	σ_R , абс. %	K_R , отн. %	абс. %	отн. %
Фон	0,000	0,0	2,337	0,0646	4,30	—	—	—	—	—
SiC (опорный)	2,699	21,1	85,300	0,2253	0,41	—	—	—	—	—
K-8	1,518	4,23	19,033	0,0514	0,40	4,246	0,010	0,23	+0,016	+0,39
			19,039	0,0543	0,43	4,248	0,010	0,23	+0,018	+0,43
1 (искусственное стекло)	1,694	6,64	28,336	0,1234	0,73	6,612	0,013	0,19	-0,027	-0,42
			28,352	0,1612	0,95	6,616	0,013	0,20	-0,023	-0,31
2 (искусственное стекло)	1,856	8,98	37,778	0,2101	0,86	9,014	0,011	0,12	+0,036	+0,37
			37,622	0,2719	1,16	8,974	0,013	0,15	-0,006	-0,07
3 (искусственное стекло)	1,990	10,96	45,737	0,1489	0,49	11,038	0,008	0,07	+0,080	+0,71
			45,538	0,1216	0,42	10,987	0,007	0,07	+0,027	+0,25
			45,679	0,1890	0,64	11,023	0,009	0,08	+0,063	+0,58
СТФ-2	2,169	13,60	55,536	0,2407	0,69	13,530	0,009	0,07	-0,069	-0,51
			55,591	0,1153	0,33	13,544	0,007	0,05	-0,056	-0,41
SiC	2,699	21,1	85,792	0,3539	0,64	21,225	0,008	0,04	+0,125	+0,59
			85,809	0,1923	0,35	21,229	0,007	0,03	+0,129	+0,61

По окончании ввода исходной информации программой запрашивается дальнейший режим работы. Возможен выбор одного из следующих режимов: 1) измерение интенсивности светового потока, отраженного от эталонного объекта, $I_{\text{от}}$; 2) измерение интенсивности общего фонового (паразитного) светового потока $I_{\text{ф}}$; 3) измерение интенсивности светового потока, отраженного от исследуемого объекта $I_{\text{об}}$, с последующим расчетом его ВО по формуле (1) и распечаткой результатов; 4) изменение исходной информации (условий эксперимента).

При работе с программой титловая последовательность приведенных выше режимов, как правило, следующая: измерения $I_{\text{от}}$ — измерения $I_{\text{ф}}$ — измерения $I_{\text{об}}$ с расчетом его R и распечаткой результатов. В зависимости от требуемой точности измерений этот цикл либо повторяется полностью при каждом измерении ВО (за исключением измерения $I_{\text{ф}}$, так как флуктуации фона обычно находятся далеко за пределами точности измерений), либо на одно измерение $I_{\text{от}}$ приходится несколько измерений $I_{\text{об}}$. При необходимости программа может повторять цикл выбранной последовательности режимов измерений в автоматическом режиме заданное число раз.

Повышение точности измерений осуществляется программой путем многократного повторения замеров интенсивности светового потока при каждом режиме работы и взятия их среднего значения (с одновременным расчетом величины среднеквадратичного отклонения каждого замера). Обычно для достижения рекомендуемой точности измерений [6] достаточно 100-кратного повторения замера интенсивности светового потока от одного и того же участка фотометрирования в каждом из приведенных режимов работ, что выполняется программой в автоматическом режиме менее чем за 10 с.

Проверка точности измерений и воспроизводимости результатов при проведении работ по предложенному методу проводилась путем измерения ВО ряда низкоотражающих эталонов, используемых в углепетрографических исследованиях, с использованием анализатора изображений «Маджискан 2» и микроскопа «Виккерс M17». Измерения проводились в условиях, максимально приближенных к рекомендуемым для работы на микроскопах-фотометрах: с использованием монохроматического освещения с длинами волн в интервале 530—550 нм, общим увеличением 250 раз (объектив увел. 25) и размерами участка фотометрирования 20×20 мкм и 7×7 мкм.

Как следует из результатов, приведенных в таблице, при измерении величин отражения в интервале от 4,23 до 21,1 абс. % отклонение от рекомендованных паспортных значений находилось в пределах $0,006 \div 0,125$ абс. % ($0,25 \div 0,71$ отн. %), что практически удовлетворяет требованию 0,5%-ной относительной погрешности результата измерения (критерий 3σ), в то время как для практических целей считается достаточным удовлетворение требованию 5%-ной относительной погрешности результата измерения (критерий 2σ) [2—4, 6].

Практическая проверка производительности данного метода проводилась путем измерений ВО витринита на 50 углепетрографических образцах (аншлифах и аншлиф-брикетах), приготовленных из зерна ряда скважин Алдано-Чуманского района Южно-Якутского угленосного бассейна. Были проведены измерения величин отражения 702 зерен витринита (в среднем по 14 зерен на образец) по 100 замеров ВО на каждом зерне (участке фотометрирования). Ниже приведены условия измерений:

Тип образцов	Аншлифы и аншлиф-брикеты
Объект измерения	Витринит
Среда измерения	Иммерсионное масло
Коэффициент преломления среды	1,515
Эталон сравнения	Искусственное стекло
Величина отражения эталона, абс. %	1,021
Размеры участка фотометрирования, мкм	7×7
Освещение	Монохроматическое, в интервале длин волн 530—550 нм
Число повторных замеров на одном объекте (участке фотометрирования)	100

Для выполнения этого объема работ при помощи анализатора изображений «Маджискан 2» потребовалось два полных рабочих дня (16,4 ч рабочего времени), т. е. 1 ч рабочего времени измерялись величины отражения в среднем 42,8 зерен витринита (4280 замеров) с одновременной обработкой результатов измерений: расчетом ВО в абсолютных процентах, статистической обработкой массивы данных по каждому образцу и представленным результатам в окончательном виде (распечаткой на принтере в форме итоговой таблицы). Таким образом, средняя производительность данного метода составила 351 измерение ВО зерен витринита (по 100 замеров при каждом измерении, т. е. 35100 замеров) за одну рабочую смену. При измерениях ВО зерен витринита, выполненных при тех же условиях на стандартном фотометрическом приборе фирмы «Лейтц» [2], за одну рабочую смену оказалось возможным осуществить не более 120 замеров ВО различных зерен витринита на четырех аншлифах (по одному замеру на каждом зерне) без проведения какой-либо обработки результатов замеров. Следовательно, производительность нового метода выше производительности существующих аппаратурных методов более чем в 3 раза только по числу измерений ВО отдельных зерен (по числу отдельных замеров — в 292 раза). С учетом затрат времени на обработку и регистрацию результатов производительность труда при измерении ВО витринита новым методом увеличивается в 30—40 раз.

Таким образом, предложенный новый аппаратурный метод определения ВО минералов при помощи анализатора изображений существенно повышает точность измерений оптических констант рудных минералов, значительно упрощает обработку информации и во много раз сокращает затраты времени и труда. Использование анализаторов изображений позволяет с высокой точностью измерять оптические константы анализируемых объектов с размерами до 1 мкм, количественно характеризовать исследуемые микрокомпоненты геологических образцов, а также осуществлять в автоматическом режиме не только все фотометрические и прочие измерения требуемых объектов, но и всю необходимую обработку получаемой в процессе измерений информации, и представлять результаты в любой заранее заданной форме. Достигаемая при этом автоматизация проведения измерений оптических констант рудных минералов повышает производительность труда не менее чем в 20—30 раз, что обеспечивает возможность получения большого количества статистически представительных данных и тем самым позволяет решать качественно новые исследовательские и аналитические задачи.

