

ISSN 0024-497X

• НАУКА •



ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

3

1992

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Скорнякова Н.С., Кожевникова Е.Г., Мурдмаа И.О., Оськина Н.С., Горбунова З.Н., Рудакова А.Г.</i> Об особенностях плейстоцен-голоценового пелагического седиментогенеза в Бразильской котловине (Атлантический океан)	3
<i>Зверев В.П., Кононов В.И., Воробьев С.А., Зотов А.В., Лаврушин В.Ю., Карташова Л.Ф., Прилуцкая Т.А.</i> Гидрогеохимическая среда современной седиментации и начального диагенеза в районе Центральноамериканского желоба и впадине Пескадеро	21
<i>Глушанкова Н.И., Агаджанян А.К.</i> Палеогеография плейстоцена внеледниковой зоны Среднерусской возвышенности	41
<i>Гареев Э.Э., Маслов А.В.</i> Основные петрохимические особенности и условия образования аркозовых комплексов рифея и венда Южного Урала	50
<i>Лытчиков В.Н., Ненахов В.М., Перфильев А.С., Кузнецов Л.В.</i> Позднепалеозойские олистостромы Южного склона Алайского хребта	61
<i>Борисенко Л.Ф.</i> О распределении элементов-примесей в апатите месторождений метаморфических комплексов	71
<i>Сафронов В.Т.</i> О содержаниях молибдена в углеродистых осадочно-метаморфических породах докембрия	81
<i>Меньшиков В.В.</i> Элементы-примеси в пиритах на инфильтрационных месторождениях урана Букинайского рудного поля (Центральные Кызылкумы)	90
<i>Байков А.А., Седлецкий В.И.</i> О скорости роста соляных структур	98
<i>Станкевич Е.Ф., Баталин Ю.В., Чайкин В.Г.</i> К минералогии соленосных отложений. Сообщение 1. Минералы соленосных отложений сульфатного галогенеза	107

Краткие сообщения

<i>Сорокин В.М., Соколов В.Н.</i> О цикличности осадконакопления в Черном море в позднечетвертичное время	115
<i>Кузнецов В.Г., Скобелева Н.М., Сухи В., Фойгт Т.</i> О строении и условиях образования титонских отложений разреза Балта (Северная Осетия)	120
<i>Звягина Б.Б., Дриц В.А., Гвидотти Ч.В., Русько Ю.А.</i> Определение содержаний мусковитовой, парагонитовой и лейкофиллитовой составляющих в составе белых слюд-2М, по параметрам элементарных ячеек	128
<i>Федоров П.И., Жуйкова Т.Л., Мурогова Р.Н.</i> О составе газов в меловых эффузивных породах Корякско-Камчатского региона	132

Критика

<i>Соловьев В.О.</i> К вопросу о маастрихт-среднеэоценовом этапе в истории Земли	137
К 70-летию Л.Ф. Наркелюна	140
Памяти Николая Брониславовича Вассоевича	142

CONTENTS

<i>Skorniyakova N.S., Kozhevnikova Ye.G., Murdmaa I.O., Os'kina N.S., Gorbunova Z.N., Rudakova A.G.</i> Specific features of Pleistocene-Holocene sedimentogenesis in the Brazilian depression (Atlantic ocean)	3
<i>Zverev V.P., Kononov V.I., Vorobyov S.A., Zotov A.V., Lavrushin V.Yu., Kartashova L.F., Prilutskaya T.A.</i> Hydrochemical environment of recent sedimentation and initial diagenesis in the region of the Central American trench and the Pescadero depression	21
<i>Glushankova N.I., Agadjanyan A.K.</i> Pleistocene paleogeography of the extraglacial zone of the Srednerusskaya upland	41
<i>Gareev E.Z., Maslov A.V.</i> Principal petrochemical features and the conditions of Riphean and Vendian arkose complexes formation in Southern Urals	50
<i>Lytochkin V.N., Nenakhov V.M., Perfilyev A.S., Kuznetsov L.V.</i> Late Paleozoic olistostromes in the Alai Range southern slope	61
<i>Borisenko L.F.</i> Distribution of admixture elements in apatite of metamorphic complexes deposits	71
<i>Safronov V.T.</i> Molybdenum content in Precambrian sedimentary metamorphic rocks	81
<i>Men'shikov V.V.</i> Admixture elements in pyrite of the infiltration uranium deposits of the Bukinay ore field (Central Kyzylkum)	90
<i>Baykov A.A., Sedletsky V.I.</i> The rate of salt structures growth	98
<i>Stankevich Ye.F., Batalin Yu.V., Chaykin V.G.</i> On the mineralogy of salt-bearing deposits. Contribution 1. Minerals of the salt deposits of sulphate halokinesis	107

In Brief

<i>Sorokin V.M., Sokolov V.N.</i> Sedimentary cycles in the Black Sea in late Quaternary time	115
<i>Kuznetsov V.G., Skobeleva N.M., Sukhi V., Foigt T.</i> The structure and formation conditions of the Tithonian deposits in the Balta section (North Osetia)	120
<i>Zvyagina B.B., Drits V.A., Gvidotti Ch.V., Rus'ko Yu.A.</i> The definition of muscovite, paragonite and leucophyllite components in white mica-2M, according to parameters of elementary cells	128
<i>Fedorov P.I., Zhyukova T.L., Murogova R.N.</i> The composition of gases in Cretaceous effusive rocks of the Koryak-Kamchatka region	132

Critical reviews

<i>Solovyev V.O.</i> On the Maastrichtian – mid-Eocene stage in the Earth history	137
L.F. Narkelun (on his 70-th Birthday)	140
A memorial to Nikolay Bronislavovich Vassoyevich	142

УДК 551.352(264)

© 1992 Скорнякова Н.С., Кожевникова Е.Г.,
Мурдмаа И.О., Оськина Н.С., Горбунова З.Н.,
Рудакова А.Г.

**ОБ ОСОБЕННОСТЯХ ПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВОГО
ПЕЛАГИЧЕСКОГО СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА
В БРАЗИЛЬСКОЙ КОТЛОВИНЕ (АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН)**

Рассматриваются результаты литологических и биостратиграфических исследований пелагических осадков на полигоне в Бразильской котловине у подножия Срединно-Атлантического хребта. Установлено, что в течение голоцена и плейстоцена здесь существовал режим пелагического седиментогенеза, формировались пелагические глины и глинисто-карбонатные наноилы. Фациальный переход между ними смещался по глубине в связи с изменениями положения критической глубины карбонатакопления. Выявлены прерывистость осадконакопления и влияние подводных экзгаляций на химический состав осадков, вплоть до формирования металлоносных илов.

Пелагические фации гораздо менее распространены в Атлантическом океане, чем в Тихом и Индийском. Они представлены здесь преимущественно биогенными карбонатными осадками, которые покрывают Срединно-Атлантический хребет и ряд асейсмичных возвышенностей, спускаясь на дно отдельных котловин до глубины 5 км и более, что связано с относительно глубоководным положением критической глубины карбонатакопления (КГК). Абиссальные (глубже КГК) фации бескарбонатных пелагических глин развиты лишь на дне некоторых котловин (Северо-Американской, Зеленого Мыса, Канарской, Капской, Бразильской), где занимают небольшие площади, примыкающие к подножию Срединно-Атлантического хребта. Ограниченное распространение пелагических глин в Атлантике по сравнению с другими океанами обусловлено более интенсивным поступлением терригенного материала в ее глубоководные котловины как из-за большей величины отношения водосборной площади континентов к площади бассейна, так и в связи с отсутствием преград на пути придонных потоков масс осадков, спускающихся с континентальных склонов прямо на дно этих котловин.

Относительно обильное поступление в бассейн тонкодисперсного терригенного материала (как флювиогенного, так и эолового) обуславливает давно отмеченную специфичность пелагических глин Атлантического океана: их преимущественно терригенную природу при слабом развитии аутигенных компонентов, столь характерных для эвпелагических глин Тихого океана [2, 6, 9]. Поскольку красноцветные глинистые илы Атлантики, по сути переходные от терригенных к пелагическим, пока слабо изучены, представляет интерес рассмотренный в настоящей статье пример относительно детальных их исследований в Бразильской котловине.

В 1983 г. в 31-м рейсе НИС "Дмитрий Менделеев" (полигон ст. 2842–2853; [3]), а затем в 1988 г. в 1-м рейсе НИС "Академик Иоффе" (полигон ст. 43) были получены колонки и монолиты дночерпателей, в которых вскрыты разрезы карбонатных осадков, пелагических глин и металлоносных илов голоцен-плейстоценового возраста, литология и стратиграфия которых изучены авторами.

На полигоне ст. 43 (13°04' ю.ш., 21°40' з.д., глубина 4480–5850 м) площадью 10×10 миль был выполнен эхолотный промер с помощью многолучевого эхолота ECHOS XD, съемка гидролокатором бокового обзора ГБО-SONAC LF [4], сбор осадков и пород дночерпателями (52 станции), трубками (5 колонок) и пять фоторазрезов (длина 1–4 мили).

Осадки полигона исследовались комплексом методов: оптическим (описание шлифов осадков, иммерсионный анализ песчано-алевритовой фракции), гранулометрическим, химическим, физическим, микропалеонтологическим.

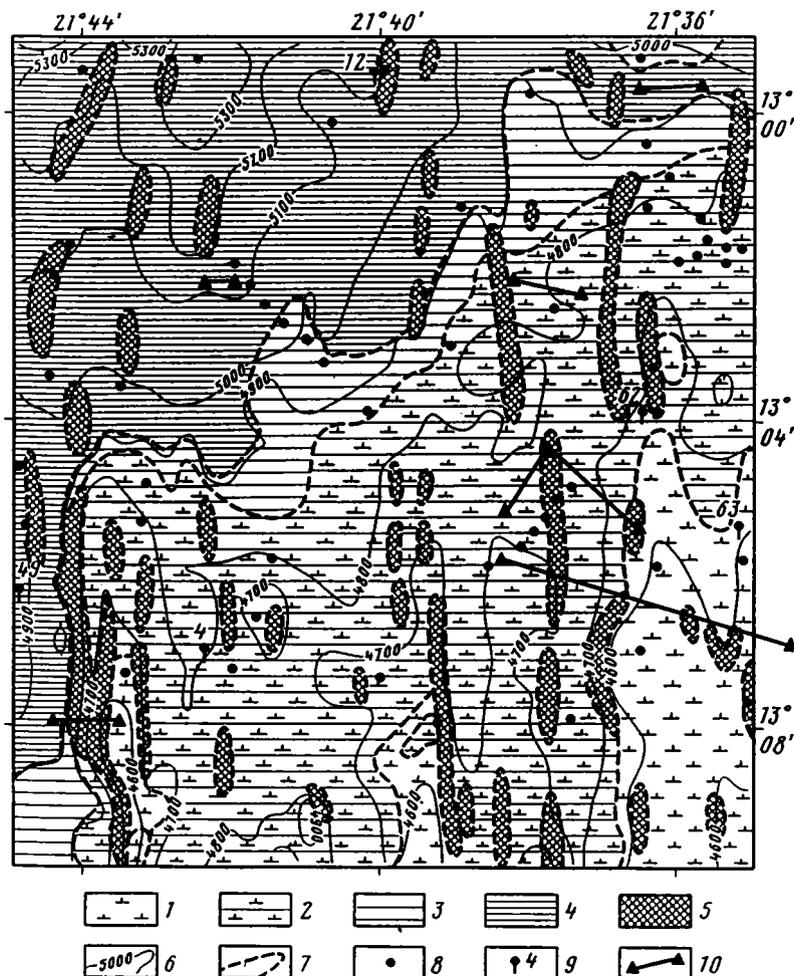
Силикатные анализы выполнялись рентгенофлюоресцентным методом (Т.Г. Кузьминой) на приборе VRA-20. Fe, Mn, Cu, Ni, Co, Zn, V, Pb, Mo, Li определены пламенным атомно-абсорбционным методом на приборе Перкин-Эльмер (аналитик Н.Н. Завадская). Содержание Fe, Mn, Ti контролировалось химическими методами Н.П. Толмачевой, ею же определены S_{org} и CO_2 объемно-газовым (по Кноппу) методом.

Минеральный состав субколлоидной фракции (< 0,001 мм) исследовали на рентгеновском дифрактометре. Предварительно для удаления карбонатов пробу обрабатывали 1%-ным раствором HCl с последующей съемкой на дифрактометре в Mg-насыщенном состоянии и с глицерином. Для определения состава монтмориллонита отдельные образцы подвергали обработке горячим 1%-ным раствором HCl. Во фракции на дифрактометре (в специальном кварцевом держателе) определяли содержание и соотношение кварца и полевых шпатов.

Стратиграфическое расчленение осадков и определение их возраста производили по комплексам планктонных фораминифер. Поскольку в большинстве проб эти комплексы оказались сильно нарушенными из-за растворения и число целых раковин не достигало 300 экз., требуемых для полноценного палеотемпературного анализа, был применен только биостратиграфический метод, основанный на появлении или исчезновении видов и подвидов.

В Атлантическом океане голоценовый возраст осадков в тропической и экваториальной зонах устанавливается по присутствию вида *Globorotalia fimbriata*, а также по массовому присутствию вида *G. menardii*. Последний вид, как было установлено еще в работе [14], в эпохи похолодания резко сокращает свою численность в осадках экваториальной и тропической Атлантики вплоть до полного исчезновения. Кроме того, в Атлантическом океане в отличие от Тихого и Индийского два вида (*Globoquadrina hexagona* и *Globorotalia menardii flexuosa*) вымерли в конце позднего плейстоцена. Точному установлению уровня последнего появления этих видов была посвящена работа [1], где на основании микропалеонтологических и радиоуглеродных данных было доказано, что эти два вида в различных регионах исчезают в разное время. В исследуемом районе *Globorotalia menardii flexuosa* исчезла 11–10 тыс. лет назад на границе верхнего плейстоцена и голоцена, а *Globoquadrina hexagona* – приблизительно 14–11 тыс. лет назад в конце позднего плейстоцена. Таким образом, при наличии хотя бы одного-двух из вышеперечисленных четырех видов можно сделать вывод о голоценовом или плейстоценовом возрасте отложений. Если ни один из этих видов в комплексе планктонных фораминифер не присутствовал, то такие осадки приходилось считать нерасчлененными голоцен-верхнеплейстоценовыми.

Четвертичный возраст отложений исследованных колонок устанавливался по присутствию индекс-вида *Globorotalia truncatulinoides*. Для расчленения четвертичных отложений обычно используется биостратиграфическая шкала, приведенная в работе [11], согласно которой зона *Globorotalia truncatulinoides* разбита на несколько подзон: *Globorotalia crassaformis viola*, *G. crassaformis hessi*, *Globigerina calida calida*, *G. bermudezi*, *Globorotalia fimbriata*. Объем плейстоцена по этой схеме – 1,8 млн лет. Соответственно две первые подзоны относятся к раннему и



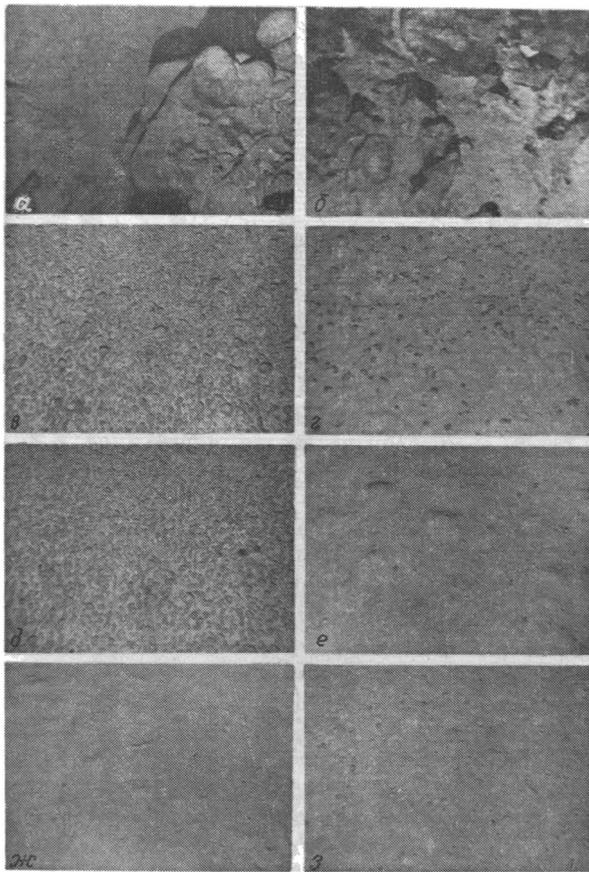
Фиг. 1. Карта поверхностного слоя осадков полигона 43

1 – глинисто-известковый кокколитовый ил (CaCO_3 , 50–70%); 2 – известково-глинистый ил (CaCO_3 , 30–50%); 3 – слабизвестковистая пелагическая глина (CaCO_3 , > 30%); 4 – пелагическая глина; 5 – обнажения коренных пород по данным локатора бокового обзора и геологического опробования; 6 – изобаты; 7 – границы типов осадков; 8, 9 – орудия сбора (8 – дночерпатель, 9 – трубка); 10 – фоторазрез

среднему плейстоцену, две следующие – к позднему, верхняя – к голоцену. Эта схема с некоторой модификацией [10] была применена к стратиграфическому расчленению колонки 43-63.

СОСТАВ И РАСПРОСТРАНЕНИЕ ОСАДКОВ НА ПОВЕРХНОСТИ ДНА

Полигон ст. 43 расположен на сильно расчлененной поверхности дна котловины (гл. 4550–5350 м). В его пределы входит серия меридионально ориентированных вулканотектонических гряд, относительной высотой 100–500 м, с крутыми (до 45°) склонами, и холмистая депрессия. Большая крутизна склонов вулканических гряд и наличие линейных зон разломов в депрессии обусловили прерывистость осадочного покрова. Судя по данным локатора бокового обзора, фотографий дна и дночерпательных проб, даже в пределах депрессии участки мягкого грунта нередко сменяются выходами лавовых покровов или глыбовых развалов (фиг. 1 и 2, а–з). Многочисленные обнажения шаровых лав, лавовых



Фиг. 2. Фотографии дна (а–з) равнинной части полигона (фото П.Н. Фоминых)

покровов, осыпи грубообломочного материала и конкреций отмечены по данным фотографий дна на вершинных поверхностях и склонах гряд. Обломки субщелочных базальтов, гиалокстатических туфов и туфобрекчий были подняты дночерпателями с гряд и со дна депрессии.

Поверхностный слой осадков полигона представлен пелагическими глинами и их слабокарбонатными разностями, а на глубинах менее 4800 м – мергелистыми наноилами. Фациальная смена осадков определяется критической глубиной карбонатонакопления (КГК) и фораминиферовым лизоклином. Судя по данным полигона, КГК в пределах восточной части Бразильской котловины находится на глубинах 4850–4900 м, глубже развиты пелагические глины.

По данным Р. Туннела [17], первое ощутимое увеличение растворения на западном склоне Срединного хребта в пределах Бразильской котловины отмечено на глубинах 4000–4400 м. На глубине 4400 м отмечено четкое увеличение степени растворения карбоната кальция. По данным В. Бергера [12], лизоклин находится на глубине 4000 м. Полигон расположен на глубинах существенно ниже лизоклина (> 4500 м), что определило преимущественно кокколитовый состав карбонатных осадков с примесью фораминифер.

Вершины и верхние части склонов тектоновулканических гряд на глубинах до 4500 м покрыты глинисто-известковыми кокколитовыми илами (CaCO_3 50–69,4%) с примесью детрита, реже целых раковин фораминифер. В нижней

Химический состав поверхностного слоя осадков полигона ст.43
(в пересчете на бескарбонатное вещество)

Элементы (число проб)	Осадки полигона в целом				Среднее содержание CaCO ₃ , %	
	\bar{x}	s	мин	макс	менее 30 (n = 16)	более 3 (n = 10)
Si(17)	19,46	1,17	17,13	21,5	20,2	19,0
Al(26)	8,83	0,40	8,16	9,64	8,86	8,82
Fe(26)	6,75	0,43	5,79	7,75	6,92	6,64
Mn(26)	1,17	0,26	0,96	2,15	1,25	1,13
Ti(26)	0,45	0,05	0,36	0,61	0,41	0,47
Ba(25)	0,2	0,11	0,04	0,41	0,156	0,23
Sr(26)	0,13	0,087	0,014	0,35	0,05	0,10
Cu(26)	235	38	190	390	220	240
Ni(26)	212	50	150	400	230	200
Co(26)	106	23	80	160	90	110
Zn(26)	181	20	115	247	170	180
Pb(26)	120	34	60	190	90	130
Cr(26)	89	18	70	120	103	80
V(26)	141	8	122	156	139	140
Mo(26)	12	6	3	28	120	110
Cd(26)	5	3	1	12	4	5
Li(26)	65	10	47	80	74	60
Sc(18)	33	10	15	51	23	38
Y(18)	89	22	39	135	72	97
Zr(18)	180	44	120	273	154	193
Ga(18)	15	3	11	21	13	16
Mn+Fe/Ti	17,8	2,95	12,5	27,9	20,31	16,3

Примечание. Содержания элементов Si, Al, Fe, Mn, Ti, Ba, Sr приведены в %, остальных — ppm.

части склонов вулканических гряд, в депрессиях между ними и предгорьях на глубинах до 4800 м они сменяются известково-глинистыми (CaCO₃ 30–50%) кокколитовыми илами, нередко с примесью эдафогенного грубообломочного материала. На крутых участках склонов развиты обнажения коренных пород.