Литература

1. Кэмерон Ю. Н. Рудная микроскопия/Пер. с англ. М.: Мир, 1966. 308 с.
2. Вьясов Л. Н. Оптические методы диагностики рудных минералов. М.: Недра, 1976. 202 с.
3. Юшко С. А. Методы лабораторного исследования руд. М.: Недра, 1971. 344 с.
4. Исаенко М. П., Боршианская С. С., Афанасьева Е. Л. Определитель главнейших минералов и руд в отраженном свете. М.: Недра, 1978. 255 с.
5. Петрография углей СССР.— Тр. Всес. н.-и. геол. ин-та, 1982, т. 309. 357 с.
6. Штах Э., Маковски М. Т., Тейхмюллер М. и др. Петрография углей/Пер с англ. М.: Мир, 1978. 554 с.
7. Fallon J. P., Gregory P. J., Taylor C. J. The use of digital processors in image analysis systems.— SPIE Computers in Optical Systems, 1978, v. 148, p. 46—52.
8. Taylor C. J., Dixon R. N. Quantitative image analysis using structural methods. Medical Images: Formation, Perception and Measurement. UK: John Wiley, Institute of Physics, 1976, p. 77.
9. Minkin J., Chao E., Tompson C. Application of automatic image analysis to coal petrography. Transactions of 9-th Internat. Congr. of Carboniferous Stratigraphy and Geology. USA: Urbana, May 1979, p. 63—70.
10. Small G. J. Application of automatic analysis with particular reference to the Magiscan system.— United Kingdom Atomic Energy Authority. Harwell, October, 1981, p. 8.

ВЛИЯНИЕ ПОДГОТОВИТЕЛЬНОЙ ОБРАБОТКИ НА РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ МЕТАЛЛОНОСНЫХ ОСАДКОВ

МУРАВЬЕВ В. И

При отборе проб океанических осадков обычно применяются герметичные банки, позволяющие сохранить в образцах в течение достаточно длительного времени иловую влагу. Несмотря на то, что газовая фаза в образцах может в значительной мере теряться, тем не менее сохранение исходной водонасыщенности позволяет надеяться на сохранность структуры образцов и солевого состава иловых вод. Однако при лабораторных работах далеко не всегда удается сохранить герметически закупоренные образцы до начала всех видов исследования. В ряде случаев механический анализ илов, выделение фракций и накопление тех или иных минералов производится из частично высохших или воздушно-сухих образцов. Предполагается, что высушивание образца, усадка при высушивании и кристаллизация солей, растворенных в иловых водах, сильно нарушает первичную структуру ила. Поскольку океанические илы представляют собой не только пересыщенные всдой среды, но и минералогически метастабильные системы, вполне вероятно и изменение минерального состава илов или минеральной природы содержащихся в исходных илах окристаллизованных фаз.

Наибольшие затруднения вызывает интерпретация исходного состава металлоносных осадков, сформированных ниже уровня карбонатной компенсации. В этих осадках отсутствуют карбонатные фрагменты, а примесь биогенных фосфатных и кремнистых частиц ничтожна и не является структурообразующим компонентом осадка. Основная масса этих осадков представлена свежес выпавшими метакolloидными образованиями.

Для определения влияния начальной подготовки материала на свойства и состав металлоносных осадков был осуществлен ряд различных видов подготовки исходных образцов перед началом их исследования. Образец 1006-1 (160—170), взятый в 14-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев», был разделен на три части. Первая часть была взвешена до и после сушки непосредственно на корабле. Определенная таким образом влажность при температуре 22° С составила 67,6%. Вторая часть была взвешена во влажном состоянии и декантирована в дистиллированной воде до исчезновения реакции на Cl. После высушивания определили потерю влаги и растворимых солей, которая составила 71%. Третья часть образца сохранялась в течение 6 лет в парафинированной герметичной банке. По истечении этого срока вскрытая проба была вновь разделена на три части для определения влажности, потери влаги и солей, а также изменения структуры образца при сушке. Влажность по трем измерениям составила $62\% \pm 0,5\%$. Вторая часть образца была предварительно декантирована в дистиллированной воде и затем высушена в эксикаторе. Потеря (вода + соли) составила 65,8%. Третья часть была высушена, взвешена после сушки (контрольное измерение влажности) и затем декантирована в дистиллированной воде до потери реакции на Cl (2 мес.). После этого пробу взвесили и, таким образом, в ней последовательно определили потерю влаги, а затем потерю растворимых солей. Потеря влаги составила 62,3% (сходимость в пределах погрешности эксперимента), потеря солей — 10,6% от сухого образца. Прямой расчет химического состава высушенного неотмытого ила на безводные соли (NaCl, MgCl₂, MgSO₄, CaSO₄) пропорционально составу морской воды показал содержание сумм солей около 8% от сухого образца, или 9,8% при расчете на гипс, бишофит, элсомит. Разность в 0,8% может быть связана с высокой гигроскопичностью солей. Образцы с иловой влагой высушивали без подогрева, в эксикаторе. В качестве поглотителя влаги в эксикаторе использовали хлористый кальций.

Описанная предварительная часть эксперимента не преследовала цели определения солевого состава высушенных природных илов, однако обращает на себя внимание высокое (>6%) содержание солей в иловом растворе, что почти в 2 раза превышает концентрацию солей в морской воде. Если обратиться к аналогичным измерениям, произведенным на борту корабля, то концентрация солей в иловой влаге составляла 4,8%, что также несколько выше солёности морской воды. При пересчете на процент солей в высушенном образце получим величину, равную 10,5%. Таким образом, при 6-летнем хранении пробы соотношение растворимых солей и нерастворимой в воде минеральной части ила остается на почти одном и том же уровне, но обнаруживается заметная (5,6%) потеря влаги — с 67,6 до 62%. Химический состав образцов, прошедших различные виды предварительной обработки, приведен в табл. 1. Следует отметить отсутствие CO₂ в природном образце и появление CO₂ в образцах, прошедших декантацию (до или после высушивания). Следовательно, удаление водорастворимых солей создает предпосылки для формирования карбонатов в осадке за счет атмосферной углекислоты. На дифрактограмме фракций 2—5 мкм (фигура) помимо доминирующих рефлексов филлипсита виден рефлекс 2,88 А. Можно предположить, что появление этого рефлекса связано с присутствием доломита.

Как исходные илы, так и илы, сохранившиеся в герметичных банках в течение шести лет, при перенесении их в дистиллированную воду и простом перемешивании прекрасно диспергируются и после отмывки от водорастворимых солей дают устойчивую суспензию. Это позволяет фракционировать образцы без истирания и, следовательно, без искусственного измельчения обломков и аутигенных кристаллов и агрегатов. В то же время предварительное высушивание полностью исключает свободную диспергацию илов в воде (табл. 2). Истирание же создает предпосылки для перевода в суспензию частиц размером менее 2 мкм, но при этом количество цеолитов, переходящих в эти

Химический состав обр. 1006-1 (160—170), %

Компонент	Номера образцов			
	1	2	3	4
SiO ₂	38,87	41,61	40,28	41,58
TiO ₂	0,55	0,59	0,61	0,51
Al ₂ O ₃	12,14	13,04	12,55	12,82
Fe ₂ O ₃	12,16	13,06	16,45	12,54
MnO	0,12	0,13	Нет	Нет
MnO ₂	4,99	5,38	4,33	6,27
MgO	2,32	2,20	2,53	2,13
CaO	1,80	0,74	1,07	1,46
Na ₂ O	4,86	2,53	1,67	2,14
K ₂ O	2,56	2,72	3,02	3,68
BaO	0,26	0,27	0,25	0,33
SrO	0,08	0,09	0,04	0,04
NiO	0,12	0,13	0,08	0,11
H ₂ O+	6,20	6,67	7,90	7,93
H ₂ O-	9,23	9,89	7,73	7,49
CO ₂	Нет	Нет	0,98	0,62
C	»	»	0,34	0,39
P ₂ O ₅	0,89	0,95	0,60	0,61
SO ₃	0,60	—	—	—
Cl	3,55	—	—	—
Сумма	100,34 *		100,43	100,65

Примечание. 1 — природный образец, высушенный; 2 — он же, пересчитанный на бессолевой состав; 3 — фракция <1 мкм, отмываемая из природного образца; 4 — фракция <1 мкм, отмываемая из высушенного образца (применено истирание резиновым пестиком).

* Сумма с учетом массы Cl₂=0. Химический анализ выполнен К. А. Степановой.

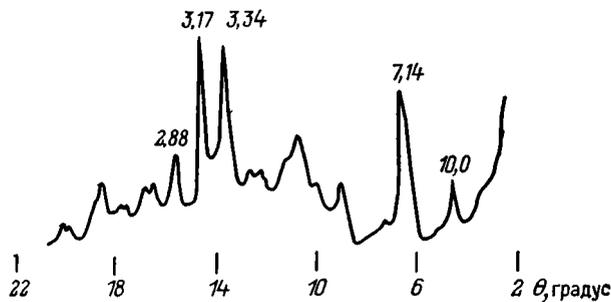
Таблица 2

Механический состав образца 1006-1 (160—170), %

Фракция, мкм	Вид предварительной обработки природного материала		
	декантирован	высушен, затем декантирован	декантирован, высушен
< 1	20	Нет	Нет
1—2	52	»	Следы
2—5	} 1	Следы	2
5—10		21	47
10—50	2	33	26
50—100	12	43	21
> 100	13	3	4

фракции, так же, как и количество нонtronита и других агрегатов, пропорционально времени истирания. Таким образом, гранулометрический состав и распределение минералов по размерным фракциям становится функцией интенсификации истирания. Необратимое агрегирование частиц осадка при высушивании и изменение гранулометрии образца после высушивания рассмотрено в большом числе работ и детально проанализировано В. П. Петелиным и И. А. Алексинной [6]. Но если в общем случае речь идет об агрегировании частиц и о видимом погрубении осадка, то при работе с материалом, главная часть которого представлена разноразмерными образованиями метаколлоидной природы, высушивание сказывается также и на сохранности исходно крупных фракций.

Если сравнить химические составы фракций менее 1 мкм, полученных из природно-влажного образца (см. табл. 1, обр. 3) без его истирания и из предварительно высушенного образца, истиравшегося резиновым пестиком в воде (см. табл. 1, обр. 4), обнаруживается заметное различие их состава. Обращает на себя внимание существенное повышение количества кремнезема, марганца, натрия, калия и бария и снижение количества железа в истиравшемся образце. Если увеличение количества кремнезема, калия, натрия и бария связано с переводом во фракции менее 1 мкм кристалликов филлипсита, то рост количества марганца, по-видимому, связан с достаточной рыхлостью марганцевых микронодулей и корочек. Очевидно, малая прочность микронодулей обусловила их деструктурирование при высушивании образцов. Механический анализ предварительно высушенных образцов, проведенный без их истирания (см. табл. 2), резко изменил соотношение частиц во фракциях >50 и <50 мкм. Микроскопическое изучение этих



Дифрактограмма фракций 2—5 мкм обр. 1006-1 (0—5). Фракция выделена (без растирания) из образца, прошедшего обработку по схеме: исходный высушен, затем декантирован

фракций показывает, что фракции > 50 мкм состоят во всех случаях из Fe-Mn-корочек и овальных стяжений (микронодулей). По-видимому, корочки и микронодули, способные к разрушению даже при одном цикле высушивания — увлажнения могут быть еще более значительно разрушены при их истирании.

Если механический перевод вещества из одной размерной фракции в другую проявляется достаточно наглядно, то минералогические превращения или изменения фазового состояния метакolloидных образований не обнаруживаются столь непосредственно. Во всяком случае на фоне возрастания количеств Mn во фракции < 1 мкм при истирании высушенного образца обнаруживается сокращение количества Fe. Это может быть связано только с доминированием Mn в микронодулях и корочках. Сокращение количества Fe обнаруживается при сравнении не только с фракцией < 1 мкм из неистравшегося (не высушивавшегося) образца, но и с валовым составом образца. Таким образом, предварительное высушивание приводит к необратимому агрегированию железосодержащих компонентов осадка и образованию достаточно прочных частиц, устойчивых к измельчению резиновым пестиком. Размеры частиц, составляющих агрегаты, и их минеральная природа различны. Современными методами далеко не всегда удается идентифицировать минеральную природу каждой отдельной частицы, находящейся в сложнопостроенном агрегате. Косвенным признаком, позволяющим судить о фазовом состоянии железосодержащих минералов (гидроокислов и силикатов), может быть их растворимость в минеральных или органических кислотах. Применяющиеся различные методы определения количества Fe^{3+} , не входящего в состав силикатов [2, 3, 5, 7], далеко не всегда позволяют переводить в раствор только гидроокисное железо. Более того, растворение гетита и гидрогетита производится не полностью и зависит от степени кристалличности гидроокисных форм железа и наличия защитных пленок на потенциально растворимых частицах. Количество железа, находящегося в окисной и гидроокисной формах, либо не полностью переводится в раствор [1, 4], либо наряду с не полностью удаленным окисным и гидроокисным железом происходит частичное растворение силикатного железа [1, 2, 4]. Приводимые в табл. 3 данные относятся к верхнему слою осадка — обр. 1006-1 (0—5). Пробы из этого образца были подвергнуты тем же видам предварительной обработки, что и пробы образца 1006-1 (160—170). Как видно из табл. 3, данные валового содержания железа вполне сопоставимы в пределах погрешности, но растворение в 2%-ном растворе HCl (как на холоду, так и с подогревом) дает результаты, значительно отличающиеся от вероятной погрешности эксперимента. По-видимому, изменение фазового состояния агрегатов при высушивании природного образца происходит более заметно, чем изменения при высушивании декантированного

Таблица 3

Содержание легкорастворимого железа в исходных образцах, прошедших различную предварительную подготовку

Предварительная обработка	Образец		
	высушенный	декантированный, высушенный	высушенный, декантированный
Валовое количество Fe_2O_3	13,46 (14,65)	14,78	14,85
Fe_2O_3 , растворимое в 2%-ной HCl	(2,77)	4,53	3,56
Fe_2O_3 , растворимое в 2%-ной HCl с подогревом	(12,75)	13,47	13,10
Fe_2O_3 , растворимое в 10%-ной щавелевой кислоте	(9,92)	9,76	9,62

Примечание. В скобках даны значения, пересчитанные на бессоловой состав. Вероятная ошибка при определении валового количества Fe_2O_3 составляет 0,3%. Химический анализ выполнен К. А. Степановой.

природно-влажного образца. Лишь растворение в 10%-ной щавелевой кислоте в пределах погрешности определения сохраняется на одном уровне.

Проведенные исследования показывают, что природной дисперсности в наибольшей степени соответствуют механические анализы илов при водном отмучивании природно-влажных образцов. Механический анализ металлоносных осадков, проводимый без истирания, сохраняет цеолиты во фракциях крупнее 1 мкм. Предварительное высушивание необратимо агрегирует метакolloидные минеральные фазы минералов железа как типа нонтронита, так и гидроокислы, что существенно меняет растворимость железа в соляной кислоте.