Известковые и известковистые кокколитовые илы относительно обогащены гидроксидами железа и марганца (в виде тончайших рудных стяжений) и окрашены в светло-коричневые, а иногда (прослоями) и в коричневые тона. В целом это довольно тонкие пелитовые илы с содержанием фракции < 0,01 мм от 75 до 90%, карбонатная составляющая которой представлена преимущественно кокколитами.

Убывание пелитовой фракции идет параллельно с уменьшением глубин и возрастанием содержания CaCO₃ и доли фораминифер в составе осадка. Песчано-алевритовые фракции осадков представлены детритом, реже целыми раковинами фораминифер, встречены также иглы ежей и единичные обломки птеропод. Состав бескарбонатной части наноилов — глинистых минералов и алевритовой фракции сходен с составом пелагических глин и будет рассмотрен ниже.

На поверхности осадков почти повсеместно встречены Fe–Mn-конкреции. Их концентрация колеблется от единичных экземпляров до 50% и более, с максимумом (до 70%) на вершинах вулканических гряд.

Поверхность депрессии на глубинах более 4900 м покрыта пелагическими глинами, а на глубинах 4800–4900 м — их слабокарбонатными разностями. Большая крутизна склонов даже в пределах депрессии определила оползневые про-

Таблица 2

Химический состав осадков Бразильской котловины (в пересчете на бескарбонатное вещество)

Номер станции, (глубина, м)	Горизонт, см	Тип осадков	CaCO ₃	Al	Fe	Mn	Ti	Cu	Ni	Co	Zn	Pb	Cr	V	Mo	Cd	Fe + Mn	
																	Ti	
43-4	0-5	Известково-гли-	32,57	8,51	6,61	1,11	0,41	234	184	106	194	-	72	132	12	2,6	18,8	
(4750)	5-10	нистый ил Пелагическая глина	0,49	8,43	7,31	1,24	0,36	254	250	103	194	68	98	110	32	4,1	24	
	40-45	То же	0,18	8,18	7,6	0,82	0,38	226	219	84	194	60	101	124	15	3,4	22	
	70-75	"	0,08	8,30	7,4	1,2	0,38	225	222	94	181	82	101	148	44	3,8	22,5	
	140-146	"	0,08	-	7,04	1,21	0,40	-	-	-	-	-	-	-	-	-	20,0	
43-12	0-5	"	3,08	8,74	6,81	1,08	0,41	216	224	96	170	90	108	136	13,5	6,2	19,2	
(5112)	15-20	"	0,08	9,00	6,98	1,03	0,40	195	213	84	161	66	125	132	27	4,2	20,0	
	35-40	"	0,08	9,06	6,79	0,90	0,41	170	178	79	159	71	95	140	19	3,7	18,7	
	55-60	"	0,08	9,18	6,65	0,86	0,41	164	167	77	166	79	91	144	24	3,8	18,3	
	95-100	"	0,08	9,06	6,7	0,87	0,41	170	199	82	170	66	166	136	26	4,0	18,5	
43-49	1-5	"	11,82	8,74	6,81	1,08	0,41	216	224	96	170	90	108	136	13,6	-	-	
(4993)	25-30	"	0,28	8,46	7,03	1,14	0,38	225	224	96	161	101	98	108	24	4,1	21,5	
	45-50	"	-	9,03	7,08	1,87	0,36	202	202	84	174	79	91	140	32	4,3	21,0	
	65-70	"	-	8,53	7,26	1,19	0,30	208	204	94	172	79	101	144	32	3,8	28,2	

Таблица 2 (окончание)

	80–85	Металлоносная глина	–	6,49	13,42	2,65	0,30	384	440	168	368	101	50	303	165	5,4	53,5
	120–125	То же	–	6,61	12,72	2,80	0,31	336	380	170	312	101	47	284	163	–	50,0
	160–165	”	–	6,18	13,84	2,90	0,30	362	400	185	342	126	57	315	150	4,6	55,7
43-63 (4550)	1–5	Известковый фораминиферово-кокколитовый ил	87,3	10,73	6,75	1,11	0,79	323	299	245	173	–	189	212	–	–	9,9
	15–20	Известково-глинистый	63,3	9,21	6,45	1,06	0,54	266	171	130	172	–	141	147	8,2	9,0	14,9
	35–40	Глинисто-известковый	46,6	8,28	6,50	1,18	0,47	264	185	112	161	97	91	131	35	6,0	16,3
	70–75	То же	48,4	8,90	6,16	1,02	0,48	223	178	130	166	–	95	135	25	7,3	14,9
	90–95	Известково-глинистый	60,3	8,90	5,91	0,92	0,53	195	185	147	152	–	109	137	25	10	12,9
	110–115	То же	66,1	10,6	6,72	0,97	0,59	218	185	141	165	–	118	147	–	–	12,9
	150–155	”	61,3	10,2	7,21	1,02	0,57	204	188	142	165	–	183	160	28	8,5	14,4
ДМ-2853 (5850)	0–390	Пелагическая глина (среднее по двадцати пробам) [3]	1,06	–	6,16	0,71	0,47	198	162	100	144	–	–	–	–	–	14,6
ДМ-2842		Металлоносные илы (среднее по пяти пробам) [3]	5,91	–	9,99	2,31	0,25	308	314	124	320	–	–	538	730	–	50,0
Среднее по пелагическим глинам Атлантики [2]			10	–	5,53	0,50	0,52	–	67	–	–	–	91	215	6,2	–	11,8

Примечание. Содержания CaCO₃, Al, Fe, Mn и Ti приведены в %, остальных элементов – в 10⁻⁴%.

цессы и перераспределение осадочного материала. Участками слабокарбонатные (CaCO_3 , 10–30%) и даже известково-глинистые (CaCO_3 , 30–50%) осадки спускаются в виде языков или линз на глубины до 5050 м. Пелагические глины Бразильской котловины — это темно-коричневые тонкодисперсные глинистые осадки с содержанием пелитовой фракции более 99%, с очень небольшой примесью обломочного материала. Глины обогащены пылевидными микросгустками гидроксидов Fe и Mn. Субколлоидная фракция глин, составляющая от 45 до 65% осадка, сложена Al-монтмориллонитом (20–60%), смешанослойным иллит-монтмориллонитом (20–60%), каолинитом с небольшой (20–30%) примесью хлорита. Это типичный терригенный комплекс глинистых минералов континентального происхождения, скорее всего связанный с тропическими корами выветривания гранитоидов. Какой-либо закономерности в изменении соотношений этих минералов в поверхностном слое осадков по площади дна не установлено.

По данным дифрактометрии, в субколлоидной фракции присутствуют в небольшом количестве тонкодисперсные кварц и полевой шпат в соотношении 1:1, что указывает на поступление какого-то количества терригенного материала из источника, не связанного с глубоким химическим выветриванием, возможно золотового.

В алевритовой фракции пелагических глин практически постоянно присутствуют детрит и целые раковины преимущественно донных известковых фораминифер. Они составляют от единичных экземпляров до 50% (величины более 20% обычны в слабокарбонатных разностях глин) фракции. В составе алевритовой фракции наноиллов резко преобладают детрит и целые раковины планктонных фораминифер.

Основными компонентами бескарбонатной составляющей алевритовой фракции являются зубы и кости рыб, а также микроконкреции, глинистые агрегаты, постоянно присутствуют цеолиты, обломки хлоритизированных и палагонитизированных стекол, единичные зерна кварца и полевых шпатов. Филлипсит в виде лейст и сростков, вместе с обломками палагонита и глинистыми агрегатами, встречен и в песчаной фракции наноиллов с поверхности вулканических гряд.

В тяжелой фракции алеврита обнаружены магнитные шарики, гетит, единичные зерна моноклинного пироксена, роговой обманки, эпидота и биотита.

По химическому составу осадки полигона ст. 43 так же, как расположенного несколько севернее полигона ст. 2842 и 2853 (11° ю.ш., 24° в.д.; [3]) характеризуются повышенным содержанием Fe, Mn и ряда малых элементов (табл. 1 и 2). Содержание Fe в пелагических глинах и глинисто-известковых наноилах (в расчете на бескарбонатное вещество) полигона ст. 43 колеблется от 5,79 до 7,75%, Mn — от 0,96 до 15%, составляя в среднем соответственно 6,75 и 1,18%. При этом сходные величины содержания Fe, Mn и малых элементов встречены как в пелагических глинах и их слабоизвестковистых разностях, так и в наноилах (в пересчете на бескарбонатное вещество осадка, см. табл. 1). В пелагических глинах можно отметить лишь некоторое возрастание модуля $\text{Fe} + \text{Mn}/\text{Ti}$. Величина модуля $\text{Fe} + \text{Mn}/\text{Ti}$ в поверхностном слое осадков полигона колеблется от 14 до 25, со значениями более 18 для пелагических глин. Еще более высокие значения этого модуля (до 30) отмечены в пелагических глинах монолитов дночерпательных проб на глубине 15–20 см от поверхности.

Эти значения так же, как содержания Fe, Mn и малых элементов (по крайней мере Ni, Mo, см. табл. 2 и 3) существенно выше их средних содержаний и соотношений в пелагических глинах Атлантики. Возрастание модуля $\text{Fe} + \text{Mn}/\text{Ti}$, возможно, служит показателем эндогенной поставки Fe и Mn, хотя не исключены и другие объяснения.

Пелагические глины полигона и их слабокарбонатные разности характеризуются относительно повышенным, сходным с миопелагическими глинами Тихого океана, содержанием $\text{C}_{\text{орг}}$ (0,26–0,46, в среднем 0,32). По данным подводных фотографий, на поверхности осадка видны следы интенсивной биотурбации

Минеральный состав алевритовой фракции осадков полигона ст.43

Номер станции, горизонт, м	Кварц	Плагиоклазы	Обломки хлоритизированных и палагонитизированных стекол	Цеолиты	Зубы и кости	Микроконкреции
43-4						
0-5	5,9; 1,8	3,9; 5,4	— 10,8	9,8; 7,8	43,1; 59,0	29; 15,0
40-45	33,3; 2,5	20,4; 9,3	8,2; 6,2	3,4; 3,7	14,9; 68,3	18,4; 9,9
70-75	37,4; 1,4	18,0; 4,5	8,8; 0,2	9,0; 3,9	11,8; 79,8	20,0; 3,9
140-146	6,0; 0,5	6,6; 1,4	1,5; 5,4	6,6; 6,8	27,8; 82,3	51,5; 3,5
43-12						
0-5	15,5; 3,4	21,5; 2,4	4,3; 8,0	1,7; 4,5	14,6; 53,5	42,2; 28,9
15-20	6,6; 4,6	6,6; 4,8	1,3; 6,8	2,6; 3,4	25,8; 60,8	56,9; 20,2
35-40	16,8; 17,3	8,4; 10,5	— 1,2	9,1; 1,8	41,2; 52,2	24,42; 16,7
55-60	4,6; 7,1	3,1; 5,3	— 7,6	1,0; 4,4	38,4; 59,6	53,4; 15,6
75-80	4,4; 6,4	1,9; 5,8	1,7; 3,5	1,5; 2,9	41,7; 72,7	48,8; 11,8
95-100	11,6; 3,3	4,3; 1,2	2,8; 2,3	0,5; 5,0	31,4; 70,9	49,5; 17,1
43-49						
0-5	0,6; 1,1	2,7; 1,6	24,3; 14,3	8,8; 6,3	15,9; 56,2	47,6; 20,5
25-30	0,6; —	2,7; —	29,8; —	5,7; —	23,6; —	37,6; —
65-70	0,9; 0,3	1,2; 0,8	20,4; 5,6	10,0; 6,6	32,0; 61,2	35,4; 25,3
120-125	0,2; 0,8	0,9; 1,2	5,1; 9,8	5,6; 3,7	51,3; 76,3	36,7; 8,6
160-165	0,7; 0,2	0,9; 0,5	2,9; 18,7	5,8; 6,9	47,2; 67,9	42,4; 5,6

Примечание. Первое значение — фракция 0,1-0,05; второе — фракция 0,05-0,01 мм.

(валики, холмики, фекальные комочки), встречены голотурии, офиуры, актинии и другая фауна. В дночерпательных пробах нередко отмечались открытые ходы и живые полихеты.

СТРАТИГРАФИЯ

Комплексы планктонных фораминифер во всех изученных станциях по видовому составу и по общему числу видов отличаются от комплексов планктонных фораминифер, взятых с тех же широт, но из других районов Южной Атлантики. Все изученные комплексы обеднены по видовому составу, в них присутствует, как правило, 10-20 видов планктонных фораминифер, тогда как на склоне Южно-Атлантического хребта и на материковом склоне Южной Америки на той же широте в осадке находится 25-35 видов планктонных фораминифер. Большую часть изученных комплексов составляют устойчивые к растворению виды: *Globorotalia truncatulinoides*, *G. tumida*, *G. inflata*, *G. menardii*, *Globoquadrina dutertrei*, *Pulleniatina obliquiloculata* и т.д., хотя в некоторых пробах встречены и легкорастворимые виды: *Globigerina digitata*, *Globigerinita glutinata*, *Hastigerina pelagica*. Как правило, в небольшом количестве отмечены массовые виды *Globigerinoides ruber* и *Globigerinoides sacculifer*. В ряде случаев в комплексе планктонных фораминифер встречается только один (по мнению авторов наиболее устойчивый к растворению) вид *Globorotalia tumida*. Все это подтверждает положение полигона ниже уровня лизоклина, а в депрессии в области распространения пелагических глин — ниже уровня глубины карбонатной компенсации. Сохранность комплексов варьирует от очень плохой до средней, не встречены

комплексы хорошей и отличной сохранности, характерные, например, для экваториальной зоны Атлантического океана. Во многих пробах отмечено высокое содержание бентосных фораминифер, а на станциях, расположенных ниже КГК, они доминируют над планктонными, что также связано с сильным растворением, так как обычно бентосные фораминиферы составляют всего несколько процентов фракции.

Возраст осадков голоценовый и плейстоценовый. Иногда в пробах встречаются древние виды, но всегда вместе с молодыми, и их присутствие объясняется переротложением. В одних районах переротложением захвачены относительно молодые осадки, в других — более древние плиоценовые и миоценовые виды. В некоторых пробах, где фораминиферы отсутствуют или представлены двумя-тремя видами, возраст осадков установить невозможно, хотя встреченные виды достаточно хорошо сохранились, но они относятся к видам довольно широкого стратиграфического диапазона. Возраст поверхностного слоя осадков, по данным планктонных фораминифер, голоцен-позднеплейстоценовый.

Достоверно голоценовые осадки встречены на вершинной поверхности и в предгорьях вулканических гряд. Их мощность колеблется от 1 до 15 см. Максимальные значения отмечены на вершинной поверхности восточной вулканической гряды (ст. 62). На крутых участках склонов вулканических гряд на поверхности обнажаются верхнеплейстоценовые осадки нередко с переротложенными фораминиферами плиоцен-миоценового возраста. Таким образом, скорости осадконакопления в голоцене варьируют от нулевых значений до 10–15 мм/1000 лет. Верхнеплейстоценовые осадки установлены и в пределах депрессии. В известково-глинистых и глинисто-известковых наноилах почти повсеместно отмечены признаки переротложения. Они проявляются как в возрастном составе фораминифер, так и в смещении слабокарбонатных пелагических глин на глубине ниже КГК.

Вниз по разрезу в монолитах дночерпательных проб по данным микроскопии на глубине 2–5 см от поверхности отмечено возрастание CaCO_3 . По результатам анализов проб из нижних горизонтов монолитов на вершинной поверхности вулканических гряд на глубинах менее 4600 м содержание карбоната в наноилах достигает 75–79%. Глинисто-известковые наноилы спускаются до глубин 4750 м, существенно расциряются по сравнению с современным положением площади развития известково-глинистых илов (CaCO_3 30–50%) — до глубин 4900 м. Наконец, бескарбонатные пелагические глины встречены на глубинах более 5000 м.

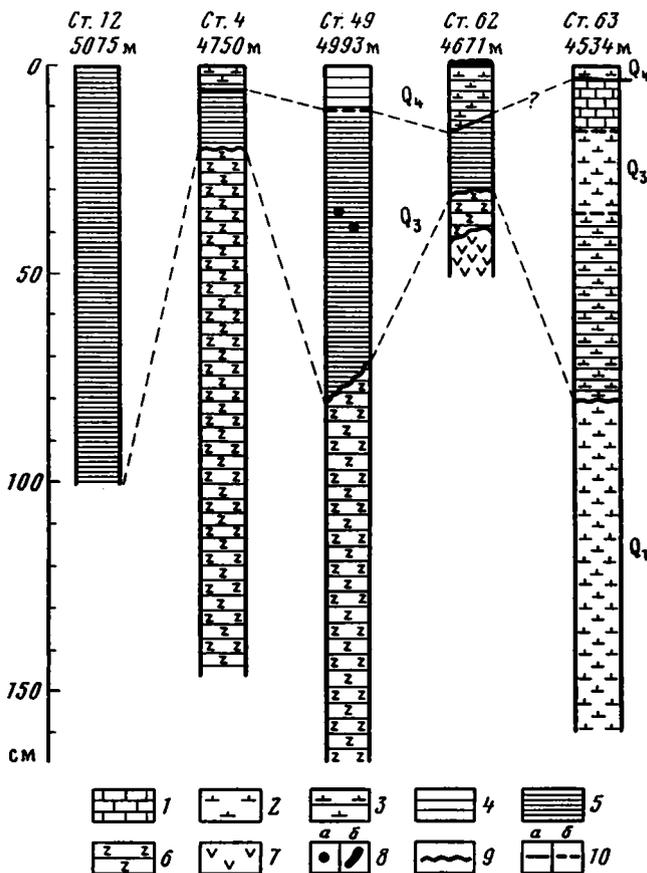
В пределах полигона взято пять колонок, две из которых расположены на склонах восточной вулканотектонической гряды, три — в депрессии.

Колонка ст. 63 (длиной 163 см) с глубины 4550 м снизу (163–80 см) вскрыла очень тонкие глинисто-известковые наноилы. Осадок неоднородно окрашен (палевый с пятнами темно-коричневого цвета), обогащен гидроксидами Fe и Mn. Карбонатная составляющая представлена преимущественно кокколитами и дискоастерами с небольшой примесью детрита и целых раковин фораминифер.

Выше по разрезу (80–35 см) залегает светло-коричневый известковисто-глинистый (CaCO_3 46,6–48,4) ил, песчано-алевритовая фракция которого представлена целыми раковинами и детритом фораминифер, отмечено также присутствие обломков палагонита цеолитово-глинистых агрегатов и микроконкреций, костей и зубов рыб (см. табл. 2 и 3).

В верхних горизонтах колонки осадок вновь сменяется глинисто-известковым, а затем и известковым фораминиферово-кокколитовым илом с содержанием CaCO_3 от 65,3 до 87,3% (на гор. 1–5 см, фиг. 3). По данным дночерпательной пробы, на этой станции в поверхностном (0–1 см) горизонте содержание CaCO_3 уменьшается до 67%, т.е. здесь намечается общее для полигона снижение карбонатности самых поверхностных слоев осадка.

С возрастанием карбонатности в верхней части колонки 63 (1–35 см) отмечено увеличение доли песчано-алевритовой фракции, представленной форамини-



Фиг. 3. Литолого-стратиграфическое расчленение осадков

1 - известковый фораминиферово-кокколитовый ил ($\text{CaCO}_3 > 70\%$); 2 - глинисто-известковый кокколитовый ил; 3 - известково-глинистый ил; 4 - слабокарбонатная пелагическая глина; 5 - пелагическая глина; 6 - цеолит-содержащая пелагическая глина; 7 - гиалокластика; 8 - Fe-Mn-конкреции (а) и корки (б); 9 - перерыв; 10 - границы типов осадков (а - резкая, б - постепенная). Линии между колонками - изохроны

ферами и их детритом с некоторым соответственным погрубением осадка от пелитового до алевропелитового. Осадки всей колонки обогащены гидроксидами Fe, Mn и ряда малых элементов (см. табл. 2).

Судя по присутствию индекс-вида *Globorotalia truncatulinoides*, вся колонка сложена четвертичными отложениями. В нижней части колонки встречено много неогеновых видов: *Globorotalia multicamerata*, *G. margaritae*, *G. tosaensis*, *G. exilis*, *G. crassaformis hessi*, *Globigerinoides obliquus*, *G. bolli*, *Pulleniatina primalis*, *Globoquadrina humerosa*, *G. seminulina*, *Sphaeroidinella subdehiscens*, *Globigerina bulbosa*.

Часть этих видов вымирает в позднем плиocene [16], часть в раннем плейстоцене [10]. Вверх по разрезу появляется ряд видов: *Pulleniatina obliquiculata*, *Globigerinita iota*, *Globorotalia scitula*, *G. antracta*, *G. menardii flexuosa*, *Globigerina pachyderma sin.*, *Globorotalia tumida*, *Globigerinoides tenellus*. Некоторые виды: *Sphaeroidinella dehiscens*, *Orbulina universa*, *Globigerina eggeri*, *Globigerinoides ruber*, *Globorotalia crassaformis*, *G. inflata* встречаются по всему разрезу. Из всех индекс-видов, характеризующих четвертичные подзоны, присутствует только *Globorotalia crassaformis hessi* и в верхней части розовые разновидности *Globigerinoides ruber*, которые в Атлантическом океане [10] приурочены к верхнему плейстоцену.

Достоверно голоценовый возраст установлен только в самом верхнем (0–1 см) горизонте колонки ст. 63. Уже в следующей изученной пробе (15–20 см) по присутствию *Globorotalia menardii fluxuosa* предполагается позднплейстоценовый возраст. Промежуток (1–15 см) микропалеонтологически не изучен и поэтому определить точное положение плейстоцен-голоценовой границы не удастся. Судя по повышенной карбонатности, весь слой 1–20 см (до 30–35 см?) отложился уже после максимума последнего оледенения (18 тыс. лет), скорее всего – во время дегляциации. Повышение карбонатности (вследствие ослабления растворения) в период дегляциации – явление широко распространенное в разных районах Атлантики [2, 9, 13].