Литература

1. Багин В. И., Багина О. В., Богданов Ю. А. и др. Железо в рудоносных осадках депрессии Бауэр и Восточно-Тихоокеанского поднятия.— *Геохимия*, 1975, № 3, с. 431—452.
2. Бутузова Г. Ю., Дворецкая О. А., Степанец М. И. Опыт применения хлорированного спирта для удаления гидроокислов железа из современных осадков Санторинской вулканической зоны.— *Литология и полез. ископаемые*, 1967, № 4, с. 130—136.
3. Залманзон Э. С. Определение форм железа в осадочных породах.— *Литология и полез. ископаемые*, 1966, № 3, с. 138—139.
4. Мигдисов А. А., Богданов Ю. А., Лисицын А. П. и др. Геохимия металлоносных осадков.— В кн.: *Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана*. М.: Наука, 1979, с. 122—200.
5. Мира О. П., Джексон М. Л. Удаление окислов железа из почв и глин при помощи литонит-лимоннокислой системы с буферным раствором бикарбоната натрия.— В кн.: *Кора выветривания*. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 389—397.
6. Петелин В. П., Алексина И. А. О выборе метода водного механического анализа морских донных осадков.— *Океанология*, 1961, т. 1, вып. 4, с. 717—733.
7. Chester R., Huges M. J. A chemical technique for separation of ferro-manganese minerals, carbonates minerals and adsorbed trace elements from pelagic sediments.— *Chem. Geol.*, 1967, v. 2, № 3, p. 249—250.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
18.I.1985

УДК 549.1 : 54

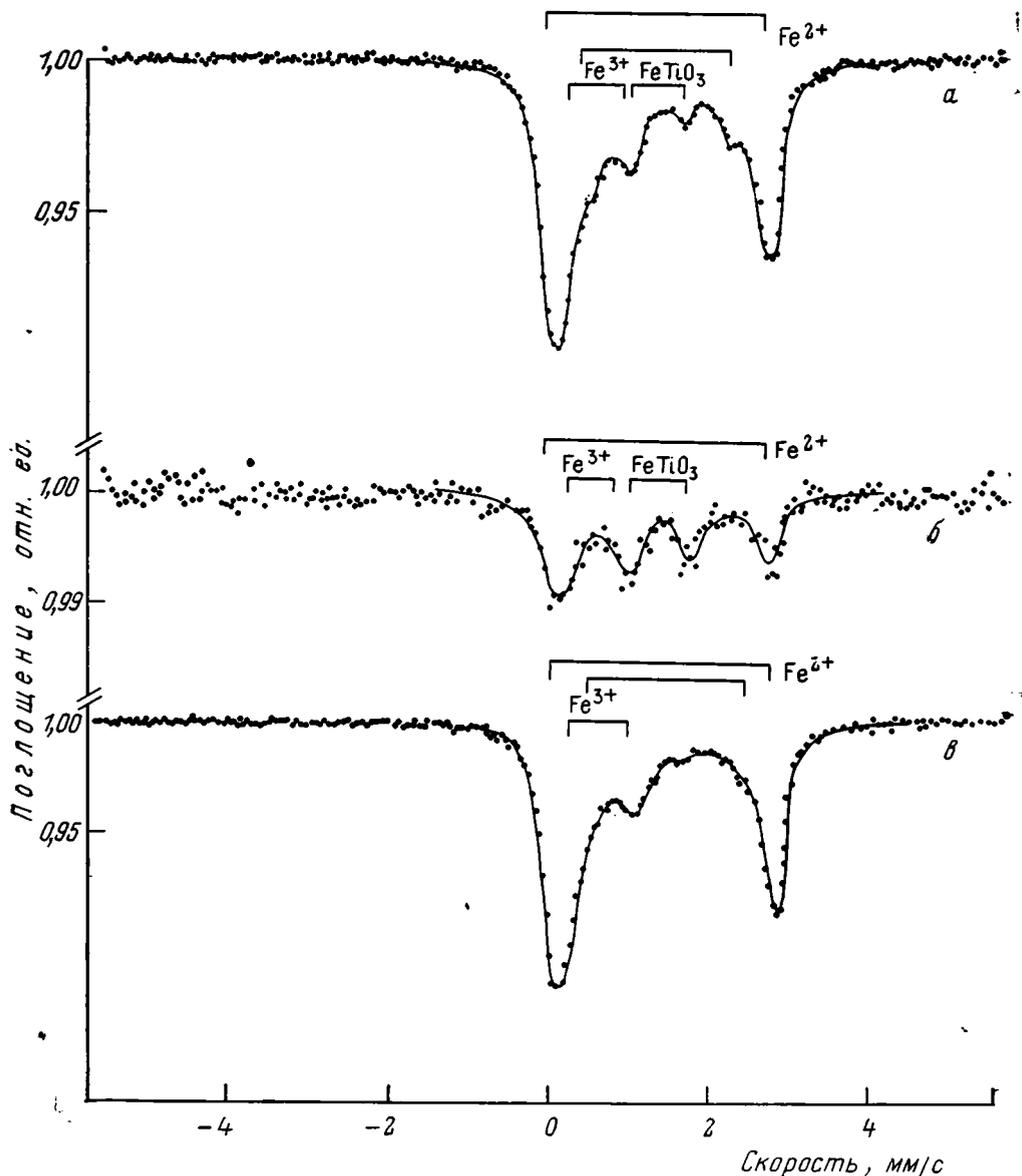
ИССЛЕДОВАНИЯ ПЕРЕХОДОВ $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$ В ПРОЦЕССЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ МЕТОДОМ ЯДЕРНОЙ ГАММА-РЕЗОНАНСНОЙ СПЕКТРОСКОПИИ

ВАСИЛЬЕВ С. В., БАБАНИН В. Ф., СОЛОВЬЕВ А. А.

В настоящее время накоплен большой материал по изучению различных минералов методом ядерной гамма-резонансной (ЯГР) спектроскопии, обширная библиография по этому вопросу приведена в работах [2, 5, 6]. Но в большинстве работ мономинеральные объекты изучались в статических условиях или при воздействии различных искусственных обработок. В данной работе опыт, накопленный при исследовании минералов методом ЯГР, применяется к горным породам, отобранным в районе Тебердинского заповедника. На его территории выделяют четыре широтных полосы горных пород, идущих параллельно Главному Кавказскому хребту [4]: 1) палеозойские хлоритовые сланцы и пермская красноцветная толща красно-бурых песчаников (долины рек Муху и Джемагат); 2) докембрийские серые биотитовые граниты (большая часть района); 3) докембрийские кристаллические сланцы и юрские глинистые сланцы (Алибекско-Домбайское понижение); 4) докембрийские амфиболитовые сланцы и гнейсы (Главный Кавказский хребет).

Для климата в этом районе характерен сравнительно высокий приток тепла в виде солнечной радиации и как следствие — более высокая температура поверхности почвы по сравнению с температурой воздуха, причем с высотой эта разность температур увеличивается. Малые годовые и суточные амплитуды температуры воздуха приближают климат данной зоны к морскому, а низкая средняя годовая температура сближает с климатом тундры. Среднее число дней со снежным покровом в районе курорта Теберда составляет приблизительно 90 дней в году, количество осадков до 700 мм/год [4].

Изучение 28 образцов горных пород, скелетных частей из пяти разрезов примитивной почвы и горной породы, подвергнутой воздействию лишайника *Пармелия скальная* (*Parmelia saxatilis*), позволило выделить несколько наиболее типичных образцов, достаточно полно характеризующих процессы выветривания в этом районе: 1) кварцит, проявляющий на свежем сколе три отчетливые зоны, различающиеся степенью выветренности (обр. 13); 2) амфиболит, проявляющий на сколе две зоны (обр. 16); 3) хлористо-



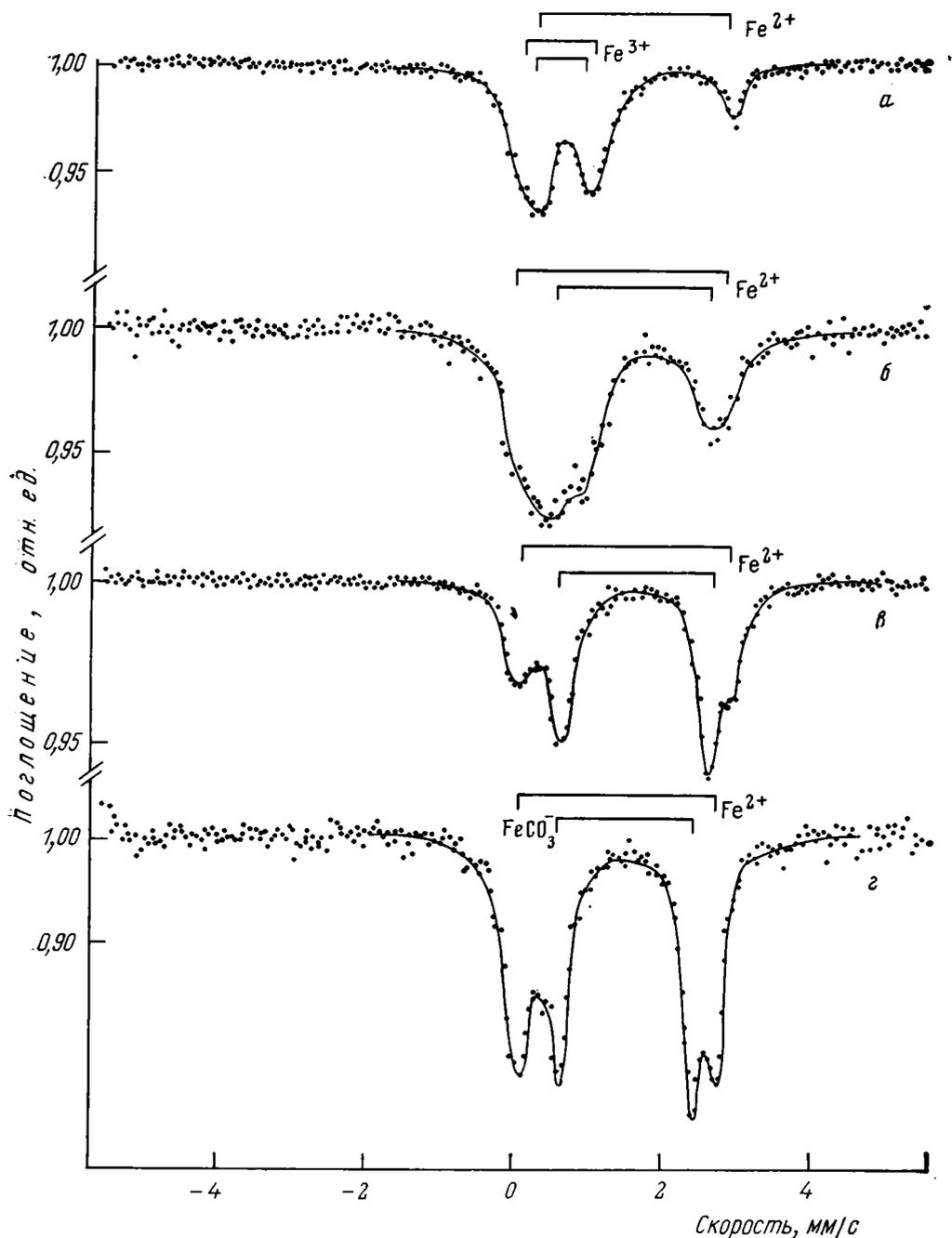
Фиг. 1. Спектры ЯГР обр. 1

a — исходная порода; *б* — магнитная фракция; *в* — остаток после выделения магнитной фракции

вый сланец (обр. 1); 4) гравий диаметром 0,5—3 мм из скелетной части почвы на глубине 10 см и непосредственно окружающая его почвенная масса (обр. 14); 5) валун с наростом лишайника (обр. 46).

Три первых образца находились в условиях преимущественного физико-химического выветривания, а на два последних дополнительно действовал биологический фактор. Для обр. 1, 13, 16 проводились рентгенофазовые исследования на дифрактометре ДРОН-УМ1 (CoK α -излучение, ускоряющее напряжение $U=40$ кВ, ток $I=20$ мА, фильтр — Fe). Основные фазы обр. 1 — магнезиально-железистый хлорит, рентгеновские данные ближе всего к рипидолиту; α -кварц; мусковит политипной модификации 3Т [3]; полевые шпаты щелочного ряда [7]. Основные фазы обр. 13 — α -кварц, сцементированный магнезиально-железистым хлоритом и сидеритом [7]. Основные фазы для обр. 16 — амфибол, ближе всего к тремолиту, для которого характерно высокое содержание Mg; магнезиальный хлорит, полевой шпат ряда плагиоклазов с высоким содержанием Ca, α -кварц.

Спектры снимались на установке ядерного гамма-резонанса с анализатором NTA-1024 и электродинамическим вибратором, работающим в режиме постоянных ускорений. Обработка спектров производилась методом наименьших квадратов на ЭВМ EMG-666/В. Спектры типичных образцов, отобранных для более детального изучения, приведены на фиг. 1—4, а параметры спектров в таблице.