Вся верхняя часть колонки (до 55–60 см), вероятно, отложилась в течение позднего плейстоцена – голоцена. Наличие в слое 55–60 см нескольких вымерших дочетвертичных видов связано, очевидно, с переотложением.

Определение возраста нижней части колонки вызывает затруднения. Судя по отсутствию индекс-подвида, горизонт, соответствующий подзоне *Globigerina calida calida*, отсутствует и под верхнеплейстоценовыми отложениями находятся отложения подзоны *Globorotalia crassaformis hessi*. Стратиграфический объем этой подзоны охватывает более миллиона лет, по данным [12], и около 600 тыс. лет – по нашим данным [10]. Из-за перерыва, поверхность которого мы поместили условно на 85 см, трудно определить какая именно часть подзоны представлена в колонке. Кроме того, на уровне 90–95 см тоже можно предполагать переотложение. Скорее всего вскрытый интервал (ниже 85 см) относится к нижней части подзоны, датируемой ранним плейстоценом.

Анализ степени сохранности и состава фораминифер по колонке свидетельствует о низких температурах осадконакопления, нескольких этапах перемыыва и переотложения осадочного материала. Это подтверждается и наличием в низах колонки (ниже 80 см) большого количества плиоценовых дискоастеров.

Севернее, на западном склоне восточной гряды ст. 43–62 на глубине 4670 м трубка вскрыла в основании разреза хлоритизированный и цеолитизированный гиалокластический туф. По неровной поверхности туф перекрыт темно-коричневой комковатой (гор. 42–44 – 32–30 см) пелагической глиной алевропелитовой размерности. Субколлоидная фракция глины состоит преимущественно из монтмориллонита с небольшой примесью слюды и хлорита. В алевритовой фракции глины присутствуют палагонитизированные и хлоритизированные стекла, сростки и лейсты цеолита, единичные кости и микроконкреции. В тяжелой фракции отмечены хромшпинель, магнетит, единичные зерна моноклинного пироксена и оливин.

Выше (до гор. 10–16 см) залегает очень тонкая коричневая пелагическая глина гетерогенного состава, ее глинистая составляющая представлена монтмориллонитом, смешанослойным иллит-монтмориллонитом, каолинитом и слюдой. Обломочная тонкодисперсная составляющая глины представлена кварцем и полевым шпатом в примерно равных соотношениях. В составе алевритовой фракции встречены преимущественно детрит, реже целые раковины фораминифер, присутствуют также микроконкреции, единичные зерна плагиоклаза и цеолита, костные остатки.

Глина обогащена гидроксидами Fe, Mn и ряда малых элементов и по химическому составу сходна с глиной ст. 12 (см. табл. 2).

На 10–16 см по неровной резкой границе глина сменяется голоценовым глинисто-известковым алевропелитовым илом (CaCO_3 40,3%), светло-коричневым с пятнами темно-коричневого цвета. Карбонатная составляющая представлена кокколитами, фораминиферами и их детритом. Последние составляют основу алевритовой фракции, в которой встречены также единичные кристаллы филлипсита, микроконкреции. С поверхности осадок перекрыт довольно мощной (3 см) коркой гидроксидов Fe и Mn, возможно, фрагментом глыбовой конкреции. Сокращение мощности карбонатных осадков, отсутствие слабокарбо-

натных разностей глин и резкие границы контакта свидетельствуют о перерыве в осадконакоплении.

Колонка ст. 43-12, расположенная в северной части депрессии на глубине 5112 м, вскрыла метровый слой довольно однородной тонкодисперсной темно-коричневой пелагической глины. Коллоидная фракция глин, составляющая 50%, представлена монтмориллонитом, смешанослойным иллитом, каолинитом с небольшим количеством хлорита. Вниз по разрезу отмечается возрастание степени окристаллизованности глинистых минералов и увеличение доли гидрослюды во фракции более 1 м. Кварц-полевошпатовое отношение практически постоянно (1–0,96) во всей колонке.

Алевритовая фракция, составляющая менее 1% осадка, представлена в основном микроконкрециями, костями и зубами рыб (см. табл. 2), в небольшом количестве постоянно присутствуют также кварц и полевой шпат, цеолиты, обломки палагонита, единичные радиолярии и спикулы губок; в тяжелой фракции – черные рудные, магнитные шарики, единичные зерна моноклинного пироксена, роговой обманки, эпидота, граната, циркон, биотит, мусковит. По составу коллоидной, алевритовой фракции и содержанию Fe, Mn и малых элементов глины этой станции близки к пелагическим глинам в Бразильской котловине полигона ст. 2853 [3].

Химический состав пелагических глин ст. 12 и средний состав глин ст. 2853 приведен в табл. 2. Обращает на себя внимание лишь несколько повышенные значения модуля $Fe + Mn/Ti$ на полигоне ст. 43-12.

Колонка ст. 43-49 расположена в узкой депрессии между тектоновулканическими грядами на глубине 4993 м. Колонка длиной 165 см снизу вверх вскрыла на гор. 163–75–80 металлоносную пелагическую глину. Это очень тонкая комковатая цеолитсодержащая глина; с тончайшими стяжениями гидроксидов Fe и Mn и лейстами цеолитов грубопелитовой размерности. Почти изотропная глина обладает микрогранулярной текстурой и ажурной структурой (под сканирующим микроскопом). По данным дифрактометрии, она сложена рентгено-аморфным веществом с небольшим содержанием фоновых минералов (иллит-монтмориллонита и хлорит-каолинита), присутствует также слабоокристаллизованный гётит. В составе алевритовой фракции глины преобладают микроконкреции, кости и зубы рыб, присутствуют цеолиты и палагонитизированные стекла, единичные зерна кварца и полевого шпата. В тяжелой фракции отмечены единичные зерна черных рудных минералов, магнитные шарики, моноклинный пироксен.

По своему химическому составу глина отличается пониженным содержанием Al (6,18–6,6%, см. табл. 2), высокими величинами Fe (12,7–13,8), Mn (2,65–2,90%), Ni, Cu, Co, Zn, V, Mo, характерными для металлоносных осадков повышенными (50–59) значениями модуля $Fe + Mn/Ti$ и низкими (< 30) значениями $Al \times 100/Fe + Mn + Al$ при обычных величинах для пелагических глин (> 50).

Выше на резкой неровной границе на гор. 73–80 см залегают относительно мягкие очень тонкие однородные темно-коричневые пелагические глины, обогащенные гидроксидами Fe и Mn. По составу глинистых минералов и соотношению тонкодисперсного кварца и полевых шпатов глины близки к глинам ст. 12, некоторое отличие здесь проявляется в более высоком содержании Fe и Mn и малых элементов, и составом алевритовой фракции осадков. В колонке ст. 49 отмечено повышенное содержание хлоритизированных и палагонитизированных стекол и резкое снижение кварца и плагиоклаза (см. табл. 2, 3).

Разрез завершается светло-коричневой (0–5 см) слабоизвестковистой пелагической глиной, карбонатная составляющая которой представлена кокколитами с небольшой примесью детрита и целых раковин фораминифер голоценового возраста.

Колонка ст. 4 расположена в узкой депрессии на глубине 4750 м. Снизу вверх колонка длиной 146 см вскрыла комковатую темно-коричневую (146–20 см) цеолитсодержащую пелагическую глину (как и в колонке 49, тончайшие лейсты

филлипсита грубопелитовой разности). По составу глинистых минералов и кварц-полевошпатовому отношению (1–0,96) она сходна с верхней частью описанной выше колонки 49 и ст. 12. От колонки 12 пелагические глины ст. 49 (86–5 см) и 4 (146–40 см) отличаются несколько более повышенным содержанием Fe, Mn и малых элементов (см. табл. 2). Отличия проявляются и в составе алевритовых фракций, средней части разреза. Здесь на гор. 40–45 и 70–75 см (см. табл. 3) отмечено существенное возрастание кварца и полевых шпатов.

Выше, на гор. 20–5, вскрыта светло-коричневая пелагическая глина, по минеральному и химическому составу аналогичная глине ст. 12. На гор. 0–5 см она перекрывается известково-глинистым илом голоценового возраста.

ПЕЛАГИЧЕСКОЕ ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ–ГОЛОЦЕНЕ

Приведенные данные показывают, что в течение всего охарактеризованного разрезами отрезка времени от раннего плейстоцена (?) до голоцена в восточной части Бразильской котловины существовали пелагические условия осадкообразования. Происходило медленное прерывистое накопление маломощных слоев красноцветных преимущественно терригенных пелагических глин ниже КГК и глинисто-карбонатных (мергельных) наноилов между КГК и уровнем карбонатного лизоклина (обычно маркируемого 70% CaCO₃). Нормальный ход пелагической седиментации нарушался эрозией и перемывом осадков придонными течениями, приводившими к возникновению многочисленных выходов пород базальтового фундамента и перерывов в разрезах четвертичных осадков. Эти условия благоприятствовали формированию железо-марганцевых конкреций. На пелагический седиментогенез накладывалось в плейстоцене эпизодически поступление вещества из гидротермальных источников с образованием металлоносных илов и гиалокластики подводных извержений.

Два главных фактора развития пелагического седиментогенеза — слабое поступление терригенного материала и низкая биологическая продуктивность вод, в совокупности приводящие к ничтожно малым скоростям осадконакопления [6, 7], обеспечиваются здесь условиями денудации континента и гидрологическим режимом. Снос терригенного материала с Бразильского щита сравнительно небольшой из-за орографических особенностей водосбора: крупнейшие речные системы разгружаются севернее (р. Амазонка) и южнее (р. Парана). К тому же сильное вдольбереговое Бразильское течение служит динамическим барьером на пути разноса взвеси поверхностными водами. В результате воды над восточными районами Бразильской котловины очень бедны терригенной взвесью [2], представленной здесь только тончайшими фракциями, что находит отражение в исключительной тонкодисперсности глинистой составляющей осадков.

Придонные потоки осадочных масс с континентального склона в условиях дефицита терригенных выносов слабо развиты в современных условиях послеледниковой трансгрессии и вряд ли существенно усиливались при глядиоэвстатических регрессиях в плейстоцене. Потоки разгружаются у подножия континентального склона и не достигают восточной части котловины с ее сильно расчлененным рельефом.

Восточная часть Бразильской котловины находится (и очевидно, находилась в плейстоцене [8]) под центром южного субтропического антициклонического круговорота течений, где слабая вертикальная циркуляция водной толщи, ее устойчивая стратификация и конвергенция определяют низкую биологическую продуктивность вод, а следовательно — малые скорости биогенной седиментации и небольшие абсолютные массы биогенных компонентов, в том числе органического вещества [2, 5].

Таким образом, в восточной части котловины; на подножии Срединно-Атлантического хребта, где расположен описанный полигон, существуют типичные условия низкопродуктивной пелагической мегафациальной области [6], относимой

к аридной зоне по А.П. Лисицыну [5] и Е.М. Емельянову [2]. Судя по описанным нами разрезам, эти условия оставались неизменными в течение всего изученного отрезка времени от раннего плейстоцена до голоцена. Но на таком относительно стабильном фоне разворачивались палеоокеанологические события, нашедшие отражение в описанных выше изменениях литолого-фациальных характеристик пелагических осадков и в прерывистости разрезов.

Колебания карбонатности осадков в разрезах объясняются изменениями глубинного положения критических уровней растворения CaCO_3 , образующих сопряженный "фациальный ряд растворения" [6]. В данном случае мы имеем дело с нижней частью этого ряда, где смена фаций определяется колебаниями уровня КГК. При понижении КГК ниже глубины данной точки (станции) в разрезе наблюдается перекрытие бескарбонатных пелагических глин их слабокарбонатными разностями (как на ст. 43-49), а при сдвиге КГК на меньшие глубины карбонатность, наоборот, уменьшается. Как было показано выше, в настоящее время КГК находится на глубине около 4900 м, а фораминиферовый лизоклин — на глубинах 4000—4400 м. Между ними располагается так называемый карбонатный (точнее, кальцитовый) лизоклин (уровень уменьшения содержания CaCO_3 ниже 70%). Поскольку во всех изученных пробах имеются явные признаки растворения неустойчивых видов планктонных фораминифер, уровень фораминиферового лизоклина в течение плейстоцена—голоцена не опускался ниже 4500 м (минимальной глубины станций на полигоне). Однако появление на ст. 63 высококарбонатных (CaCO_3 , 87%) фораминиферо-кокколитовых илов свидетельствует о положении этой точки (глубина 4550 м) выше кальцитового лизоклина, который в настоящее время, по-видимому, находился на глубине около 4500 м.

На примере ст. 63 удается проследить основные тенденции изменения критических уровней. Выделяются два интервала высокой карбонатности (от 60 до 87%), соответствующие этапам относительно глубоководного положения критических уровней растворения (КГК и лизоклинов). Нижний из этих интервалов имеет раннеплейстоценовый (возможно, предледниковый?) возраст и отделен от вышележащего горизонта пониженной карбонатности стратиграфическим перерывом.

Низкокарбонатный средний интервал, имеющий (по определению Н.С. Оськиной) позднеплейстоценовый возраст, отражает высокое гипсометрическое положение КГК и лизоклинов, т.е. усиление интенсивности растворения CaCO_3 . Растворение приводило, очевидно, к уменьшению скорости осадконакопления, о чем свидетельствует также обогащение осадка остатками костей и зубов рыб, микроконкрециями и глинисто-цеолитовыми агрегатами. По аналогии с другими районами Атлантики можно предположить, что подъем уровней растворения связан с эпохой похолодания, возможно с последним (вюрмским) оледенением.

Достоверно голоценовый возраст установлен только в самом верхнем (0—1 см) горизонте колонки 63, но предположительно к концу плейстоцена — голоцена можно отнести весь верхний слой (0—20 см) повышенной карбонатности (63—87%). Повышение карбонатности в результате понижения гипсометрического положения КГК и других критических уровней растворения в период дегляциации последнего оледенения (11—15 тыс. лет назад) характерно для всего Атлантического океана [2, 13, 15]. В таком случае отмеченное в данной колонке, а также на других станциях полигона, понижение CaCO_3 на самой поверхности (0—1 см) можно связать с относительным похолоданием климата после климатического оптимума голоцена, по-видимому, приведшем к некоторому подъему критических уровней растворения.

В связи с изменениями уровня КГК менялось распространение по глубине пелагических глин, которые представляют собой бескарбонатный остаток от растворения CaCO_3 в суммарном осадочном материале, выпавшем на дно в ходе пелагической седиментации. Судя по минеральному составу, в Бразильской котловине бескарбонатный остаток представлен почти целиком терригенным глинистым

материалом, смываемым с почв и кор выветривания Бразильского щита. Присутствие таких индикаторов медленных темпов осадконакопления, как костный детрит и магнитные шарики (микрометеориты) свидетельствует, однако, о малой интенсивности терригенной седиментации, что наряду с низкой биопродуктивностью поверхностных вод (т.е. слабым поступлением на дно органического вещества) и приводит к формированию здесь окисленных пелагических глинистых илов, относящихся, по нашей терминологии [6], к типу миопелагических глин.

На полигоне пелагические глины слагают поверхностный (предположительно современный) слой на глубинах более 4900 м. В разрезах они вскрыты под поверхностными (голоцен-позднеплейстоценовыми) слабокарбонатными илами на минимальной глубине 4670 м (ст. 62). Следовательно, в какой-то период плейстоцена КГК находилась выше этой глубины, а значит, была по меньшей мере на 200–250 м мелководнее современной. Время максимального подъема КГК установить не удастся, но по минимуму карбонатности в разрезе колонки 63 можно предположить, что один из подъемов и соответственно периодов расширения ареала распространения пелагических глин приходится на поздний плейстоцен (вюрм?).

По современным представлениям положение КГК и лизоклина контролируется распространением и свойствами (прежде всего степенью недосыщения по отношению к CaCO_3) придонных антарктических вод (ПАВ). В Бразильскую котловину ПАВ поступают с юга, из моря Уэдделла; через глубоководный проход Вима в поднятии Рио-Гранде. По кернам глубоководного бурения было показано, что потоки холодных придонных вод в плейстоцене усиливались в холодные периоды и ослабевали – в теплые [10]. Соответственно верхняя поверхность агрессивных к CaCO_3 ПАВ в Бразильской котловине должна была подняться в эпохи оледенения, приводя к подъему КГК, а в относительно теплые периоды она, вероятно, опускалась, что согласуется с нашей интерпретацией по колонкам.

Накопление пелагических глин, а также бескарбонатной глинистой составляющей карбонатных осадков происходит главным образом в результате осаждения тончайшей терригенной взвеси посредством биофильтрационного механизма – извлечения частиц из воды в ходе жизнедеятельности зоопланктонных организмов, их агрегирования в фекальные pellets и хлопья "морского снега" и быстрого осаждения агрегатов через водную толщу. На дне агрегаты распадаются, а доминирующий в седиментационном потоке биогенный CaCO_3 частично или полностью (глубже КГК) растворяется.

Как показывает химический состав осадков, прежде всего модуль Fe + Mn/Ti, а также соотношение Fe и Mn с Al, заметный добавочный вклад в формирование абиогенной части осадка вносят металлы, поступающие из гидротермальных источников. В отдельных горизонтах этот вклад столь значительный, что осадки можно назвать металлоносными. Подчиненную роль играет аутигенное минералообразование – формирование цеолитов и железо-марганцевых микроконкреций, содержание которых находится в обратной зависимости от скоростей осадконакопления. Последние контролируются интенсивностью растворения биогенного карбоната и переывом осадков придонными течениями.

О деятельности придонных течений, усиливающих над вершинами и крутыми склонами вулканических гряд, свидетельствуют: многочисленные выходы коренных пород, примесь продуктов их размыва (эдафогенных компонентов) в пелагических глинах, отсутствие во многих случаях голоценовых отложений на поверхности, стратиграфические перерывы в разрезах и наличие переотложенной микрофауны в ряде горизонтов. Фауна фораминифер указывает на эрозию и переотложение не только четвертичных, но и более древних неогеновых отложений, очевидно, обнажающихся поблизости.

Четкий стратиграфический перерыв зафиксирован в колонке ст. 63, где нижняя часть разреза отнесена предположительно к нижнему плейстоцену, а верхняя – к верхнему. Выпадают какие-то части верхнего и нижнего плейстоцена и, вероят-

но, весь средний плейстоцен. Этот перерыв можно коррелировать с признаками несогласий в разрезах пелагических глин (ст. 4, 49), где верхние (вероятно, позднеплейстоценовые) горизонты серовато-коричневых пятнистых пелагических глин залегают с размывом на плотных комковатых цеолитсодержащих или металлоносных глинах. Последние при такой интерпретации имеют средне- и раннеплейстоценовый возраст.

Обращает на себя внимание находка бескарбонатных пелагических глин (под маломощным голоценовым слоем слабокарбонатных) на аномально малой (4380 м) глубине в колонке 2843 [3]. Это противоречит нашим данным по полигону ст. 43, где современный уровень КГК (4900 м) в плейстоцене повышался не более чем до 4600 м, если судить по карбонатности колонки 63, взятой на глубине 4550 м. Возможно, такая аномалия связана с блоковыми тектоническими движениями по субширотному разлому, на борту которого взята колонка 2843. Если это верно, то приходится допустить поднятие блока с точкой ст. 2843 по меньшей мере на 200 м в плейстоцене. Можно предположить и другое объяснение – подъем уровня КГК до глубины порядка 4500 м в период, попадающий на перерыв в колонке 63 (средний плейстоцен).

* * *

1. Приведенные материалы, а также опубликованные данные по ст. 2853 и 2842 [3] показывают, что в восточной части Бразильской котловины, у подножия Срединно-Атлантического хребта в течение плейстоцена и голоцена существовала обстановка формирования абиссальных пелагических фаций низкопродуктивных (аридных) зон. В условиях расчлененного рельефа формировались: ниже КГК – пелагические глины, а выше КГК – их слабокарбонатные разности, известково-глинистые и глинисто-известковые кокколитовые илы.

2. Тонкодисперсные пелагические глины по составу глинистых минералов, кварц-полевошпатовому отношению, содержанию S_{org} , текстурам биотурбации и слабому развитию аутигенного минералообразования могут быть отнесены к флювиогенному (терригенному) миопелагическому типу.

3. Колебания карбонатности и смена пелагических глин карбонатными осадками в разрезах объясняется изменениями гипсометрического положения КГК и лизоклинов в связи с глобальными флуктуациями климата в "ледниковом" плейстоцене, которые влияли на интенсивность поступления через проход Вима (возвышенность Рио-Гранде) в Бразильскую котловину придонных антарктических вод, агрессивных по отношению к $CaCO_3$. Предполагается, что КГК поднималась в эпохи похолодания и усиления потоков ПАВ и погружалась в эпохи потепления, в том числе в голоцене.

4. Малые (до нулевых) мощности голоценовых осадков, наличие выходов коренных пород, переотложенная древняя микрофауна, стратиграфические перерывы в разрезах – все это свидетельствует об активной эрозионной деятельности придонных течений на фоне медленных средних скоростей осадконакопления, свойственных пелагическим фациям.

5. На пелагический седиментогенез накладывалась поставка железа, марганца и ряда микроэлементов из подводных гидротермальных источников. Это приводило к обогащению пелагических осадков Fe, Mn и малыми элементами вплоть до образования металлоносных илов в отдельные этапы плейстоценовой истории. Возраст металлоносных осадков в колонках ст. 49 и 2843 предположительно средне- и раннеплейстоценовый.