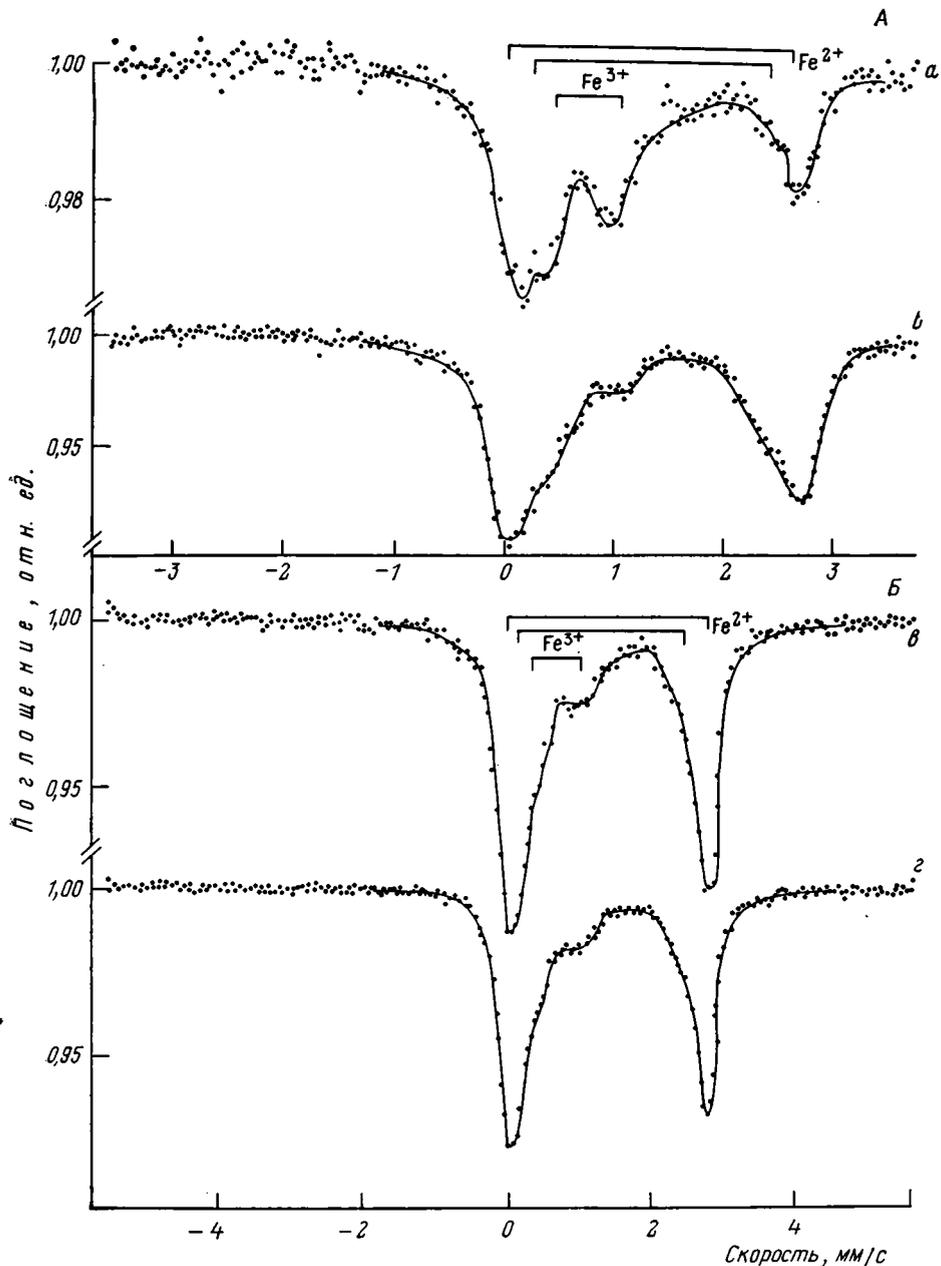


Фиг. 2. Спектры ЯГР обр. 13

a—*г* — части обломка (*a* — внешняя, *б* — переходная, *в* — внутренняя, *г* — внутренняя после нагревания до 150° С)

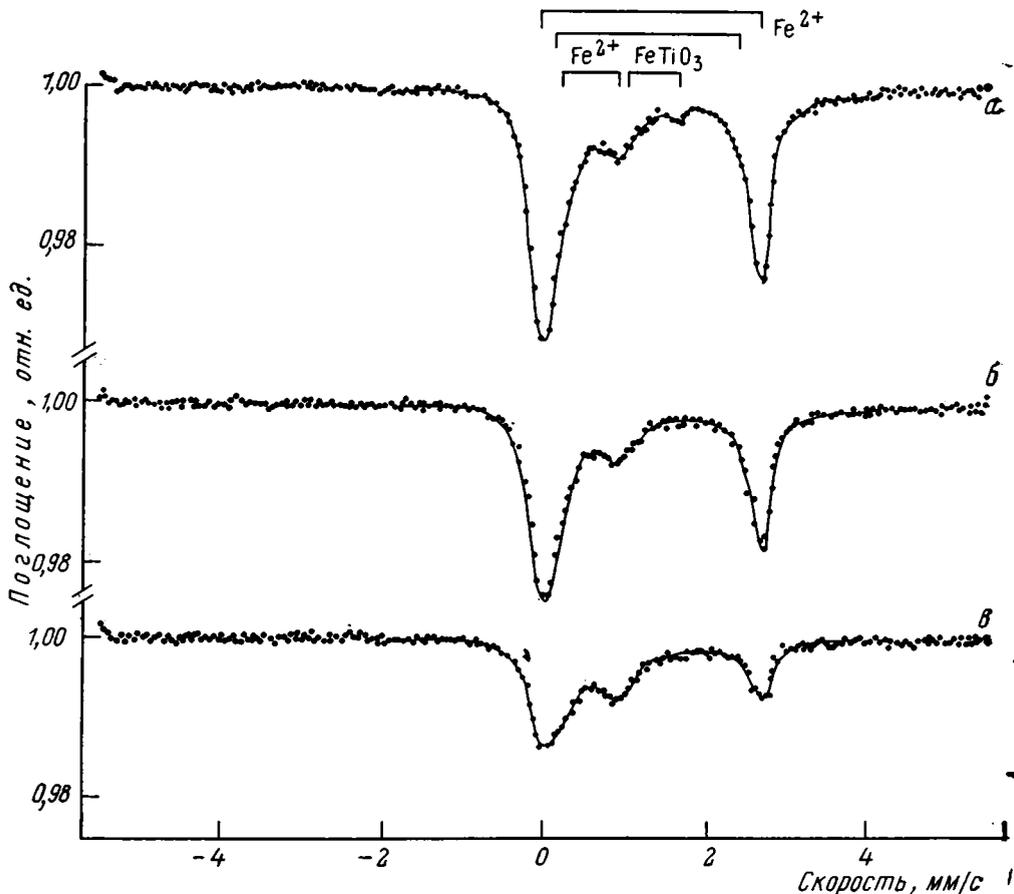
У спектров изученных образцов есть общие черты. Все они представляют собой суперпозицию дублетов двух- и трехвалентного железа, причем у большинства из них удается выделить два дублета Fe^{2+} и один дублет Fe^{3+} . Дублеты Fe^{2+} обусловлены атомами в неэквивалентных состояниях в структуре минералов. Выделение только одного дублета Fe^{3+} в большинстве спектров связано с тем, что, во-первых, параметры дублетов трехвалентного железа в различных неэквивалентных позициях близки; во-вторых, у большей части изучаемых объектов содержание Fe^{3+} незначительно, что приводило к плохому их разрешению.

Спектры исходного хлоритового сланца (см. фиг. 1, *a*) содержит дублет двухвалентного железа с усредненными параметрами, мм/с: $\delta = 1,40$ и $\Delta = 2,68$ и дублет трехвалентного железа с параметром, мм/с: $\delta = 0,53$ и $\Delta = 0,72$, относящимся к структурному железу, входящему в состав хлоритов. Кроме линии хлорита в спектре имеются две линии при скоростях 1,7 и 2,28 мм/с. Из большого числа минералов железа только ильме-



Фиг. 3. Спектры ЯГР обр. 46 (А) и обр. 16 (Б)
 а — порода, покрытая лишайником; б — исходная порода; в — внешний слой обломка; г — внутренний слой обломка

нит FeTiO_3 дает спектр с высокоскоростным пиком, равным $\approx 1,7$ мм/с. Анализ позволяет сделать вывод, что 6% железа в данном образце находятся в форме ильменита, которому обычно сопутствует титаномагнетит (ульвошпинель) Fe_2TiO_4 — сильно магнитное вещество. Спектр фракций, выделенный из образца при помощи сильного постоянного магнита, приведен на фиг. 1, б; видно, что он образован ильменитовой и остаточной хлоритовой составляющими. Титаномагнетитовую и магнетитовую компоненты выделить на спектре однозначно не удалось, но высокие значения магнитной восприимчивости позволяют говорить о присутствии сильного магнетика в небольшом ($\approx 0,5\%$) количестве, что находится за пределами чувствительности метода ЯГР. На фиг. 1, в приведен спектр препарата без магнитной фракции, где существенно уменьшена интенсивность дублета ильменита и исчез пик при скорости $\approx 2,3$ мм/с, отнесенный нами к титаномагнетиту. Таким образом, видно, что хлоритовый сланец слабо затронут процессами выветривания, которые диагностируются по переходу ульвошпинель \rightarrow ильменит. Содержание трехвалентного железа составляет 25%.



Фиг. 4. Спектры ЯГР обр. 14
 а—в — фракции, мм (а—1—3; б—0,5—1; в—0,5)

Наиболее информативным оказалось исследование обломка хлорит-сидеритового кварцевого песчаника, мессбауэровские спектры которого приведены на фиг. 2. На свежем сколе кварцита выявляются три отчетливые зоны: внутренняя, переходная шириной 1—2 мм и внешняя толщиной 2—3 мм. Внешний дублет спектра обусловлен хлоритовой составляющей (магнезиально-железистый хлорит), внутренний — сидеритом FeCO_3 . Спектр образца, нагретого до 150°C , приведен на фиг. 2, г. По тому, как увеличивается относительная вероятность и разрешаются отдельные дублеты, видно, что связь цементирующих компонентов с кварцевой составляющей существенно упрочняется. Исследования, проведенные при температуре жидкого азота, не дали новой информации о наличии в образце кварцита других соединений железа; дублеты от хлорита и сидерита при этой температуре разрешились еще лучше. Спектр переходной части, характеризующийся буро-желтым цветом и менее прочным сложением по сравнению с внутренней частью, имеет очень большую ($\approx 1,3$ мм/с) ширину низкоскоростной линии, а также малую интенсивность пика двухвалентного железа, что связано с распадом сидерита и в меньшей степени хлорита и выделением окислов, гидроокислов железа в свободном состоянии на поверхности зерен кварцита. Именно наложение дублетов от свободных соединений железа на низкоскоростную хлоритовую и сидеритовую составляющие и вызывает сильное уширение левой линии наблюдаемого дублета (см. фиг. 2, б). Доля трехвалентного железа увеличивается (до 49%), что связано с чрезвычайно резким изменением окислительных условий в поверхностных слоях образцов песчаника и интенсивным окислением сидерита, прослойки которого имеют малую толщину.