Список литературы

1. Бараш М.С., Купцов В.М., Оськина Н.С. Позднечетвертичные датировочные уровни по планктонным фораминиферам в Атлантическом океане // *Океанология*. 1987. Т. 17. Вып. 3. С. 425–434.
2. Емельянов Е.М. Седиментогенез в бассейне Атлантического океана. М.: Наука, 1982. 190 с.
3. Емельянов Е.М. Состав металлоносных осадков Бразильской котловины // *Литология и полез. ископаемые*. 1986. № 6. С. 125–130.
4. Житковский Ю.Ю., Скорнякова Н.С., Захлестин А.Ю., Терский Н.Ю. На борту "Академика Иоффе" // *Природа*. 1991. № 1. С. 47–51.
5. Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
6. Мурдмаа И.О. Фации океанов. М.: Наука, 1987. 303 с.
7. Мурдмаа И.О. Океанский пелагический литогенез // *Литология и полез. ископаемые*. 1991. № 5. С. 3–18.
8. Оськина Н.С. Палеоокеанология Атлантического океана в неоген-четвертичное время (по данным изучения планктонных фораминифер). Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИОАН СССР, 1987. 20 с.
9. Скорнякова Н.С., Мурдмаа И.О. Литолого-фациальные типы глубоководных пелагических (красных) глин Тихого океана // *Литология и полез. ископаемые*. 1968. № 6. С. 17–38.
10. Barash M.S., Oskina N.S., Blyum N.S. Quaternary biostratigraphy and surface paleotemperatures by means of planktonic foraminifers Sites 516 and 518, DSDP Leg. 72 // *Initial Reports DSDP*. 1983. V. 72. P. 849–869.
11. Bolli H.M., Premoli Silva J. Oligocene to Recent planktonic foraminifera and stratigraphy of the Leg 15 Sites in the Caribbean Sea // *Initial Reports DSDP*. 1973. V. 15. P. 475–498.
12. Berger W.H. Planktonic foraminifera: Selective solution and paleoclimatic interpretation // *Deep-Sea Res.* 1968. V. 15. P. 31–43.
13. Curry W.B., Lohmann G.P. Reconstructing past particle fluxes in the tropical Atlantic Ocean // *Paleoceanography*. 1990. V. 5. N 4. P. 487–506.
14. Ericson D.B., Ewing H., Wollin G., Heezen B.C. Atlantic deep-sea sediment cores // *Bull. Geol. Soc. America*. 1961. V. 72. P. 193–286.
15. Joyce J.E., Kennicutt M.C., Brooks J.M. Late Quaternary depositional history of the deep western Gulf of Mexico: geochemical and sedimentological evidence // *Marine Geol.* 1985. V. 69. P. 55–68.
16. Postuma J.A. Manual of planctonic foraminifera. Amsterdam; London; New York, 1971. 397 p.
17. Thunnell R.C. Carbonate dissolution and abyssal hydrography in the Atlantic Ocean // *Marine Geol.* 1982. V. 47. N 3/4. P. 165–180.

Институт океанологии РАН,
Москва

Поступила в редакцию
10.VI.1991

УДК 551.352(264)

© 1992 Зверев В.П., Кононов В.И.,
Воробьев С.А., Зотов А.В., Лаврушин В.Ю.,
Карташова Л.Ф., Прилуцкая Т.А.

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ СРЕДА СОВРЕМЕННОЙ
СЕДИМЕНТАЦИИ И НАЧАЛЬНОГО ДИАГЕНЕЗА В РАЙОНЕ
ЦЕНТРАЛЬНОАМЕРИКАНСКОГО ЖЕЛОБА
И ВПАДИНЕ ПЕСКАДЕРО

Показана высокая однородность гидрогеохимических условий современной седиментации в Центральноамериканском желобе и впадине Пескадеро в Калифорнийском заливе. Описано аномально высокое распределение метана в иловых водах, связанное с дегазацией газогидратов, залегающих в более глубоких горизонтах осадочного слоя и выделенных по данным НСП. Установлено, что изменение содержания макрокомпонентов, за исключением Cl, Na и некоторых микрокомпонентов в иловых водах, определяется морфоструктурными особенностями океанического дна, положением относительно береговой линии и, следовательно, поступлением органики, разложение которой является важнейшим механизмом изменения химического состава иловых вод, и связанным с ним процессом минералообразования.

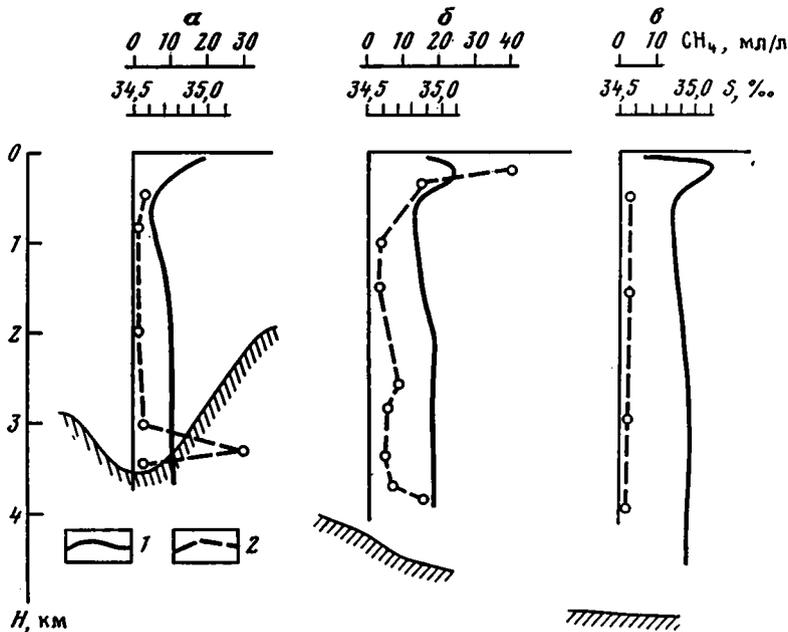
Изучение газогидрогеохимических сред современной седиментации и начального диагенеза в районе Центральноамериканского желоба и впадине Пескадеро в Калифорнийском заливе проводилось в 8-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов" в феврале-марте 1989 г. на трех полигонах.

Объектами изучения были водная толща, распределение в ней газовых, солевых и кислотно-щелочных параметров и иловые воды осадков, для гетерогенной среды которых особенно важна информация о газовой и жидкой фазах, необходимая при оценке тенденций преобразования породообразующих и образования диагенетических минералов.

Отбор проб воды проводился системой "Розетт" [3]. Всего было осуществлено восемь спусков. Из одного горизонта отбирали две пробы по 1,5 л (одна на дегазацию, другая для анализа воды).

Ряд физико-химических параметров определяли непосредственно в водной толще *in situ* специально сконструированным для рейса гидрохимическим автоматизированным зондом "Сигма". В реальном масштабе времени измеряли три гидрофизических (температура, давление, электропроводность) и три гидрохимических (рН, Eh (или $p\text{H}_2\text{S} + \text{HS}^-$), $p\text{Na}$) параметра. По результатам измерений с помощью ЭВМ, входящей в состав измерительного комплекса, вычисляли значения солёности, скорости распространения звука, потенциальной температуры, водородного показателя, окислительно-восстановительного потенциала, активностей сульфидной серы и иона натрия. Всего было выполнено 16 спусков зонда.

Иловые воды отжимались по стандартной методике из проб осадков, поднятых грунтовыми трубками (18 спусков) и дночерпателями (8 спусков). В свежем осадке с ненарушенной структурой определяли Eh и рН. Замеры проводили в свежем керне путем внедрения ионно-селективных электродов в ил. В выделенных иловых водах, все пробы которых отфильтровывали, на борту судна определяли: рН, Cl, K, Na, Ca — потенциометрическим методом, Mg, SO_4^{2-} , CO_3^{2-} ,



Фиг. 1. Геохимические параметры водной толщи (а – полигон "Пескадеро", ст. 8323, б – полигон "Мансанильо", ст. 8282, в – полигон "Акапулько", ст. 8104)
 1 – распределение солености, ‰; 2 – концентрация метана, мл/л

HCO_3^- – объемным, Zn, Cu, Pb – полярографическим; на суше: SiO_2 – калориметрическим, Al и Mn – атомно-абсорбционным. Выделение газов из рыхлых осадков выполняли термовакuumным способом. Водно-растворенные и сорбированные газы (N_2 , O_2 , CO_2 , CH_4 и H_2S) осадка анализировали хроматографическим методом.

Тихий океан, в восточной части которого проводился 8-й рейс НИС "Академик Николай Страхов", характеризуется минимальными значениями солености по сравнению с другими океанами. Для поверхности она в среднем составляет 34,85‰. Формирование химического состава его водной толщи во многом связано с особенностями соотношения испарения и атмосферных осадков. Здесь в отличие от Атлантического и Индийского океанов осадки преобладают над испарением на большей части его площади, за исключением тропиков, в которые входит изучавшийся нами район. В Тихом океане нет условий для формирования высокосоленых глубинных вод, и вся его водная толща ниже 2000 м заполнена глубинными водами, поступающими из Атлантического и Индийского океанов [8].

Соленость в восточной части Тихого океана между 10 и 20° с.ш. достаточно выдержанна. Лишь на глубинах 500–1500 м она уменьшается на 0,1–0,2‰, что связано с поступлением промежуточных субарктических вод, проникающих с холодным Калифорнийским течением с севера на юг. Такие особенности ее изменения описываются североокеанским подтипом умеренно тропического типа океанических вод [8].

Иловые воды северо-восточной части Тихого океана, по данным Р. Сивера [11] и О.В. Шишкиной [10], характеризуются более высокой соленостью, чем воды океана. На шельфе Мексики (южнее Калифорнийского залива) в 3,5-метровом слое осадков на ст. 668 [9] в иловых водах отмечено снижение концентрации SO_4^{2-} (от 54,8 до 35,1 мг-экв/л) и кальция (от 31,6 до 11,2 мг-экв/л). Содержание других компонентов здесь постоянно.

Наши исследования дали следующие результаты. Распределение солёности по разрезу водной толщи Тихого океана имеет четко выраженный максимум (до 35‰) на глубине 120–180 м и широкий минимум, приходящийся на интервал 700–1000 м (фиг. 1). Ниже солёность несколько возрастает и, начиная с глубины 2,5 км, становится практически постоянной (около 34,60–34,69‰). В устье Калифорнийского залива резко отлична верхняя часть разреза водной толщи. Приповерхностная зона с повышенной солёностью имеет здесь меньшую мощность и содержит два максимума: первый (35,15‰) на глубине 50 м и второй (35,0‰) на глубине 100 м.

Температура водной толщи, максимальная на поверхности, падает в диапазоне глубин 40–150 м, что связано с влиянием холодного Калифорнийского течения. Уже на глубине 50 м температура воды становится ниже 20 °С, а на глубине 220 м достигает 10 °С. Поверхностная температура в период исследований закономерно возрастает с севера на юг от 22 °С в Калифорнийском заливе до 27 °С и более на полигоне "Акапулько". В нижних частях разреза температурные кривые практически идентичны. Они имеют минимум, приуроченный к интервалу 2600–2800 м. Здесь температура изменяется от 1,59 °С на полигоне "Акапулько" до 1,65 °С на полигоне "Пескадеро". Ниже, с глубиной температура очень медленно возрастает, достигая 1,78 °С на глубине 4800 м.

Химический состав океанических вод в разрезе достаточно выдержан, Cl и Na изменяются пропорционально солёности, содержание микрокомпонентов практически однородно. Можно лишь отметить очень слабое увеличение вниз по разрезу водной толщи концентрации иона HCO_3^- , которая максимальна (от 0,122 до 0,149 г/л) на ст. 8104 полигона "Акапулько" (табл. 1).

Преобладающие растворенные газы – азот, кислород, аргон, углекислый газ и метан. Данные об их содержании приведены в табл. 2. Максимум содержания CO_2 зафиксирован на глубине 1000 м, где он достигает 0,41 мг/л, что близко к его равновесной концентрации (0,4 мг/л) при растворении атмосферного воздуха в морской воде. Распределение газов на полигоне "Акапулько" типично для акваторий тропической зоны Тихого океана. С глубиной наблюдается рост содержания кислорода и падение концентрации метана.

Распределение на полигоне "Мансанильо" газов на глубине сходно на всех станциях.

С удалением от дневной поверхности наблюдается увеличение концентраций метана и углекислого газа с одновременным понижением количества растворенного кислорода в 3–5 раз. С глубиной затухают процессы фотосинтеза, усиливаются деструкция и окисление органических веществ, оседающих из вышележащего горизонта, что отражается в ослаблении корреляционных связей между газами. Это отчетливо видно на плане изолиний величины CH_4/O_2 в разрезе водной толщи над материковым склоном. Область максимального значения этого отношения находится на глубине 500 м (фиг. 2). Ниже 1000–2000 м отмечается отчетливый рост содержания кислорода и резкое понижение метана до $9 \cdot 10^{-6}$ мл/л.

В пределах центрального каньона (ст. 8207) в диапазоне глубин 1000–2000 м наблюдаются аномально высокие (до 3,4 мл/л) содержания кислорода, характерные для поверхностного слоя Мирового океана (фиг. 3). В этом же интервале отмечается уменьшение солёности воды на 0,02‰ и повышение ее температуры на 0,1 °С. Полученные данные могут быть объяснены существованием вдоль эрозионной долины потока распресненных "теплых" вод из вышележащих горизонтов.

В целом распределения водно-растворенных газов над материковым склоном и океаническим желобом полигона "Мансанильо" совпадают. Это позволяет построить обобщенную модель распределения CO_2 , O_2 и CH_4 по глубине этой части Тихого океана (фиг. 4). Однако в отличие от акватории желоба в водах глубинной зоны ($H > 1000$ м) материкового склона среднее содержание метана

Химический состав океанических вод, отобранных системой

Полигон (номер станции, морфо-структура)	Координаты	Глубина отбора пробы, м	T, °C	pH
Акапулько (810, Центрально-американский желоб)	16°35,03 с.ш. 100°56,76 з.д.	52	17,03	7,77
		252	11,36	7,75
		1000	4,36	7,59
		2000	2,07	7,75
		5000	1,80	7,75
Мансанильо (8251, материковый склон)	18°35,35 с.ш. 104°26,89 з.д.	50	17,3	7,90
		250	11,2	7,58
		1000	4,5	7,57
		2000	2,05	7,67
Мансанильо (8299, океаническое ложе)	17°51,25 с.ш. 104° 44,17 з.д.	50	22,5	8,11
		100	13,9	7,65
		1000	4,4	7,58
		2000	2,01	7,70
		2900	1,58	7,72
Пескадеро (8301, Калифорнийский залив, впадина Пескадеро)	24°00,62 с.ш. 108°50,87 з.д.	50	15,0	8,06
		500	7,1	7,55
		1000	4,3	7,50
		2000	2,06	7,65
		3100	1,70	7,68

Примечание. Значения Zn, Cu и Pb приведены в мг/л, остальных компонентов – в г/л.

в 2,9 раза выше. Различия в концентрациях статистически значимы на 0,1% доверительного уровня. Повышение концентраций метана в водах над материковым склоном обусловлено его поступлением со дна. На это указывает рост содержания CH_4 в придонном слое по данным ст. 8207, 8251.

С большей детальностью газогидрогеохимические исследования выполнены в глубоководной зоне впадины Пескадеро в Калифорнийском заливе. Распределение кислорода и углекислого газа по разрезу водной толщи в этом районе полностью совпадает с распределением их на полигоне "Мансанильо". Поверхностный слой характеризуется низкими содержаниями CO_2 (0,031 мл/л) и высокими O_2 (5,4 мл/л), что типично для экваториальной зоны Мирового океана. Максимум концентраций CO_2 (1,62 мл/л) и соответствующий ему минимум O_2 (0,68 мл/л) фиксируется на глубине 1000 м. На глубине 2000 м содержание кислорода возрастает до 2,5 мл/л, что связано с привнесом холодных антарктических вод придонными течениями. Концентрация диоксида углерода в глубоководной зоне составляет в среднем 1,17 мл/л без отчетливых тенденций изменения с глубиной.

Наиболее интересно распределение метана по глубине. Он образует две области высоких концентраций: поверхностную и придонную (фиг. 5). Первая с содержаниями до $62,9 \cdot 10^{-6}$ мл/л находится на глубине 50 м и соответствует зоне максимальной биологической активности океана. Ниже ее (в интервале глубин от 50 до 2000 м) содержания CH_4 сохраняются на одном уровне. Геохимический фон метана этого слоя воды $C_{\text{ф}} = 7,9 \cdot 10^{-6}$ мл/л. Аномальным точкам поля отвечают содержания метана более $12 \cdot 10^{-6}$ мл/л. Концентрации метана, в несколько раз превышающие аномальный порог, отмечаются на глубинах ниже 2500 м. Макси-

"Розетт" в 8-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов"

Сольность, ‰	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Zn	Cu	Pb
34,892	19,24	2,83	0,122	10,4	0,39	1,34	0,38	1	2,5	22
35,090		2,83	0,120	10,6	0,38	1,31	0,38	1	4	18
34,855	19,06	1,78	0,132	10,6	0,39	1,31	0,38	1	3,6	6
34,937	19,19	2,98	0,141	10,6	0,38	1,32	0,38	1	15,4	8
34,968	19,20	2,98	0,149	10,6	0,39	1,34	0,38	8,3	3,5	2,6
34,312	18,99	3,07	0,137	10,4	0,39	1,314	0,37	1	1	1
34,785	19,25	3,07	0,137	10,5	0,38	1,326	0,37	1	2	1
34,86	19,14	3,02	0,140	10,4	0,39	1,314	0,37	1	1	1
34,94	19,20	3,07	0,146	10,5	0,38	1,314	0,37	11,4	2	1
34,60	19,09	3,02	0,124	10,75	0,39	1,322	0,37	6	3	2
34,75	19,17	3,02	0,124	10,75	0,38	1,322	0,37	4	2	1
34,64	19,13	2,98	0,129	10,75	0,38	1,322	0,37	20	2	3
34,73	19,18	3,02	0,129	10,75	0,38	1,322	0,37	23	1	1
34,75	19,19	2,98	0,129	10,75	0,38	1,322	0,37	1	1	8
35,205	19,43	2,98	0,122	10,8	0,39	1,31	0,38	2	1	1
34,60	19,13	2,98	0,132	10,5	0,38	1,31	0,38	6	1	2
34,62	19,13	2,98	0,137	10,5	0,38	1,32	0,38	6	1	2
34,72	19,20	3,02	0,137	10,5	0,38	1,31	0,38	7	1	1
34,75	19,19	3,11	0,134	10,5	0,38	1,32	0,38	2	2	1

мум содержаний CH₄ в 36 раз выше фонового располагается на глубине 3500 м в точке с координатами 23°57,799 с.ш. и -108°49,645 з.д. (ст. 8323). Аномалия состоит из двух частей, одна из них примыкает непосредственно ко дну океана, другая — под небольшим углом поднимается в вышележащие слои воды. В контурах метановой аномалии выделяются две области повышенных содержаний углекислого газа, располагающиеся над нижней и верхней частями ореола CH₄. Аномалии CH₄ и CO₂ имеют близкое простиранье и сходные формы.

Расположение аномалий CH₄ и CO₂ пространственно совпадает с областью повышенной термической активности дна океана полигона "Пескадеро" [1]. Существует прямая зависимость между концентрациями CH₄ в воде и величиной теплового потока на дне. Появление аномально высоких концентраций метана в придонном слое может быть связано с разгрузкой подводных гидротерм или/и термодеструкцией органического вещества осадков.

Большой интерес представили результаты измерений *in situ* величины pH. Зависимость изменения pH с глубиной практически одинакова на всех станциях. Основные их особенности следующие:

0—50 м — участок резкого изменения величины pH от 8,25—8,30 до 7,8;

50—900 м — зона медленного снижения pH до 7,65—7,68;

900—2100 м — зона медленного увеличения pH до 7,87—7,89;

2100—3000 м — участок с постоянным значением pH 7,8—7,89;

3000—3400 м — интервал со слабой тенденцией к уменьшению pH на несколько сотых.

Результаты измерений pH непосредственно в водной толще при определенных значениях температуры и давления и в пробах, поднятых пробоотборниками

Состав водно-растворенных газов

Полигон	Морфоструктура	Номер станции	Координаты	Глубина отбора проб, м	Объем газа, мл	CO ₂	O ₂	N	CH ₄		
Акапулько	Желоб	8104	16°35,03 с.ш. 100°56,76 з.д.	500	20	0,51	5,9	93,8	3,4		
				1000	18	1,16	8,9	89,8	1,6		
				1500	16	0,73	10,8	88,3	1,2		
				3000	18	0,68	15,6	83,6	1,2		
				4500	19	0,45	17,7	81,7	1,1		
Мансанильо	Материковый склон	8207	18°21,32 с.ш. 104°21,86 з.д.	50	13	0,20	23,7	75,9	2,9		
				250	10	0,75	4,7	94,5	3,8		
				1000	15	0,17	23,7	76,1	3,0		
				2000	17	0,23	17,2	82,4	1,5		
				3200	40	0,36	17,6	81,19	4,5		
				8217	18°20,17 с.ш. 104°11,97 з.д.	250	10	0,53	9,2	90,2	4,8
						500	10	1,02	5,8	93,1	11,2
		1000	8			1,71	9,3	88,9	1,2		
		1700	15			0,99	10,2	88,7	1,7		
		1800	12			0,53	9,9	88,4	2,1		
		8251	18°35,35 с.ш. 104°26,89 з.д.		2000	16	0,85	12,7	86,5	0,8	
					2100	14,5	0,96	13,4	85,6	0,6	
					50	14	0,25	23,4	77,3	2,5	
					500	13	1,25	7,8	90,9	4,5	
					1000	15	1,42	5,5	93,0	0,6	
			1500	12	0,91	12,9	86,2	1,0			
			2000	17	0,87	13,9	85,1	1,0			

Примечание. Концентрации CO₂, O₂ и N приведены в процентах, CH₄ — в 10⁻⁴%.