Спектр внешней части обломка (см. 2, а) представляет собой суперпозицию хорошо разрешенных дублетов трехвалентного железа свободных окислов, гидроокислов железа и хлорита. Сидерит в этой зоне полностью распался. Доля трехвалентного железа увеличилась до 74%, доля двухвалентного определяется целиком хлоритом, который является достаточно устойчивым соединением при данных условиях выветривания; спектр близок к спектрам, характерным для почв [1]. Таким образом, в довольно тонком слое вблизи поверхности обломка горной породы прослеживаются все этапы выветривания. Выявлены резкие различия в окислительно-восстановительных условиях на поверхности минерала и в тонком переходном слое под поверхностью.

Для амфиболита выветривание выражено менее ярко (см. фиг. 3, в, г). Внешний дублет двухвалентного железа — суперпозиция амфиболитовой и хлоритовой составляющих. Величина $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ в невыветрелой части образца (фиг. 3, г) равна 3,8. Вели-

Параметры мессбауэровских спектров исследованных образцов

Образец	Fe ²⁺			Fe ³⁺			Fe ³⁺			Fe ²⁺ (*)		
	δ	Δ	S, %	δ	Δ	S, %	δ	Δ	S, %	δ	Δ	S, %
	мм/с			мм/с			мм/с			мм/с		
46 (порода)	1,45	2,69	53	1,44	1,97	26	0,63	0,76	1	—	—	—
46 (порода+лишайник)	1,44	2,59	39	0,96	1,64	10	0,72	0,61	51	—	—	—
14 (1—3 мм)	1,39	2,68	60	1,29	2,21	10	0,63	0,69	28	1,68	0,13	2
14 (0,5—1 мм)	1,40	2,67	53	1,28	2,38	14	0,60	0,71	33	—	—	—
14 (0,5 мм)	1,39	2,67	40	0,99	1,52	8	0,62	0,67	52	—	—	—
1 (порода)	1,39	2,68	49	1,33	1,86	21	0,53	0,72	24	1,36	0,58	6
1 (магнитная фракция)	1,38	2,65	42	—	—	—	0,51	0,60	26	1,34	0,70	32
16 (внешний слой)	1,39	2,71	79	—	—	—	0,72	0,63	21	—	—	—
16 (внутренний слой)	1,40	2,70	74	—	—	—	0,68	0,62	25	—	—	—
13 (внутренняя часть)	1,44	2,66	40	1,54	1,82	60	—	—	—	—	—	—
13 (переходная часть)	1,42	2,64	27	1,54	1,81	24	0,67	0,59	49	—	—	—
13 (внешняя часть)	1,42	2,68	26	—	—	—	0,67	0,73	48	—	—	—
13 (нагретый до 150° С)	1,41	2,62	53	1,50	1,78	47	—	—	—	—	—	—

Примечание. 1. Символами δ, Δ и S в таблице обозначены соответственно изомерный сдвиг относительно цитропрусида натрия, квадрупольное расщепление и относительная доля каждого дублета.

2. Значком (*) помечен дублет, соответствующий железу, входящему в состав ильменита.

чина этого отношения для внешней части амфиболита, подвергнувшейся изменениям, составляет 3. Таким образом, в эксперименте зафиксирован переход, связанный, по-видимому, с распадом амфиболита и выделением окислов, гидроокислов железа Fe³⁺ в свободном состоянии.

Для изучения биологического воздействия низших организмов был взят амфиболит с наростом лишайника, относящегося к эпилитной экологической группе. Спектр ЯГР самой горной породы (см. фиг. 2, в) представляет собой суперпозицию дублетов Fe²⁺ и Fe³⁺, несимметричность высокоскоростного пика двухвалентного железа, вероятно, связана с имеющейся высокой упорядоченностью атомов Fe²⁺ в структуре амфибола. Рыхлая минеральная часть валуна, пронизанная гифами гриба, характеризуется значительным увеличением количества трехвалентного железа (см. фиг. 3, а), причем если для исходной породы величина Fe²⁺/Fe³⁺ = 3,8, то для подвергнутой воздействию минеральной части она равна 0,96. Таким образом, видно, что лишайник в процессе жизнедеятельности активно разрушает и окисляет породу.

Окислительные переходы наблюдались также и в скелетной части почвы. Были отобраны три механические фракции (см. фиг. 4). Перед исследованием на спектрометре образцы растирались в фарфоровой ступке. Как и в случае хлоритового сланца (см. фиг. 1), в спектре самой крупной фракции почвы присутствует дублет ильменита (2%). В мелких фракциях ильменит не обнаруживается, что, вероятно, связано с распадом минерала. Величина Fe²⁺/Fe³⁺ в порядке убывания размеров фракций представляет ряд: 2,5; 2,0; 0,92.

Таким образом, показано, что метод ЯГР-спектроскопии позволяет без разрушения образца проследить за изменением состояния железа практически от массивно-кристаллической горной породы до мелкодисперсного подвергнутого выветриванию, и собственно почвы; оценить степень выветрелости минералов пород.

Литература

1. Бабанин В. Ф. Возможности ядерного гамма-резонанса при исследовании почв.— Почвоведение, 1983, № 10, с. 107—119.
2. Малышева Т. В. Эффект Мессбауэра в геохимии и космохимии. М.: Наука, 1975. 168 с.
3. Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 868 с.
4. Серебряков А. К. Почвы Тебердинского государственного заповедника.— Тр. Тебердинского гос. заповедника, 1957, т. 1, с. 51—84.
5. Heller-Kallai L., Rozenson I. The use of Mössbauer spectroscopy of iron in clay mineralogy.— Phys. Chem. Minerals, 1981, v. 7, p. 223—238.
6. Takashima Y., Ohashi S. The Mössbauer spectra of various minerals.— Bull. Chem. Soc. Japan, 1968, v. 41, p. 88—93.
7. X-ray diffraction data cards ASTM.

ХРОНИКА

УДК 0.01 : 552

О ПЛЕНУМЕ МЕЖДУВЕДОМСТВЕННОГО ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО КОМИТЕТА

ХОЛОДОВ В. Н., ЕРЕМЕЕВ В. В.

4 июня 1985 г. в Геологическом институте АН СССР состоялся пленум Междуведственного литологического комитета. Обычно этот форум собирается один-два раза в год для того, чтобы обсудить наиболее важные и актуальные проблемы теоретической литологии и геохимии осадочных пород. Очередной пленум был посвящен проблеме «Кора выветривания и связанные с ней полезные ископаемые».

После краткого вступления председателя Междуведственного литологического комитета, чл.-кор. АН СССР проф. П. П. Тимофеева с научными докладами выступили ведущие специалисты-литологи — доктора геол.-минер. наук Д. Г. Сапожников, Б. М. Михайлов, В. А. Теняков, Е. Г. Журавлев, Ю. Н. Занин.