системы "Розетт" и измеренных на борту при атмосферном давлении и температуре +20 °С, представлены на фиг. 6. При сопоставлении обнаруживается, что при таких измерениях на борту, как правило, величина рН занижается на 0,1–0,2 единицы, особенно на глубинах 1500 м. Наблюдается достаточно большой разброс значений рН на одинаковой глубине (0,15–0,2 единицы) вместо 0,03–0,05 единиц рН при измерении *in situ* автоматизированным комплексом "Сигма".

Во впадине "Пескадеро" на основании данных об аномально высоких значениях теплового потока, полученных геотермическими исследованиями, предполагается возможность существования подводной разгрузки гидротерм в глубокой ее части. В связи с этим были измерены гидрофизические и гидрохимические параметры (температура, соленость, рН, рNa, рH₂S и Eh) придонных вод зондом "Сигма" с опусканием его на дно. Для индикации касания дна зонд был оборудован грузом-разведчиком с системой оповещения оператора. Такие работы были выполнены на трех станциях. Всего было совершено 24 касаний дна. В ходе придонного зондирования получены следующие результаты.

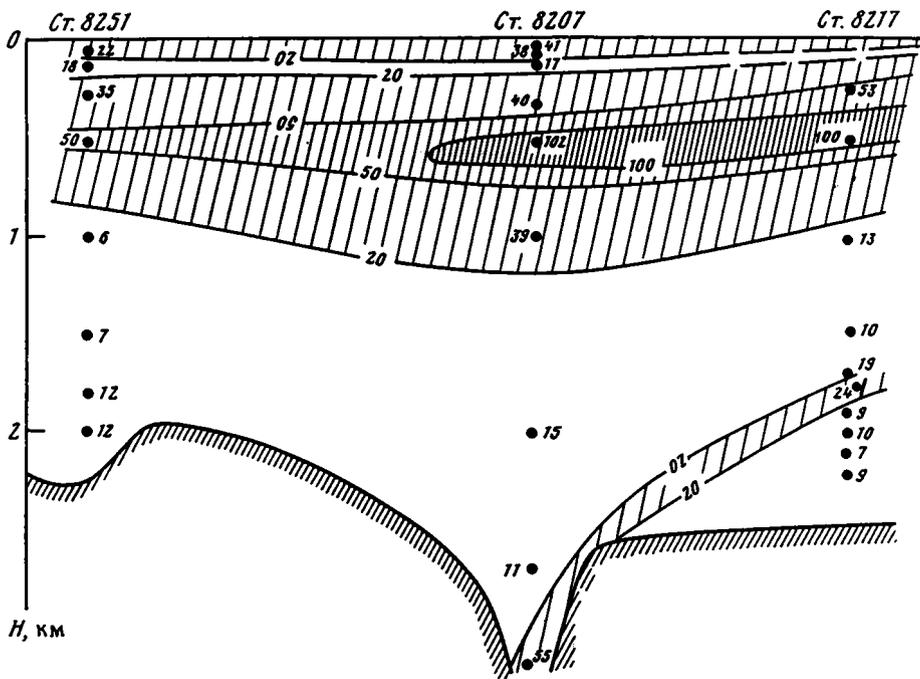
Аномальных отклонений температурного профиля в морской толще не обнаружено. При погружении зонда в донный ил местами наблюдалось резкое повышение температуры — на 0,09–0,12 °С. Чаще отмечалось небольшое (на 0,01–0,03 °С) повышение температуры, хотя и в этих случаях по показаниям других датчиков можно было судить, что зонд находится в илистом осадке. На фоновых (по данным геотермических измерений) станциях измерения температуры дали

Полигон	Морфоструктура	Номер станции	Координаты	Глубина отбора проб, м	Объем газа, мл	CO ₂	O ₂	N	CH ₄
Мансанильо	Желоб	8282	18°12,63 с.ш. 104°25,08 з.д.	50	18	0,21	23,9	75,7	2,7
				500	12	0,78	5,7	93,4	1,3
				1000	15	1,06	6,6	92,2	0,3
				2000	15	0,69	12,3	86,9	0,5
				3000	15,5	0,64	14,4	84,9	0,5
				3900	11	0,39	10,7	88,9	1,7
	Океаническое ложе	8299	17°51,25 с.ш. 104°44,17 з.д.	50	11	0,93	5,4	93,5	2,6
				500	11	1,03	4,0	94,8	2,7
				1000	12,5	1,38	4,7	93,9	0,2
				2000	15	0,93	12,5	86,4	0,3
Пескадеро	Глубоководная часть впадины	8301	24°00,62 с.ш. 108°49,79 з.д.	50	17	0,18	32,3	67,4	3,7
				500	15	0,96	5,0	93,9	0,6
				1000	15	1,08	4,5	94,3	0,5
				2000	16	0,78	12,6	86,5	0,4
				3000	19	0,42	14,3	85,1	2,4
	8323	23°57,78 с.ш. 108°50,74 з.д.	3700	17	0,55	14,1	85,2	1,7	
			50	15	0,50	20,1	79,2	2,9	
			1000	18	0,94	9,6	89,4	0,5	
			2000	16	0,68	12,2	87,0	0,5	
			3000	20	0,89	15,5	83,5	1,1	
3500	16	0,77	15,5	83,6	17,8				
3600	18	0,40	14,5	84,9	0,8				
3700	17	0,72	14,9	84,2	3,6				

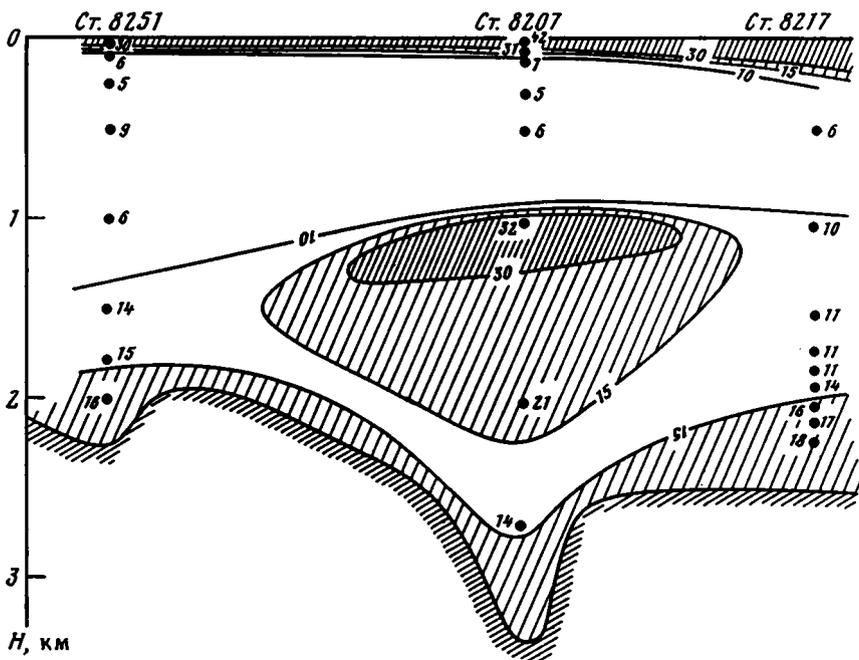
следующие результаты. На одной она повысилась на 0,06 °С, на другой — осталась неизменной. Никаких изменений рН и Eh в этих точках не зафиксировано.

При достижении зондом дна в большинстве случаев изменяется величина рН, хотя в некоторых случаях этот эффект практически не проявляется (в пределах 0,01–0,02 единицы рН). Как правило, раствор кислеет (рН изменяется на 0,2–0,35 единиц), но в трех точках было зафиксировано подщелачивание (до +0,25–0,45 ед. рН). При одном из касаний значение рН сместилось сначала в кислую сторону, а затем в щелочную. Корреляция между величиной сдвига рН и скачком температуры не наблюдалась. В случае подкисления при подъеме зонда величина рН в придонной воде восстанавливалась быстро — на протяжении не более 10 м, тогда как при щелочном эффекте повышенные значения рН сохранялись сравнительно долго (70–100 м).

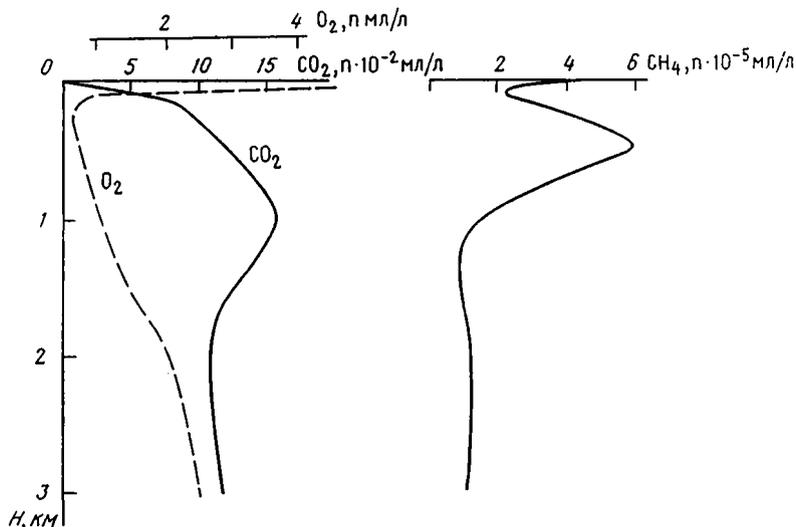
Если подкисление нигде в водной толще нами не зафиксировано, то отклонение в щелочную сторону на 0,05–0,40 единиц наблюдалось в придонной части в пяти точках. Во всех этих случаях оно наступало при измерениях вслед за касанием дна, но не на прямом подъеме или спуске, а после изменения направления движения. Скачок происходил через 5–6 м после прекращения подъема и начала спуска. Перемена направления на показаниях зонда никак не отражалась. На участке аномально повышенных значений рН нарушений температурного режима не замечено. Однако они сопровождалась заметным, частично обратным изменением окислительно-восстановительного потенциала, понижающегося на 3–20 мВ.



Фиг. 2. Изолинии показателя CH_4/N_2 в разрезе водной толщи континентального склона полигона "Мансанильо", $n \cdot 10^{-7}$



Фиг. 3. Изолинии показателя O_2/N_2 в водной толще континентального склона полигона "Мансанильо", $n \cdot 10^{-2}$



Фиг. 4. Обобщенная модель распределения водно-растворенных газов по глубине на полигоне "Мансанильо"

Никаких признаков H_2S ни в морской толще, ни на дне в илах потенциометрическим методом не обнаружено.

"Щелочные" отклонения pH на дне всегда сопровождались заметным уменьшением Eh (на 40–100 мВ). В случае кислых аномалий, как правило, окислительно-восстановительный потенциал не менялся.

Описанные выше наблюдения не поддаются однозначной интерпретации. Не исключено, что "щелочные" аномалии в морской толще могут быть связаны не с особенностями состава морской воды в данном месте, а с условиями промывки зонда от набившегося в оголовок ила (настораживает приуроченность таких аномалий к моменту смены направления движения зонда).

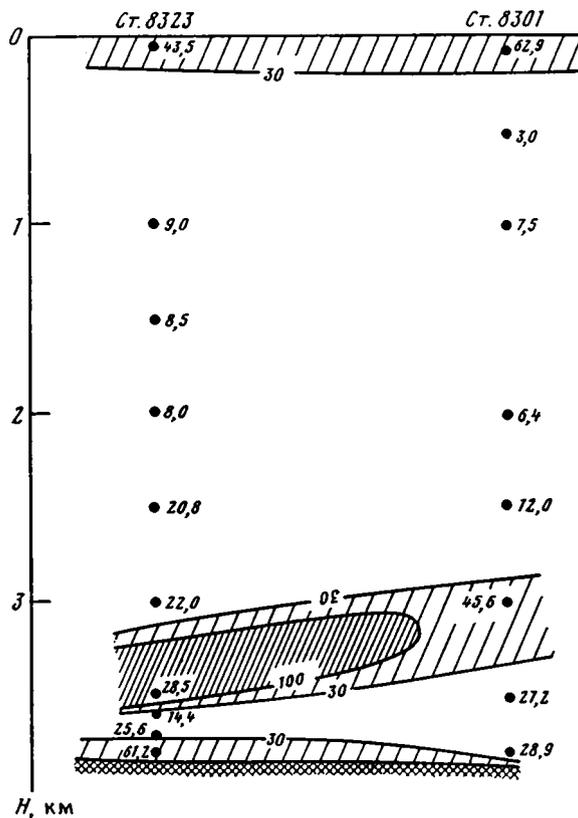
Что касается измерений непосредственно на дне, то можно считать установленным, что существуют участки дна с повышенной температурой илов (на 0,09–0,12 °C), а также два типа поверхностных илов: сравнительно кислых (pH 7,5–7,8) и более щелочных (pH 8,0–8,3): первый широко распространен, второй носит локальный характер.

Насколько реально данные измерения pH отражают физико-химические условия, судить сложно, так как потенциометрические измерения осложняются гетерогенностью системы – присутствием тонкодисперсных глинистых частиц (суспензионный эффект, загрязнение электродов и др.). Однако проделанные опыты по измерению в системе морская вода – ил разной степени консистенции показали, что добавки ила мало влияют на значения pH и pNa (табл. 3). Кроме того, тот факт, что при всех аномальных замерах pH-потенциал почти не изменяется, сви-

Таблица 3

Результаты измерения pH и pNa в системе морская вода – ил на борту судна при 23,5–24 °C

Система	pH	pNa
Морская вода (ст. 8251, гл. 1800 м)	7,67	0,51
Жидкая суспензия	7,72	0,51
Густая суспензия	7,67	0,51
Отстой густой суспензии	7,73	0,51
Очень густая суспензия	7,64	0,49



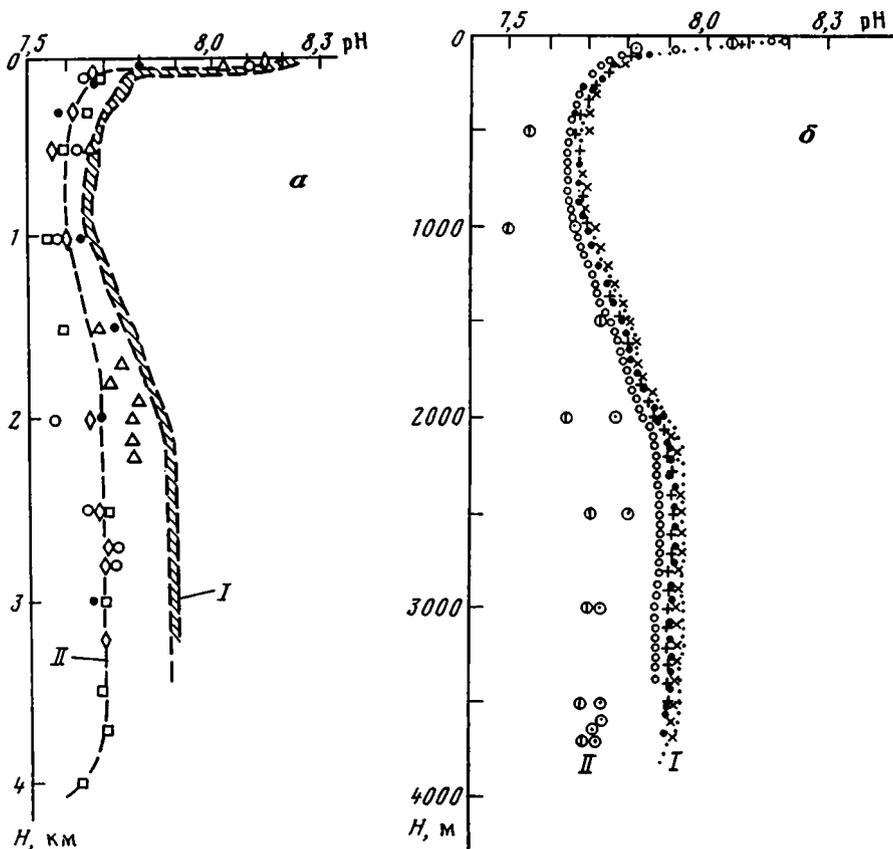
Фиг. 5. Распределение метана в водной толще полигона "Пескадеро", 10^{-6} мл/л

детельствует об отсутствии ошибок, связанных с электродом сравнения. Это дает основание предполагать, что действительно на дне существуют два типа физико-химической обстановки. Возможно, что участки более щелочных иловых вод отвечают местам разгрузки специфических подземных вод (сравнительно восстановленных, но без сероводорода).

Особенности геохимических показателей среды осадков различны для основных морфоструктур океанического дна: материкового склона, желоба, океанического ложа и впадины Пескадеро (фиг. 7). Различия наблюдаются в двух структурах второго порядка на материковом склоне, а также в глубоководной части впадины Пескадеро. В целом материковый склон имеет близкие к нейтральным осадки. Желоб характеризуется более кислой средой рыхлых отложений, а океаническое ложе — более щелочной. В депрессиях на материковом склоне осадки более восстановлены. Во впадине Пескадеро преобладают близкие к нейтральным и достаточно восстановленные осадки. Такое распределение геохимических показателей среды объясняется, по-видимому, особенностями осадконакопления, и прежде всего масштабами аккумуляции органического вещества, масса которого больше в депрессиях на материковом склоне и во впадине Пескадеро.

Концентрации растворенных и сорбированных в рыхлых отложениях газов в большинстве случаев близки к их концентрациям в придонных водах. Исключение составляет распределение метана (табл. 4).

Параметры его фона, установленные на полигоне "Акапулько", $C_{\Phi} = 1,5 \cdot 10^{-4}\%$, $\epsilon = 1,6$. Аномально высокие концентрации CH_4 , на четыре-пять порядков превышающие фон, обнаружены на материковом склоне полигона "Манса-



Фиг. 6. Изменения pH водной толщи с глубиной на полигонах "Мансанильо" (а) и "Пескадеро" (б), измеренные in situ зондом "Сигма" (I) и в лаборатории (II)

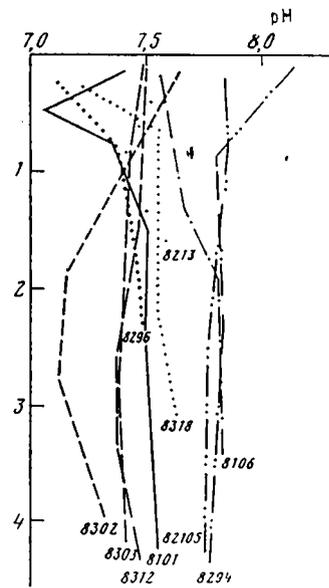
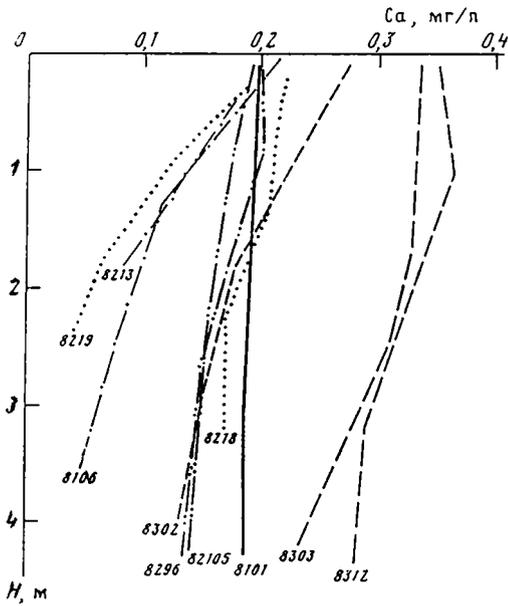
нильо", где газонасыщенность осадков метаном достигает $35 \text{ см}^3/\text{кг}$. Аномалия пространственно совпадает с полем газогидратов, залегающим в более глубоких горизонтах осадочного слоя и выделенным по данным непрерывного сейсмического зондирования (фиг. 8). Это позволяет считать ее газовым ореолом углеводородной залежи. Меньшую интенсивность имеет аномалия метана на океанической плите возвышенности Эль-Гордо ($9 \cdot 10^{-3}\%$), связанная, по-видимому, с термодеструкцией органического вещества в зоне локального разогрева дна. Современные осадки полигона "Пескадеро" содержат метан, а также CO_2 в количествах, более чем на порядок превышающих фон. Взаимные изменения концентрации CH_4 и CO_2 характеризуются отрицательной корреляционной связью ($r = -0,93$), причина которой неясна. Распределение содержаний диоксида углерода и метана по площади не имеет однозначной связи с формой рельефа и глубиной дна. Максимальные концентрации CH_4 обнаружены здесь на станциях, равноудаленных по обе стороны от оси термической аномалии, установленной на полигоне "Пескадеро".

Изучение химического состава иловых вод современных осадков показало, что их минерализация, как было показано в работе [11] для этого региона, выше, чем в придонных водах. В большинстве изученных станций она составляет $36,0-37,8 \text{ г/л}$. Необходимо отметить, что иловые воды современных осадков в Калифорнийском заливе и прилегающих частях Тихого океана изучали в 9-м рейсе НИС "Дмитрий Менделеев" [2, 6, 10]. В пределах наших полигонов "Мансанильо" и "Пескадеро" было сделано по одной станции, которые расположены по пери-

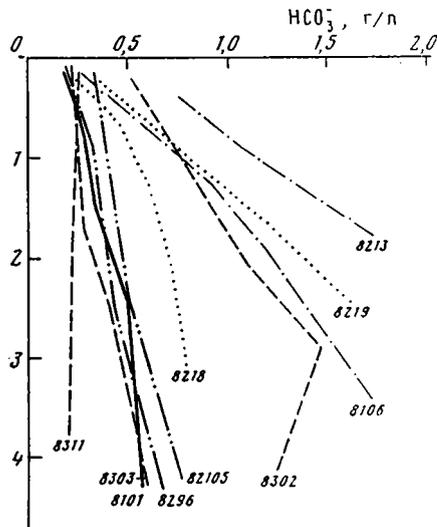
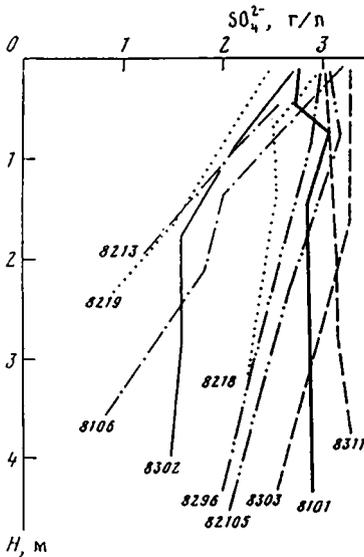
Состав газов современных осадков

Полигон	Морфоструктура дна	Номер станции	Координаты		Глубина, м	Объем пробы воды, мл	Объем газа, мл	CO ₂	O ₂	N	CH ₄	
			с.ш.	з.д.								
Акапулько	Центральноамериканский желоб	8108	16°32,6	100°43,7	55,46	1155	3,0	0,99	13,9	84,9	1,39	
		8106	16°45,2	100°51,1	3103	1325	5,7	0,56	14,7	84,6	1,67	
Мансандильо	Материковый склон	8213	18°35,3	104°26,2	2200	625	15	0,91	4,7	33,8	60,9*	
		8214	18°27,4	104°29,6	2000	625	8	0,19	15,4	83,7	0,65*	
		8218	18°19,2	104°13,6	2661	775	5	0,87	14,8	84,3	3,5	
		8219	18°24,0	104°06,4	2053	575	15	2,43	7,4	61,7	29,5*	
		8241	18°24,3	104°21,3	2810	775	12	0,78	13,0	86,1	47,8	
		8242	18°29,9	104°27,8	2172	975	30	0,78	22,0	77,2	19,5	
		8253	18°34,1	104°18,4	1600	1225	35	0,54	18,1	81,2	5,4	
		8204	18°35,3	104°26,2	2213	974	30	0,32	13,4	86,2	1,2	
		8205	18°18,5	104°13,3	2607	1375	13	0,38	16,5	83,3	2,8	
		8210	18°32,3	104°21,2	1670	975	8	0,24	13,6	86,0	3,1	
		8281	18°21,3	104°01,4	1407	1225	10	1,15	13,0	85,7	2,3	
		8283	17°51,7	104°43,7	2907	775	12	0,31	10,8	88,8	1,1	
		82100	17°50,4	104°43,8	2800	1325	9	1,15	5,6	93,1	0,9	
		Океаническое ложе	82101	18°09,0	104°34,4	4176	725	12,5	2,26	3,0	94,6	92,4
			82105	18°08,3	104°43,2	4300	1275	12	1,41	5,9	92,6	94,4
82108	18°09,2		104°36,4	3868	775	15	0,71	11,6	87,6	27,3		
8296	17°59,7		104°31,6	4107	775	10	0,88	11,2	87,8	16,9		
Пескадеро	Рифтовая впадина склоны	8303	23°59,64	108°54,77	3061	975	10,5	29,0	2,7	68,2	10,6	
		8311	23°52,37	108°55,18	2493	875	9,5	2,3	13,8	83,8	4000,0	
		8312	23°56,6	108°44,26	2656	775	10	0,77	9,8	89,4	1700,0	
		8313	23°57,37	108°33,97	1559	975	9,5	0,38	18,6	80,9	11,9	
	глубоководная часть	8302	23°59,18	108°50,5	3804	1100	18	7,2	12,4	80,3	38,9	
		8324	23°59,64	108°54,77	3796	1625	26	20,1	4,8	75,0	5,5	

Примечание. Концентрации CO₂, O₂, N и CH₄ (отмеченные звездочкой) приведены в %, остальные значения CH₄ — в 10⁻⁴%.



Фиг. 9 (I)

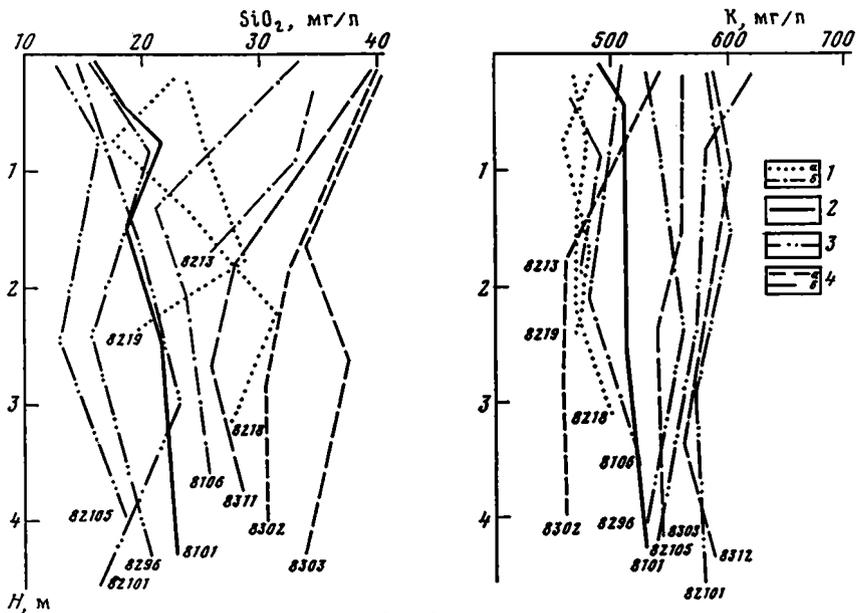


Фиг. 9 (II)

Фиг. 9. Изменение концентрации отдельных компонентов и pH иловых вод современных осадков с глубиной.

1 – материковый склон (а – каньон, б – депрессии); 2 – глубоководный желоб; 3 – океаническое ложе; 4 – рифтовая впадина (а – глубоководная часть, б – склон)

кого ложа (табл. 6) и впадины Пескадеро (табл. 7) и, наконец, максимальна в осадках материкового склона, что обусловлено обогащением их органическим веществом и биогенными процессами их деструкции. Наиболее тесно с этим процессом связано изменение концентраций SO_4^{2-} , которые в результате сульфатредукции существенно уменьшаются вниз по разрезу осадков депрессий и каньонов на материковом склоне полигонов "Акапулько" и "Мансанильо", а также в глубоководной части полигона "Пескадеро".



Фиг. 9 (III)

Например, на ст. 8106 (полигон "Акапулько") концентрация SO_4^{2-} изменяется от 3,02 г/л в интервале 10–20 см до 0,86 г/л на глубине 345–355 см. Обратной пропорциональной зависимостью с ней связано распределение в иловых водах иона HCO_3^- . На той же станции содержание HCO_3^- вниз по разрезу возрастает от 0,281 до 1,708 г/л. Карбонатная система в свою очередь контролирует концентрацию Ca и Mg в иловых водах. Рост концентрации HCO_3^- вызывает пропорциональное уменьшение содержания Ca. На той же станции и в тех же интервалах оно снижается от 0,212 до 0,048 г/л. Термодинамическое моделирование показало, что на материковом склоне иловые воды пересыщены относительно кальцита и реже арагонита. Параллельно с уменьшением концентрации Ca происходит снижение содержания Mg, который также входит в кристаллическую решетку при садке карбонатов. Вместе с тем осаждение карбонатов не вносит существенного вклада в изменение геохимического облика глинистого осадка на стадии раннего диагенеза. Судя по карбонатности осадка (до 3–5%) и содержанию в нем биогенного материала, на долю хемогенного карбоната приходится не более десятых долей процента от общей массы осадка.

Высокой неоднородностью характеризуется распределение в иловых водах современных осадков кремния, которого в них значительно больше, чем в океанической воде. Минимальные, но все же достаточно высокие его концентрации зафиксированы в пределах океанического ложа ($16,4 \pm 0,9$ мг/л). Более высоко содержание кремния в иловых водах осадков желоба ($21,8 \pm 0,9$ мг/л). Близки к ним концентрации SiO_2 на материковом склоне ($22,8 \pm 1,1$ мг/л), что связано, по-видимому, с более интенсивным гидролизом силикатов в зоне активной биогенной деятельности.

Содержание калия в иловых водах ($0,52 \pm 0,009$ г/л) больше, чем в океанической воде. Его максимальные концентрации наблюдаются на океаническом ложе ($0,58 \pm 0,2$ г/л) и склонах впадины Пескадеро ($0,58 \pm 0,006$ г/л), а минимумы — в депрессиях и каньонах на материковом склоне и глубоководной части впадины Пескадеро ($0,48 \pm 0,02$ г/л). Установлена обратная пропорциональная связь между концентрациями K и SiO_2 . Более высокое содержание калия в осадках океанического ложа может быть связано, по-видимому, с преобладанием здесь вулканокластического щелочного состава.

Химический состав иловых вод современных

Номер скважины (морфоструктура дна, глубина, м)	Координаты	Интервал, см	pH породы	Eh, мВ
8101 (Центральноамериканский желоб, 5546)	16°30,4 с.ш. 100°57,9 з.д.	10-20	7,40	+20
		40-50	7,15	+40
		70-80	7,35	+50
		150	7,50	+60
		250-260	7,49	+80
8106 (материковый склон, 3103)	16°45,2 с.ш. 100°51,1 з.д.	430-440	7,55	+85
		10-20	7,56	+55
		130-140	7,66	-15
		200-210	7,82	+60
		345-355	7,83	-15

Примечание. Концентрации SiO₂ и Al в этой и следующих таблицах приведены в мг/л, остальных компонентов – в г/л.

Химический состав иловых вод современных

Номер станции (морфоструктура дна)	Координаты	Интервал, см	pH породы	Eh, мВ
8213 (континентальный склон)	18°35,3 с.ш. 104°26,2 з.д.	45-60	7,50	+86
		80-100	7,37	+80
		170-180	7,62	-20
8218 (континентальный склон)	18°19,2 с.ш. 104°13,6 з.д.	20-30	7,23	+60
		60-70	7,55	+25
		130-140	7,55	+80
		220-230	7,55	+125
		310-320	7,63	+160
8242 (континентальный склон)	18°29,9 с.ш. 104°27,8 з.д.	15-20	7,50	+120
		80-90	7,50	+130
		200-210	7,60	+150
		280-290	7,69	+100
8296 (океаническое ложе)	17°59,7 с.ш. 104°31,6 з.д.	15-20	8,10	+440
		80-90	7,80	+65
		240-250	7,83	+50
		420-440	7,76	+40
82105 (океаническое ложе)	18°08,3 с.ш. 104°34,4 з.д.	15-25	7,83	+159
		70-80	7,85	+160
		240-250	7,77	+152
		420-430	7,75	+165

осадков полигона "Акапулько"

Минерализация, г/л	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	SiO ₂	Al
36,90	0,40	11,3	0,199	1,289	20,66	2,78	0,183	15,9	0,55
37,15	0,51	11,1	0,197	1,314	21,05	2,74	0,244	18,5	0,39
37,52	0,51	11,1	0,196	1,328	21,05	3,07	0,268	21,5	0,57
37,34	0,51	11,1	0,192	1,329	21,05	2,83	0,329	18,5	0,52
36,64	0,51	11,0	0,186	1,333	20,28	2,83	0,500	21,6	0,49
37,39	0,51	11,1	0,186	1,345	20,79	2,88	0,561	22,5	0,39
37,38	0,51	11,2	0,212	1,366	—	3,02	0,281	33,5	0,44
36,68	0,49	10,6	0,136	1,253	20,54	2,02	0,939	21,5	0,50
36,91	0,48	11,0	0,088	1,222	20,79	1,82	1,208	23,5	0,28
36,65	0,52	10,8	0,049	1,161	21,05	0,86	1,708	25,5	0,28

Таблица 6

осадков полигона "Мансанильо"

Минерализация, г/л	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	SiO ₂	Al
36,67	0,47	11,3	0,176	1,302	20,03	2,59	0,805	34,5	0,20
37,37	0,49	11,3	0,147	1,271	20,92	2,16	1,085	33,0	0,21
35,68	0,47	10,8	0,089	1,379	19,78	1,44	1,720	25,7	0,30
37,19	0,47	11,3	0,224	1,310	20,79	2,83	0,268	22,3	0,36
36,24	0,48	11,0	0,214	1,304	20,28	2,50	0,464	17,5	0,27
36,68	0,47	11,3	0,207	1,271	20,28	2,54	0,610	23,9	0,38
36,91	0,47	11,3	0,170	1,294	20,54	2,40	0,732	31,1	0,28
37,44	0,50	11,5	0,168	1,295	20,92	2,26	0,793	25,5	0,25
36,41	0,53	11,5	0,088	1,198	20,54	1,97	0,586	20,5	0,45
36,76	0,53	11,3	0,145	1,297	20,28	2,59	0,622	17,5	0,45
36,58	0,53	11,3	0,190	1,318	20,03	2,98	0,231	23,3	0,41
35,63	0,53	11,3	0,035	1,169	20,28	1,25	1,452	25,5	0,45
36,75	0,53	11,3	0,199	1,361	20,16	2,98	0,220	16,5	—
36,42	0,50	11,3	0,199	1,337	19,90	2,88	0,305	20,9	—
36,24	0,56	11,3	0,156	1,327	20,03	2,45	0,415	15,8	—
36,22	0,51	11,3	0,134	1,279	20,28	2,06	0,659	20,2	—
—	0,62	12,1	0,192	1,366	22,55	3,07	0,317	13,5	—
—	0,58	11,3	0,178	1,386	20,54	3,17	0,366	16,3	—
—	0,57	10,9	0,162	1,315	20,54	2,64	0,500	12,9	—
—	0,54	10,8	0,140	1,312	20,28	2,16	0,781	18,5	—

Номер станции (морфоструктура дна)	Координаты	Интервал, см	pH породы	Eh, мВ
8302 (глубоководная часть впадины Пескадеро)	23°59,13 с.ш. 108°50,55 з.д.	10–20	7,65	+75
		180–190	7,17	+75
		265–285	7,13	–5
		400–405	7,32	+10
8303 (склон впадины Пескадеро)	23°59,64 с.ш. 108°54,77 з.д.	10–20	7,50	–35
		160–170	7,45	–115
		250–260	7,37	–150
		420–480	7,41	–145
8311 (склон впадины Пескадеро)	23°57,37 с.ш. 108°55,18 з.д.	10–20	7,35	+320
		170–180	7,50	–90
		260–270	7,44	–130
		360–370	7,49	–200
8312 (склон впадины Пескадеро)	23°56,60 с.ш. 108°44,26 з.д.	10–20	7,49	+150
		100–110	7,41	–115
		340–350	7,39	–185
		440–450	7,48	–215

В процессах преобразования алюмосиликатов, также реализуемого в ходе седиментации и диагенеза, большее значение среди микрокомпонентов, содержащихся в природных водах, имеет алюминий, входящий в состав глинистых минералов. Концентрация, зафиксированная в иловых водах, изменяется в пределах 0,20–0,61 мг/л. Максимальные значения характерны для желоба, где средняя концентрация Al в иловых водах достигает $0,49 \pm 0,003$ мг/л. В пределах остальных исследованных морфоструктур его содержание обычно ниже 0,4 мг/л (на материковом склоне $0,35 \pm 0,002$ мг/л, на океаническом ложе $0,38 \pm 0,03$ мг/л и во впадине Пескадеро $0,35 \pm 0,02$ мг/л). Лишь в отдельных частях разреза оно бывает больше. Максимальная концентрация (0,61 мг/л) зафиксирована на склоне впадины Пескадеро в интервале 420–430 см.

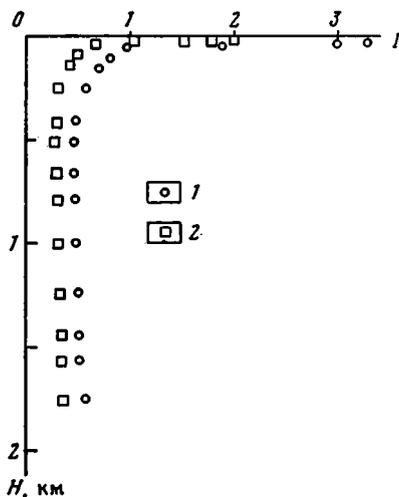
Термодинамическое моделирование состояний макрокомпонентов в водной толще выполнено с учетом реальных температур водной толщи на примере проб воды, отобранных на всех полигонах. Его результаты показывают, что основными кинетическими частицами в растворе являются простые ионы. Соизмеримы с ними сульфатные комплексы Ca и Mg, содержание которых достигает до 20% валовой концентрации этих элементов. До 50% валового содержания сульфата находится в виде простого иона SO_4^{2-} , а остальной связан в частицах $CaSO_4^0$, $MgSO_4^0$, а также в $NaSO_4^-$. Очень существенно закомплексованы карбонатные соединения, и особенно CO_3^{2-} , большая часть которого находится в виде нейтральных частиц $CaCO_3^0$, $MgCO_3^0$ и иона $NaCO_3^+$.

Результаты оценки насыщенности водной толщи относительно кальцита и арагонита приведены на фиг. 10. Зона насыщения по отношению к ним приурочена к верхней части поверхностного слоя, кальцита – примерно до глубин 90 м, арагонита – до 200 м. Ниже по разрезу вода не насыщена относительно и кальцита и арагонита. До глубины 2000 м индекс неравновесности падает, а ближе к дну слабо возрастает. Полученные результаты значительно отличаются от опубликованных ранее [8]. По-видимому, это объясняется тем, что в старых расчетах не учитывалось комплексобразование в растворе, которое для Ca и особенно CO_3^{2-} весьма существенно, а также измеренные *in situ* действительные значения pH.

осадков полигона "Пескадеро"

Минерализация, г/л	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	SiO ₂	Al
36,52	0,543	10,9	0,273	1,292	20,28	2,69	0,537	40,0	0,35
36,12	0,462	11,0	0,180	1,264	20,54	1,58	1,098	32,5	0,30
36,30	0,453	10,7	0,150	1,282	20,66	1,58	1,476	30,5	0,33
35,92	0,465	10,7	0,131	1,257	20,66	1,44	1,269	30,5	0,39
37,05	0,559	10,9	0,338	1,277	20,54	3,22	0,220	40,9	0,33
37,19	0,558	10,8	0,329	1,282	20,66	3,26	0,268	34,0	0,24
36,78	0,541	10,7	0,308	1,270	20,54	3,02	0,403	37,5	0,29
36,92	0,548	10,8	0,233	1,268	20,79	2,69	0,586	34,2	0,61
36,89	0,557	11,3	0,329	1,258	20,16	3,02	0,268	39,5	-
36,89	0,602	11,3	0,335	1,279	20,03	3,12	0,220	28,0	0,43
36,67	0,603	11,1	0,335	1,279	20,03	3,12	0,207	25,9	0,43
37,66	0,602	11,2	0,351	1,293	20,79	3,22	0,207	28,0	0,27
37,27	0,586	11,0	0,350	1,294	20,28	3,55	0,207	32,5	0,32
37,66	0,602	11,2	0,367	1,284	20,79	3,22	0,195	31,2	0,27
36,48	0,565	10,7	0,289	1,288	20,28	3,17	0,183	17,1	0,30
37,22	0,585	10,8	0,280	1,336	20,41	3,46	0,354	32,5	0,38

Сравнительный анализ гидрогеохимических условий современной седиментации в океаническом бассейне показывает его достаточную однородность, особенно по сравнению с континентальными блоками земной коры. Иловые воды современных осадков, контролирующие процессы начального диагенеза, также достаточно однородны по величине солености и содержанию отдельных макрокомпонентов. Наблюдаемые различия в характере кислотно-щелочного состояния и содержания ряда компонентов связаны в основном с положением полигона и станций в различных морфоструктурах дна и относительно береговой линии, т.е. с интенсивностью поступления терригенного материала и накоплением органического веще-



Фиг. 10. Равновесно-неравновесное состояние водной голши с кальцитом (1) и арагонитом (2)

$I = JAP/K_{равн}$, где JAP - ионное равновесие активностей; $K_{равн}$ - константа равновесия

ства, а также литолого-минералогическим обликом осадка. Таким образом, процессы изменения химического состава иловых вод, контролирующих начальный диагенез, как это было показано А.П. Лисицыным [4, 5] и Н.М. Страховым [7], определяется процессами изменения органического вещества, а также наличием или отсутствием гидротермальной деятельности.

Список литературы

1. Воробьев С.А., Зверев В.П., Кононов В.И. и др. Гидротермальная активность впадины Пескадеро в Калифорнийском заливе // Докл. АН СССР. 1990. Т. 315. № 2. С. 470–474.
2. Геохимия диагенеза осадков Тихого океана (тихоокеанский профиль). М.: Наука, 1980. 287 с.
3. Кононов В.И., Зверев В.П., Хуторской М.Д. и др. Геотермальная активность и осадочный процесс в Карибско-Мексиканском регионе. М.: Наука, 1990. 197 с.
4. Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
5. Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
6. Розанов А.Г., Волков И.И., Соколов В.С. и др. Окислительно-восстановительные процессы в осадках Калифорнийского залива и прилегающей части Тихого океана (соединения железа и марганца) // Биогеохимия диагенеза осадков океана. М.: Наука, 1976. С. 96–135.
7. Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.
8. Химия океана. Т. 1. М.: Наука, 1979. 518 с.
9. Шишкина О.В. Иловые воды // Химия океана. Т. 2. М.: Наука, 1979. С. 252–290.
10. Шишкина О.В., Павлова Г.А. Об иловых водах Калифорнийского залива // Биогеохимия диагенеза осадков океана. М.: Наука, 1976. С. 83–95.
11. Siever R., Beck K.C., Berner R.A. Composition of interstitial water of modern sediments // J. Geol. 1965. V. 73. № 1. P. 27–45.