В докладе Д. Г. Сапожникова с соавторами (ИГЕМ АН СССР) нашло отражение современное развитие идей И. И. Гинзбурга, Б. Б. Польшова, Н. М. Страхова, Ф. В. Чухрова, В. П. Петрова и ряда других исследователей о климатических и тектонических условиях формирования кор выветривания. Авторы детально и на большом фактическом материале охарактеризовали различные морфогенетические типы кор выветривания, типизировали профили выветривания и показали, что с процессами корообразования обычно ассоциируются россыпи золота и платины, редких элементов, руды железа и марганца, бокситы, каолин, природные красители и многие другие осадочные полезные ископаемые. Далее было подчеркнуто, что образование залежей осадочных полезных ископаемых в корях выветривания обычно осуществляется либо вследствие полного разрушения исходной материнской породы и концентрации наиболее устойчивых ее компонентов, либо в результате частичного преобразования первичных минералов исходных пород, либо, наконец, вследствие перераспределения химических компонентов инфильтрующими водами и накопления осаждающегося вещества вдоль геохимически контрастных границ. В заключение авторы остановились на общих закономерностях размещения кор выветривания во времени, подчеркнули существование региональных эпох корообразования и отметили большое значение кор выветривания в реализации нормального осадочного процесса.

Б. М. Михайлов (ВСЕГЕИ) в своем докладе большое внимание уделил формационному анализу и обосновал представление о формациях кор выветривания. К формациям кор выветривания докладчик предложил отнести латеритные формации рудных шпал, формации инфильтрационных месторождений урана и редких металлов, а также формации карбонатных и гипсовых кор аридной зоны; таким образом, автор значительно расширил представление о формациях кор выветривания, связав с ними все те рудные образования, которые возникают в зоне гипергенеза под действием вадозных вод.

Доклад В. А. Тенякова (ВИМС) был посвящен анализу закономерностей размещения и условий образования месторождений бокситов различного типа. На большом фактическом материале, собранном как в СССР, так и за рубежом, докладчик дал детальную характеристику разнообразных промышленных залежей бокситов и осветил эволюцию бокситообразования в истории Земли. В. А. Теняков подчеркнул значение прерывисто-прогрессивного возрастания интенсивности бокситообразования во времени и отметил, что закономерности современного латеритообразования нельзя безоговорочно использовать при объяснении генезиса древних месторождений бокситов.

В докладе Е. Г. Журавлева (МИНХиГП) коры выветривания, развитые на кристаллическом фундаменте древних и молодых платформ, рассматривались в качестве возможных резервуаров для месторождений нефти и газа.

Доклад Ю. Н. Занина (ИГиГ СО АН СССР) был посвящен поведению фосфора в процессах корообразования; автор показал, что фосфорит-апатитовые залежи образуются в связи с повышенной фосфоритностью выветривающихся материнских пород и отражают условия их морфологии, положение в рельефе, а также климатические и гидрогеологические условия локализации.

В последующем обсуждении докладов приняли участие В. Н. Холодов (ГИН АН СССР), Д. Г. Сапожников (ИГЕМ АН СССР), Ю. А. Бугельский (ИГЕМ АН СССР), А. В. Логвиненко (ЛГУ), А. Г. Черняховский (ГИН АН СССР), Г. А. Чихрадзе (ИГН АН ГССР), Г. Э. Прозорович (БелНИГРИ), А. И. Осипова (ПИН АН СССР), Ч. М. Халифа-Заде (Азнефтехим), Е. Т. Бобров (ИЛСАН СССР).

Большинство выступивших отметили своевременность и важность обсуждения проблемы формирования кор выветривания и связанных с ними полезных ископаемых. В то же время некоторые докладчики подчеркнули недостаточное внимание к деятельности биогенных факторов, которые наряду с физико-химическими и механическими явлениями играют большую роль в формировании кор выветривания.

Вызвало также дискуссию выделение формаций кор выветривания; некоторые из выступавших утверждали, что коры выветривания нельзя рассматривать в качестве самостоятельной формации, поскольку они развиваются на нескольких осадочных и магматических формациях одновременно.

Необходимость поднять значение литологии и геохимии осадочных пород в производственной деятельности геологических организаций и в учебно-производственной работе высших учебных заведений страны была отмечена в выступлениях Г. А. Калебы (ВНИГНИ).

Краткие итоги дискуссии подвел председатель Междуведомственного литологического комитета, чл.-кор. АН СССР проф. П. П. Тимофеев.

В заключение работы пленума были заслушаны отчеты о деятельности Междуведомственного литологического комитета и его региональных отделений за 1984 г.

Участники с большим энтузиазмом одобрили деятельность руководства МЛК и пожелали ему успехов в дальнейшей работе.

В решении пленума МЛК было отмечено, что благодаря коллективным усилиям литологов различных научно-исследовательских организаций АН СССР и Министерства геологии СССР проблема «Коры выветривания и связанные с ними полезные ископаемые» существенно продвинулась вперед; в познании гипергенной стадии осадочного процесса и условий формирования связанных с ней рудных и нерудных месторождений сделаны новые и очень важные шаги.

Между тем, для дальнейшего развития этой важной области теоретической и практической литологии необходимо:

обеспечить комплексность исследования парагенезов минералов кор выветривания и связанных с ними полезных ископаемых; шире применять новейшие минералого-геохимические и литолого-фациальные исследования этих образований на основе системного анализа;

оценить возможное влияние тепловых потоков и других эндогенных факторов на образование кор выветривания и процессы, происходящие в них;

усилить внимание к изучению влияния биоса на формирование кор выветривания;

на ряде всесоюзных совещаний и семинаров обсудить правомерность понятий «кора выветривания», «формация кор выветривания», «зона гипергенеза» и уточнить их объем; типизировать гипергенные процессы и создать генетические модели этих явлений;

разработать общую схему эволюции процессов выветривания на континентальном блоке Земли и связать эти явления с развитием всей планеты в целом;

Междуведомственному литологическому комитету разработать программу исследования месторождений полезных ископаемых, связанных с корами выветривания, и опубликовать соответствующую подборку материалов в журнале «Литология и полезные ископаемые»;

очередное всесоюзное литологическое совещание посвятить проблеме «Коры выветривания и связанные с ними полезные ископаемые».

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
29.VII.1985

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

БУТУЗОВА Г. Ю. (ответственный секретарь), КАЛЕДА Г. А., КОССОВСКАЯ А. Г.,
КРАШЕНИННИКОВ Г. Ф., ЛИСИЦЫН А. П., МИХАЙЛОВ Б. М. (зам. главного редактора),
РОНОВ А. Б., СИДОРЕНКО Св. А., СОКОЛОВ А. С., ТЕНЯКОВ В. А.,
ТИМОФЕЕВ П. П., ХВОРОВА И. В. (зам. главного редактора),
ХОЛОДОВ В. Н. (главный редактор), ЩЕРБАКОВ А. В.

EDITORIAL BOARD:

BUTUZOVA G. Ju. (secretary in charge), KALEDA G. A., KOSSOVSKAJA A. G.,
KRASHENINNIKOV G. F., LISITZIN A. P., MICHAILOV B. M. (deputy chief editor),
RONOV A. B., SIDORENKO Sv. A., SOKOLOV A. S., TENJAKOV V. A., TIMOFEEV P. P.,
KHVOROVA I. V. (deputy chief editor), KHOVODOV V. N. (editor), SCHERBAKOV A. V.

Адрес редакции:

109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, ГИН АН СССР

телефон 230-81-77

Зав. редакцией Т. А. Шелепина

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Сдано в набор 31.01.86 Подписано к печати 25.03.86 Т-03548 Формат бумаги 70×108^{1/16}
Высокая печать Усл. печ. л. 12,6 Усл. кр.-отт. 13,1 тыс. Уч.-изд. л. 14,9 Бум. л. 4,5
Тираж 1017 экз. Зак. 4755

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука»,
103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука», 121099, Москва, Шубинский пер., 6

Цена 1 р. 80 к.
Индекс 70493