Геологический институт РАН,
Москва

Поступила в редакцию
27.IX.1990

УДК 551.8:551.791(470.3)

© 1992 Глушанкова Н.И., Агаджанян А.К.

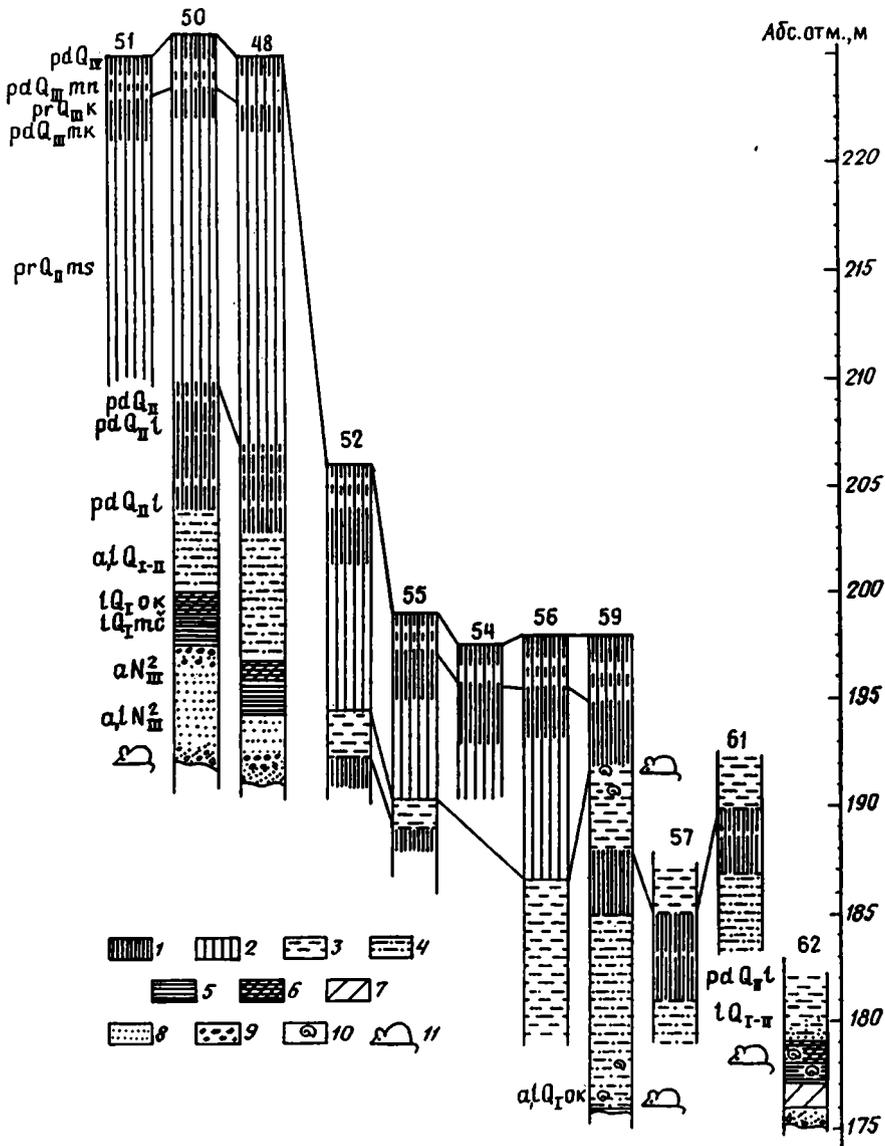
ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНА ВНЕЛЕДНИКОВОЙ ЗОНЫ СРЕДНЕРУССКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

Установлено существование трех ледниковых эпох, включая раннеплейстоценовую; показана многосложность природной обстановки лихвинского межледниковья; выявлено своеобразие межледниковий, интерстадиалов, перигляциальных эпох среднего и позднего плейстоцена. Дано ритмоклиматическое обоснование стратиграфического расчленения четвертичных отложений Среднерусской возвышенности.

Изученная территория расположена на западном склоне Среднерусской возвышенности, занимающей центральное положение во внеледниковой части Русской равнины. Она приурочена к водоразделу рек Свапы и Неруссы, где в Михайловском карьере КМА (у г. Железнодорожска) вскрывается стратиграфически полный разрез новейших отложений. Разрез расположен на юго-восточном склоне водораздела над самым высоким (местами до 240 м абсолютной высоты) подъемом поверхности протерозоя, сложенного железистыми кварцитами [8]. Водораздел представляет собой пологоволнистую, преимущественно сильно- и среднерасчлененную эрозионно-денудационную равнину [9]. Общая протяженность вскрытых здесь плиоцен-плейстоценовых отложений превышает 20 км, а их мощность достигает местами 30 м и более. Они чехлом ложатся на дочетвертичные осадочные породы юры и мела.

Новейшие отложения изучались поэтапно в течение четырех полевых сезонов. В южном и восточном уступах Михайловского карьера вскрыты преимущественно лёссово-почвенные формации среднего и позднего плейстоцена, залегающие на маломощных (2–3 м) аллювиальных осадках плиоцена. Основная часть разреза северного уступа представлена также лёссово-почвенными образованиями среднего и позднего плейстоцена, озерными и аллювиальными осадками раннего – среднего плейстоцена (точки 52, 59, 61, 62). В понижениях древнего рельефа можно наблюдать переходы субаэриальных отложений в субаквальные осадки. Последние довольно часто содержат остатки мелких млекопитающих и раковины моллюсков [1].

Наиболее представительная, сложнопостроенная толща новейших отложений общей мощностью свыше 30 м обнажается на протяжении 2,5 км на одном из максимально высоких участков сильнорасчлененного водораздельного плато в западной части карьера. Здесь серией взаимосвязанных расчисток (точки 48, 50, 51), заложенных на небольшом расстоянии друг от друга, в пределах одного геоморфологического уровня вскрываются разновозрастные и генетически неоднородные отложения: плиоцен-раннеплейстоценовые аллювиальные и озерные осадки, фрагменты раннеплейстоценовой палеопочвы, среднеплейстоценовая лёссово-почвенная толща, мощная толща лёссовидных суглинков днепровско-московского времени, позднеплейстоценовая лёссово-почвенная серия и современная почва, венчающая разрез. Сочетание отложений, столь разных по возрасту, генезису, тафономическим признакам, обуславливает их высокую насыщенность палеогеографической информацией. Сопоставление основных плиоцен-плейстоценовых толщ изученных разрезов Михайловского карьера КМА при-



Фиг. 1. Сопоставление основных толщ плиоцен-плейстоценовых отложений Михайловского карьера КМА

1 - современные и ископаемые почвы; 2 - лёссовидные суглинки; 3 - супеси; 4 - алевриты; 5 - глины; 6-7 - суглинки (6 - коричневые, 7 - сизые); 8 - пески; 9 - галечники; 10 - раковины моллюсков; 11 - остатки мелких млекопитающих. Цифры над колонками - номера точек (расчисток)

водится на фиг. 1. Ниже дано описание разреза западной стенки карьера (точка 50). В обнажении общей мощностью 32,25 м вскрываются (сверху вниз):

Слой 1. 0,00-1,1 м (pdQ_{IV}) - современный оподзоленный чернозем: A₁ (0,0-0,3 м) - темно-серый суглинок, комковато-зернистая структура, переход в нижележащий горизонт языковатый; AB (0,3-0,5 м) - бурый суглинок, комковатая структура, кремнеземистая присыпка, переход постепенный. B (0,5-1,1 м) - светло-коричневый суглинок, комковато-ореховатая структура, нижний контакт постепенный.

Слой 2. 1,1-1,65 м (pdQ_{III}mn) - I ископаемая почва: A₁ (0,0-0,35 м) - свет-

ло-бурый суглинок, "ячеистая" текстура, кремнеземистая присыпка, деформированный; переход по неровной границе. В (0,35–0,55 м) – буровато-темно-желтый и сизовато-бурый суглинок, карбонатный псевдомицелий; переход постепенный.

Слой 3. 1,65–2,25 м (р_гQ_{III}k) – лёссовидный суглинок, палевый, пористый, карбонатный псевдомицелий; нижний контакт постепенный.

Слой 4. 2,25–3,65 м (р_dQ_{III}mk) – II ископаемая почва: А₁ (0,0–0,8 м) – бурый и темно-коричневый суглинок, порошистая структура, потечность гумуса; переход в нижележащий горизонт языковатый. А₂ (0,8–1,0 м) – желтовато-палевая супесь, кремнеземистая присыпка; переход неровный. В (1,0–1,4 м) – палево-желтый суглинок, карбонатный псевдомицелий; переход постепенный.

Слой 5. 3,65–15,10 м (р_гQ_{II}ms) – лёссовидный суглинок, желтовато-палевый, к подошве слоя – с зеленоватым оттенком, неслоистый, пористый, карбонатный псевдомицелий; нижний контакт неровный.

Слой 6. 15,1–15,6 м (р_dQ_{II}) – III ископаемая почва: А₁ (0,0–0,2 м) – коричневатобурый суглинок, комковато-порошистая структура, пунктация гидроксидов железа и марганца; переход неровный. В (0,2–0,5 м) – сизовато-коричневый суглинок, комковатая структура; нижний контакт неровный.

Слой 7. 15,6–17,4 м (р_dQ_{II}l) – IV ископаемая почва: А₁ (0,0–0,7 м) – красновато-бурый суглинок, комковато-порошистая структура, кремнеземистая присыпка, железисто-марганцовистые микроортштейны и примазки; переход по неровной границе. АВ (0,7–0,9 м) – коричневый суглинок. В (0,9–1,8 м) – коричневатобурый суглинок, комковато-ореховатая структура, микроортштейны и примазки, кремнеземистая присыпка; нижний контакт языковатый.

Слой 8. 17,4–19,6 м (р_dQ_{II}l) – V ископаемая почва: А₁ (0,0–0,9 м) – темно-бурый суглинок, книзу с красноватым оттенком, комковато-зернистая структура, потечность гумуса, обилие железисто-марганцовистых микроортштейнов, кремнеземистая присыпка; переход неровный. АВ (0,9–1,1 м) – темно-бурый и светло-коричневый суглинок, комковато-порошистая структура, обилие микроортштейнов; переход постепенный. В (1,1–2,2 м) – буровато-светло-коричневые суглинок и супесь, комковатая структура, кремнеземистая присыпка, обилие микроортштейнов, кротовин с более темным материалом; нижний контакт неровный.

Слой 9. 19,6–21,2 м (р_dQ_{II}l) – VI ископаемая почва: А₁ (0,0–0,5 м) – буровато-коричневый суглинок, комковато-зернистая структура; обилие железисто-марганцовистых примазок и микроортштейнов; переход неровный. А₂ (0,5–0,73 м) – буровато-белесая супесь, кремнеземистая присыпка, микроортштейны; переход неровный. В (0,73–1,5 м) – белесовато-охристо-желтая супесь, примазки и потеки гидроксидов железа и марганца, кротовины с более темным материалом; нижний контакт постепенный.

Слой 10. 21,2–25,0 м (а₁lQ_{II+I}) – желтовато-охристые супесь и алеврит, горизонтально-слоистый, кротовины с темным материалом; нижний контакт ровный.

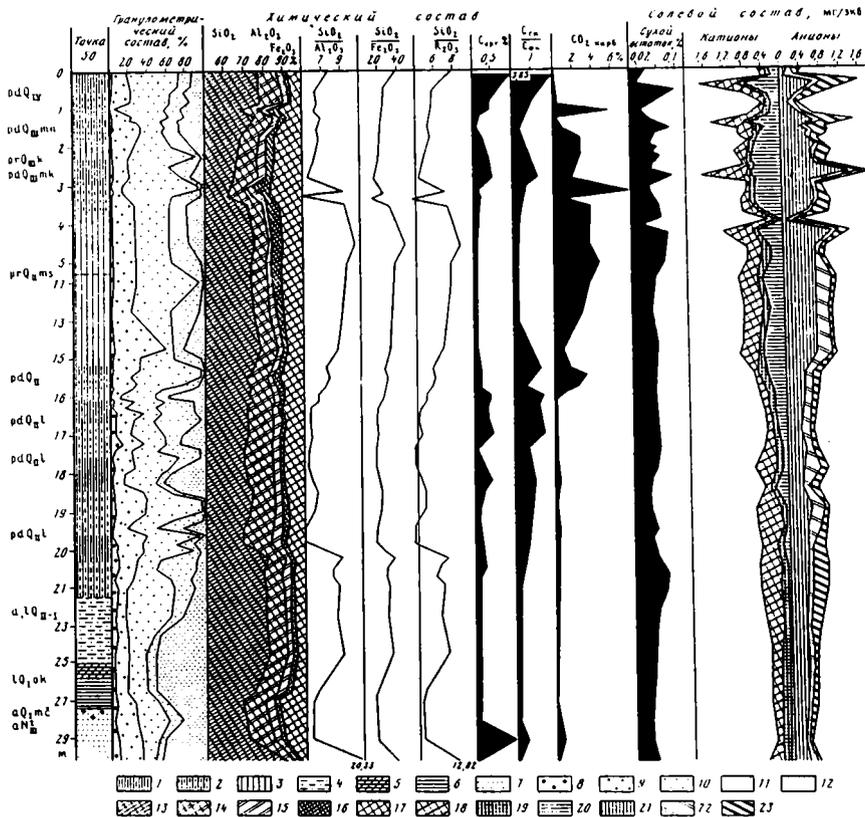
Слой 11. 25,0–25,95 м (lQ_Iok) – светло-коричневые глина и алеврит; нижний контакт по ровной границе.

Слой 12. 25,95–27,35 м (lQ_Im^с) – светло- и темно-коричневатобурая глина, железисто-марганцовистые примазки и микроортштейны, пятна вивианита, кротовины с более темным материалом; нижний контакт ровный.

Слой 13. 27,35–28,55 м (а_N²_{III}) – разнозернистый песок с гравийно-галечным, обломочным материалом, карбонатными конкрециями, косо- и горизонтально-слоистый; нижний контакт неровный.

Слой 14. 28,55–32,25 м (а₁lN²_{III}) – средне- и тонкозернистый песок, зеленовато-серый, ржавый, горизонтально-слоистый.

Л и т о л о г о - г е о х и м и ч е с к и е характеристики плейстоценовых отложений разреза Михайловка получены по данным определения гранулометрического и валового химического состава, водной вытяжки, количественных и качествен-



Фиг. 2. Стратиграфическая колонка и вещественный состав плейстоценовых отложений разреза Михайловка

1 - гумусовый горизонт; 2 - иллювиальный горизонт; 3 - лёссовидный суглинок; 4 - алеврит; 5 - глина; 6 - коричневый суглинок; 7 - песок. Гранулометрический состав (фракции, мм): 8 - 0,5-0,05; 9 - 0,05-0,01; 10 - 0,01-0,005; 11 - 0,005-0,001; 12 - < 0,001. Валовой химический состав: 13 - SiO₂; 14 - Al₂O₃; 15 - Fe₂O₃; 16 - CaO; 17 - MgO, MnO, Na₂O, K₂O. Солевой состав: 18 - Na⁺; 19 - Mg²⁺; 20 - Ca²⁺; 21 - HCO₃⁻; 22 - Cl⁻; 23 - SO₄²⁻

ных параметров органического углерода, степени карбонатности и др. Их использование в сочетании с анализом морфотипических признаков позволило установить различия в свойствах (генезис отложений), приводимых ниже (фиг. 2).

Современный почвенный покров водоразделов исследуемой территории представлен иловато-пылеватыми, среднесуглинистыми оподзоленными черноземами. Содержание органического вещества гуматного состава ($C_{гк}/C_{фк}$ 1,8-2,1) колеблется в широких пределах (0,42-3,85%) и постепенно падает с глубиной. Химический состав однороден по всему профилю. Отчетливый максимум в распределении карбонатов отмечается в иллювиальном горизонте ($CO_{2карб}$ 5,5%). Количество воднорастворимых солей гидрокарбонатно-кальциевого состава в профиле современной почвы минимально (сухой остаток 0,036-0,064%).

Материнской породой для оподзоленного чернозема служат пылевато-среднесуглинистые, слабокарбонатные ($CO_{2карб}$ 0,10%) суглинки с органическим веществом (0,20%) фульватного состава ($C_{гк}/C_{фк}$ 0,17) и высоким негидролизуемым остатком.

В основании этих суглинков развит профиль легко- и среднесуглинистой I ископаемой почвы, в значительной степени нарушенной мерзлотными деформациями. Содержание органического углерода фульватного состава ($C_{гк}/C_{фк}$

0,38–0,57) в ней относительно невелико (0,12–0,29%). В палеопочве отсутствует четкая дифференциация по илистой фракции и полуторным оксидам. Количество углекислоты максимально в иллювиальном горизонте. Исходя из сказанного, можно заключить, что почвообразование этого этапа сопровождалось дерново-глебово-мерзлотными процессами, приближающими данную палеопочву к современным мерзлотным почвам Центральной Якутии.

Ранневалдайский лёссовидный суглинок, служащий материнской породой описанной выше палеопочве, практически не сохранился в первоизданном виде и целиком проработан почвообразовательными процессами брянского интерстадиала. В основании его развит иловато-пылеватый, легко- и среднесуглинистый мезинский педокомплекс. По морфологическим особенностям и аналитическим данным он четко делится на две разнородные по генезису части: нижнюю (гор. А₁, А₂, В) – палеопочву климатического оптимума и верхнюю (гор. А₁, В) – почву постоптимального периода. Для педокомплекса характерна повышенная карбонатность (СО₂_{карб} 1,78–5,14%) с максимумом в иллювиальном горизонте верхней палеопочвы. Содержание органического вещества в нем невелико (0,12–0,45%) относительно современной почвы, но максимально высокое по сравнению с другими палеопочвами разреза Михайловка. Состав гумуса меняется от гуматного в гор. А₁ верхней палеопочвы (С_{ГК}/С_{ФК} 1,2) до фульватного в гор. А₁ нижней палеопочвы (С_{ГК}/С_{ФК} 0,61). Содержание компонентов химического состава изменяется по генетическим горизонтам обеих палеопочв, отражая особенности и подчеркивая специфику их морфологии. На основании изложенного можно предположить, что формирование нижнего почвенного профиля сопровождалось, очевидно, процессами оподзоливания и отличалось элювиально-иллювиальным характером распределения продуктов почвообразования, адекватных современным лесным почвам. Основным процессом развития верхнего почвенного профиля было гумусонакопление, характерное для современных степных почв. Материнской породой для полигенетического педокомплекса служат карбонатные (СО₂_{карб} 0,73–4,2%) лёссовидные суглинки, относимые ко времени днепровской ледниковой эпохи. В их гранулометрическом составе доминирует алевроитовая фракция (64,5–76,7%). Содержание органического углерода минимально (0,10–0,12%). Химический состав суглинков неоднородный и подчеркивает их морфологическое разнообразие. Количество воднорастворимых солей гидрокарбонатно-кальциевого состава невелико (сухой остаток 0,046–0,070%).

Относительно маломощный и организованный по типу А₁, В, С_{св} профиль III ископаемой почвы, развитый в основании этих суглинков, отличается невысокой гумусированностью (С_{орг} 0,15–0,18%), постепенным падением органического углерода гуматного состава (С_{ГК}/С_{ФК} 1,3–1,4) вниз по профилю палеопочвы. Отчетливо выраженный максимум карбонатов приурочен к иллювиальному горизонту (СО₂_{карб} 2,01–2,95%). Палеопочва имеет тяжелый механический состав. Наибольшее содержание ила и полуторных оксидов железа и алюминия приходится на среднюю часть профиля. В химическом составе наблюдаются узкие молекулярные отношения SiO₂/R₂O₃. Палеопочва не засолена легкорастворимыми солями (сухой остаток 0,056%). Можно предположить, что основными почвообразующими процессами при формировании палеопочвы были лессиваж в сочетании с оглиниванием почвенной массы. По морфологическим признакам и химическому составу данная палеопочва приближается к современным коричневым почвам. Последние развиваются в умеренно теплых и субтропических условиях под ксерофитными дубово-грабовыми лесами и кустарниками в СССР (Закавказье, Крым), Восточном Китае, Северной и Южной Америке и Австралии [5].

Нижележащий педокомплекс, состоящий из сближенных тяжелосуглинистых палеопочв (IV, V), слабо дифференцирован по содержанию илстых частиц. Количество органического углерода в профиле педокомплекса невелико (0,10–0,45%). Оно постепенно убывает с глубиной и обнаруживает два максимума –

в средней и нижней частях гор. А₁. К верхнему приурочены гуматы кальция ($C_{ГК}/C_{ФК}$ 1,4); к нижнему — фульвокислоты ($C_{ГК}/C_{ФК}$ 0,62). Отмечается относительная стабильность химического состава в бескарбонатном профиле педокомплекса. Легкорастворимые соли содержатся в минимальных количествах (сухой остаток 0,034—0,048%). Указанные аналитические характеристики в сочетании с морфологическими особенностями свидетельствуют о преобладании гумусо-накопления и элювиально-глеевых процессов и позволяют сопоставить эти почвы с луговыми черноземовидными почвами прерийной лесостепи южных равнин Приамурья. Аналогичные почвы широко распространены по плоским слабодренированным равнинам Северной Америки к югу от Великих озер, в междуречьях Миссисипи (штаты Миннесота, Висконсин, Огайо) [5, 7]. Изучение наиболее древней VI палеопочвы разреза показало, что содержание органического вещества фульватного состава ($C_{ГК}/C_{ФК}$ 0,5—0,53) в ней невелико (0,10—0,20%). Гранулометрический и химический состав мало меняется по профилю, намечается лишь слабая дифференциация его по содержанию илистой фракции и полуторных оксидов. Почвенная толща промыта от карбонатов и легкоподвижных продуктов почвообразования. Можно предположить, что формирование данной палеопочвы сопровождалось оглинением почвенного профиля. Морфологически выраженная дифференциация его по элювиально-иллювиальному типу, при слабом перераспределении химических компонентов и по характеру распределения илистой фракции дает основание для сопоставления палеопочвы с современными бурыми лесными оподзоленными почвами. Последние распространены в районах с теплым умеренно-влажным климатом океанического типа. Они встречаются под хвойными, широколиственными листопадными и смешанными листопадно-вечнозелеными лесами в Западной и Центральной Европе, Северной и Южной Америке, Австралии. В СССР эти почвы развиваются в горных условиях Закарпатья, Кавказа, Алтая, в Уссурийско-Ханкайской и Зейско-Буреинской провинциях Дальнего Востока [5, 7]. В озерных отложениях, подстилающих VI палеопочву, доминируют пелитовые разности и отмечается повышенное содержание органического углерода (0,17—0,21%), полуторных оксидов железа и алюминия. Плиоценовые бескарбонатные и малогумусные аллювиальные отложения, выходящие в основании разреза, характеризуются преобладанием песчаных фракций и максимальным для данного разреза содержанием кремнезема.

Остатки мелких млекопитающих найдены в различных горизонтах Михайловского карьера. Самые древние получены из плиоценовых аллювиальных отложений (2,0 м) юго-западной части карьера. Это костеносный горизонт Михайловка-1. В определении использовано 140 остатков. Установлены следующие виды: *Desmana* sp. — 1, *Leporidae* gen. — 1, *Citellus* sp. — 1, *Castrorididae* gen. — 4, *Mimomys pliocaenicus* F. Major — 2, *Mimomys savini* Hinton — 50, *M. pusillus* Mehely — 2, *Mimomys* sp. — 19, *Villanyia hungaricus* (Kormos) — 34, *Clethrionomys* sp. — 1, *Allophaiomys pliocaenicus* Kormos — 12, *Microtinae* gen. — 13. Биота, вероятно, имела лесостепной характер. Возраст горизонта Михайловка-1 определяется обилием и разнообразием древних корнезубых полевок *Mimomys*, *Villanyia*, присутствием *Allophaiomys*, что позволяет относить сообщество к самым ранним фазам развития таманского фаунистического комплекса.

Другой костеносный горизонт (Михайловка-2) приурочен к сизым глинам в северной части карьера (см. фиг. 1). Всего здесь получено около 300 костных остатков следующих видов: *Ochotona* sp. — 3, *Citellus* sp. — 1, *Clethrionomys* ex gr. *glareolus* Schre. — 2, *Pitymys* sp. — 1, *Lemmus* sp. — 1, *Dicrostonyx simplicior okeansis* Alexandrova — 128, *Lagurus transiens* Janossy — 12, *Microtus (stenocranius) gregalis* Pallás — 32, *Microtus* sp. — 101. Это типичная тундровая фауна. Ее возраст определяется эволюционным уровнем *Dicrostonyx*, *Lagurus*, *Stenocranius gregalis*. Наиболее точно *Dicrostonyx simplicior* сопоставляется с долихвинским леммингом Чекалинского стратотипического разреза [2]. Время существования этого лемминга — окская ледниковая эпоха. Раннему плейстоце-

ну соответствует и *L. transiens*. Это свидетельствует о том, что сообщество Михайловка-2 отвечает холодной эпохе раннего плейстоцена, т.е. окскому климатолиту.

Третий костеносный горизонт (Михайловка-3) приурочен к коричневым суглинкам, залегающим на сизых глинах в северной части карьера (точка 52). Здесь получено 44 остатка следующих видов: *Ochotona* cf. *pusilla* Pallas — 14, *Citellus* sp. — 1, *Clethrionomys* cf. *glareolus* Schreber — 4, *Microtus* ex gr. *hyperboreus-middendorfi* — 4, *Microtus* (St.) *gregalis* Pallas — 3, *Microtus* sp. — 18. Костеносный горизонт можно датировать исходя лишь из его положения в разрезе. Он залегает под палеопочвами лихвинского межледниковья и над сизыми глинами окского времени, т.е. отвечает концу окского оледенения или началу лихвинского межледниковья. Один из самых продуктивных костеносных горизонтов (точки 57, 59 и др.) приурочен к верхнеплейстоценовым озерным осадкам (см. фиг. 1). Из костеносного слоя Михайловка-5 получено более 500 определенных фрагментов следующих видов: *Sorex* cf. *araneus* L. — 19, *Sorex* cf. *mirustus* L. — 1, *Sorex* sp. — 8, *Talpa* ex gr. *europaea* L. — 16, *Ochotona* ex gr. *pusilla* Pallas — 5, *Citellus* cf. *susculus* G ü l d e n s t a e d t — 18, *Apodemus silvaticus* L. — 6, *Clethrionomys glareolus* Schreber — 30, *Arvicola* ex gr. *sapidus* Miller — 95, *Pitymys* ex gr. *subterraneus* Selys-Longchamps — 12, *Microtus* (St.) *gregalis* Pallas — 2, *Microtus arvalinus* Hinton — 8, *M.* ex gr. *agrestis* L. — 107, *Microtus* sp. — 132, *Eolagurus* sp. — 1, *Spalax* ex gr. *microphthalmus* G ü l d e n s t a e d t — 29. Сообщество Михайловка-5 отличается большим разнообразием грызунов, насекомыхоядных, что свидетельствует о благоприятных климатических условиях в период его существования. Видовой состав и эволюционный уровень важнейших компонентов фауны Михайловка-5 очень близки современным. Однако степная пищуха, узкочерепная полевка, желтая пеструшка уже в раннем голоцене не встречались в центральных районах Русской равнины. Значительно южнее проходит и зона современного распространения слепыша. Выявлен и ряд морфологических отличий при сравнении с современными такими видами, как *Arvicola* ex gr. *sapidus*, *Pitymys* ex gr. *subterraneus*, *Microtus* ex gr. *agrestis*, что свидетельствует об их значительном архаизме. Все это позволяет уверенно датировать фауну Михайловки-5 первой половиной позднего плейстоцена и сопоставлять ее с микულიнским межледниковьем.

Анализ изложенных материалов свидетельствует о том, что изученная территория Среднерусской возвышенности на протяжении плиоцен-плейстоцена испытала многократные изменения природно-климатической обстановки, нашедшие отражение в литологическом своеобразии осадков, в существенных перестройках почвенного покрова и микротерииофауны. Это позволило провести стратиграфическое расчленение новейших отложений, восстановить палеоландшафтные ситуации и выявить ряд крупных палеогеографических событий в развитии природной среды. Наиболее древний этап истории, представленный в Михайловском карьере аллювиальными отложениями начала эоплейстоцена (по схеме МСК, 1984), свидетельствует о непродолжительном существовании водотока в теплом и умеренно-влажном климате.

Первая теплая раннеплейстоценовая эпоха, выделяемая в разрезе, сопровождалась формированием почвенного покрова, следы которого фрагментарно прослеживаются в песчано-глинистых отложениях. Фациально палеопочва замещается аллювиальными, аллювиально-делювиальными и озерными осадками. Материнской породой для палеопочвы служат озерные отложения, особенности химического состава которых указывают на теплые условия периода их осадко-накопления. Следующая фаза палеогеографического развития фиксируется сизыми озерными глинами конца раннего плейстоцена, которые залегают в основании разреза. Литолого-геохимические особенности, найденная в них фауна тундро-степного сообщества с преобладанием копытного лемминга позволяют предположить, что их накопление происходило в неглубоком застойном водоеме в условиях холодного климата окской ледниковой эпохи. К заключи-

тельными фазами этого периода или к началу лихвинского межледникового относятся озерные коричневые суглинки, вскрытые в точках 48, 50, 62. Заключенная в них микротериофауна представлена видами умеренного климата.

Среднеплейстоценовый этап палеогеографического развития внеледниковой зоны Среднерусской возвышенности характеризовался неоднократно менявшейся ландшафтной обстановкой, что отразилось в чередовании эпох почвообразования и лёссонакопления различной степени продолжительности. Установлено, что в нижней части разреза залегают три стратиграфически выраженных горизонта автоморфных ископаемых почв межледникового облика. Они разделены двумя горизонтами лёссовидных суглинков, отвечающих эпохам похолодания, в значительной степени измененных почвообразовательными процессами. Наиболее ранней фазе лихвинского межледникового отвечает хорошо развитая, полнопрофильная, дифференцированная на генетические горизонты буроземовидная палеопочва, формирование которой происходило в теплом климате средиземноморского типа. Заключительный этап ее развития протекал в более аридных условиях. В это время или в начале следующего похолодания палеопочва испытала воздействие криогенных процессов. Вслед за кратковременным похолоданием, сопровождавшимся накоплением лёссовидных суглинков, наступает следующая продолжительная и сложная эпоха среднеплейстоценового почвообразования. Можно предположить, что формирование палеопочв, входящих в педокомплекс, происходило в однотипных природных условиях под лугово-степной и степной растительностью лесостепи водоразделов на фоне временно-избыточного поверхностного увлажнения. Аналогичные условия отмечаются в настоящее время в условиях умеренно-континентального климата. Эпоха почвообразования сменяется этапом лёссонакопления в условиях сухого и холодного климата. Следующая теплая эпоха среднеплейстоценового почвообразования носила менее сложный характер и была, возможно, более короткой. Формирование палеопочвы происходило по типу современных коричневых почв в умеренно-теплых и субтропических условиях под ксерофитными дубово-грабовыми лесами и кустарниками. Весь комплекс среднеплейстоценовых палеопочв и педокомплексов замещается в понижениях рельефа озерными и озерно-болотными образованиями мощностью 8–10 м.

Теплые эпохи межледниковий среднего плейстоцена сменяются продолжительной холодной эпохой, сопровождавшейся накоплением мощной и литологически неоднородной толщей лёссовидных суглинков с несколькими слабо развитыми уровнями почвообразования. В формировании средней части толщи принимали участие криогенные процессы.

Начало следующей межледниковой эпохи позднего плейстоцена знаменуют озерные отложения, литологический облик которых, обилие в них разнообразных и многочисленных раковин гастропод, видовой состав найденной здесь фауны мелких млекопитающих свидетельствуют о том, что накопление их происходило в умеренно-влажном и теплом климате начальной фазы микулинского межледникового. Длительное и глубокое потепление климата сопровождалось развитием почвенного покрова на водоразделах исследуемой территории. Сложнопостроенный мезинский педокомплекс этого времени формировался на протяжении двух различных эпох. Более ранняя фаза соответствует климатическому оптимуму микулинского (земского, рисс-вюрмского) межледникового. Она отличалась активным почвообразованием по лесному типу в условиях умеренно-теплого, гумидного, слабкоконтинентального климата. Более поздняя фаза отвечает крутицкому интерстадиалу начала валдайской ледниковой эпохи (верхневолжский интерстадиал – бреруп-амерсфорт [4, 6]), когда почвообразование шло по степному типу с интенсивным гумусонакоплением. Лёссовидные суглинки, перекрывающие педокомплекс, отвечают второй половине позднего плейстоцена и отражают условия континентального климата.

Наступившее вслед за тем потепление интерстадиального характера (дунаев-

ский интерстадиал [10]) сопровождалось развитием своеобразного почвенного покрова, представленного в Михайловском карьере маломощной и слабо дифференцированной брянской почвой, широко распространенной на изученной территории. Ее морфологические признаки и аналитические показатели приближаются к современным палевым мерзлотным почвам Центральной Якутии. Сходство их отмечалось Т.Д. Морозовой, О.А. Чичаговой, Н.И. Глушанковой и др. Эпоха формирования палеопочвы характеризовалась скорее всего холодными континентальными условиями и лесотундровым типом растительности [3]. Накопление валдайского лёсса, служащего материнской породой для голоценовых почв данного региона, происходило в условиях холодного и сухого климата.

В голоцене на водораздельных плато и пологих склонах бассейна Свапы в условиях лесостепи происходило образование выщелоченных черноземов под лугово-степной растительностью, а под разреженными лесами с луговым разнотравьем шло развитие оподзоленных черноземов. Небольшие участки в понижениях рельефа заняли лугово-черноземные почвы. В этих биоценозах преобладают лесные виды мелких млекопитающих. Наибольшей численности достигают рыжая полевка и желтогорлая мышь. Подчиненное значение имеют серые полевки и полевая мышь. В поймах рек встречается водяная полевка. Высока численность крота и землероек.

В плиоцен-плейстоценовой истории Среднерусской возвышенности выделяется семь теплых и семь холодных климатических этапов, отражающих существенные изменения ландшафтных обстановок. Они проявились в сложной динамике осадконакопления, в ритмичном чередовании горизонтов лёссов и ископаемых почв, литолого-геохимическом своеобразии новейших отложений, экологическом и эволюционном разнообразии фаун, особенностях ведущих компонентов сообществ мелких млекопитающих. Наиболее древний теплый этап раннего плейстоцена представлен фрагментами черноземовидной палеопочвы. Наиболее древний холодный этап фиксируется озерными отложениями с тундровой фауной. Самый продолжительный теплый этап – лихвинское межледниковье. Для него характерны три ископаемые почвы, две из которых образуют педокомплекс. Их формирование происходило в условиях, близких средиземноморским. Самым продолжительным холодным этапом является днепровско-московское ледниковье. Микулинское межледниковье отличалось умеренным климатом, близким к современному. Ранневалдайский перигляциал характеризуется суровыми природными условиями.

Список литературы

1. Агаджанян А.К., Глушанкова Н.И. Михайловка – опорный разрез плейстоцена Центра Русской равнины. М.: ВИНТИ, 1986. 163 с.
2. Александрова Л.П. Новый вид копытного лемминга (*Dicrostonyx okaensis*) и его значение для определения возраста отложений окского оледенения Лихвинского стратотипического разреза // Стратиграфия и палеогеография антропогена. М.: Наука, 1982. С. 17–21.
3. Болюховская Н.С., Глушанкова Н.И., Ренгартен Н.В., Судакова Н.Г. Погребенные почвы Лихвинского (Чекалинского) разреза // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1976. № 45. С. 30–44.
4. Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. 256 с.
5. Глазговская М.А. Почвы мира. М.: Изд-во МГУ, 1972. Ч. 1. 231 с.; 1973. Ч. 2. 427 с.
6. Иванова И.К. О геохронологии и стратиграфии позднего плейстоцена (по материалам Среднего Приднестровья) // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980. С. 102–116.
7. Ливеровский Ю.А. Проблемы генезиса и географии почв. М.: Наука, 1987. 247 с.
8. Москвитин А.И. Опорные разрезы плейстоцена Русской равнины. М.: Наука, 1976. 201 с.
9. Спиридонов А.И. Геоморфология европейской части СССР. М.: Высш. шк., 1978. 335 с.
10. Чеботарева Н.С., Макарычева И.А. Последнее оледенение Европы и его геохронология. М.: Наука, 1974. 215 с.

УДК 550.4:552.515:551.72(470.5)

© 1992 Гареев Э.З., Маслов А.В.

ОСНОВНЫЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ АРКОЗОВЫХ КОМПЛЕКСОВ РИФЕЯ И ВЕНДА ЮЖНОГО УРАЛА

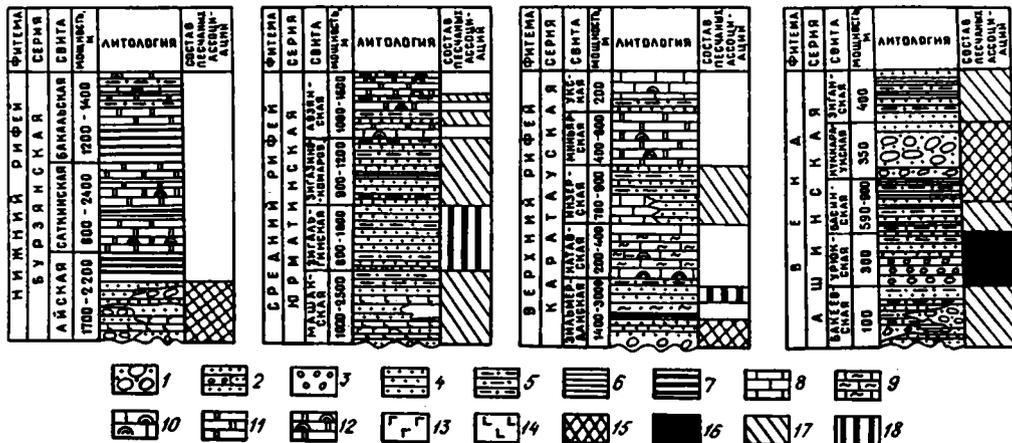
Рассмотрены петрохимические особенности аркозов стратотипического разреза рифея и венда Башкирского мегантиклинория. Показано, что они формировались в основном за счет разрушения пород кислого состава кристаллического фундамента Русской платформы. Выявлено существенное петрохимическое различие аркозовых комплексов, установлено, что в стратотипе рифея наблюдается смена снизу вверх по разрезу аркозов формировавшихся в "активных" тектонических обстановках "пассивными". Установленные петрохимические различия аркозов позволяют проводить разграничение разновозрастных, но петрографически и макроскопически сходных ассоциаций и положить конец многолетним спорам о "вендском возрасте айских аркозов".

Использование геохимических особенностей отложений позволяет реконструировать условия их формирования, рассмотреть эволюцию процессов древнего седиментогенеза, провести сравнительный анализ различных по генезису и составу осадочных ассоциаций [8, 16]. Особо важны петро- и геохимические методы при изучении терригенных отложений докембрийского возраста, обычно лишенных палеонтологических остатков.

Настоящее сообщение посвящено характеристике петрохимических особенностей аркозов и близких к ним по составу песчаников, широко распространенных в составе базальных комплексов стратотипического разреза рифея и ашинской серии вендского возраста западного склона Южного Урала. Нам представлялось важным выявление особенностей состава разновозрастных аркозовых ассоциаций, входящих в состав базальных комплексов рифейско-вендского разреза Башкирского мегантиклинория. Это особенно актуально в связи с проблемой палеогеографии так называемых *рифтогенных ассоциаций доуралид* [20].

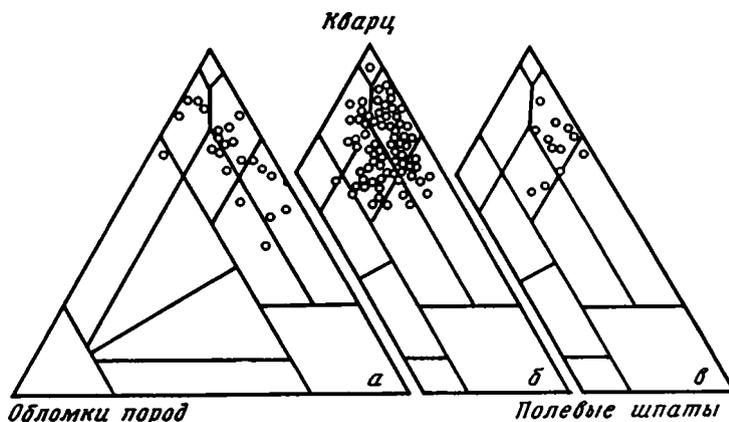
В рифейском разрезе западного крыла Башкирского мегантиклинория на Южном Урале аркозовые, субаркозовые и ассоциирующие с ними "полимиктовые" песчаники характерны для базальных горизонтов трех осадочных серий (фиг. 1): бурзянской (нижнерифейской), каратауской (верхнерифейской) и ашинской (вендской). Они широко развиты в составе трех нижних подсвит айской свиты нижнего рифея, слагают большинство разрезов бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея и урюкской свиты ашинской серии венда [19]. В основании юрматинской серии среднего рифея преобладают кварцевые и олигомиктовые песчаники, ассоциирующие с основными и кислыми вулканитами и валунными конгломератами.

Фигуративные точки составов песчаников навышской, липовской и чудинской подсвит айской свиты нижнего рифея образуют на диаграмме В.Д. Шутова "кварц – полевые шпаты – обломки пород" [6] поле, ориентированное параллельно правой стороне треугольника. Большинство их тяготеет к собственно аркозовому и полевошпат-кварцевому классификационным полям (фиг. 2, а). Содержания основных породообразующих компонентов в каркасе среднезернис-



Фиг. 1. Состав и положение песчаных ассоциаций в осадочных последовательностях рифея и венда на западном склоне Южного Урала

1 - конгломераты; 2 - редкогалечниковые конгломераты и гравелиты; песчаники; 3 - крупнозернистые; 4 - мелко- и среднезернистые; 5 - алевролиты; 6 - глинистые сланцы и аргиллиты; 7 - углеродистые глинистые сланцы и мелкозернистые алевролиты; 8 - известняки; 9 - глинистые известняки; 10 - строматолитовые известняки; 11 - доломиты; 12 - строматолитовые доломиты; 13 - кислые эффузивные породы; 14 - метабазальты; 15-18 - состав песчаных ассоциаций (15 - субграувакки и полевошпатовые граувакки, по [4]; 16 - аркозовые, субаркозовые, полевошпат-кварцевые и ассоциирующие с ними "полимиктовые" песчаники; 17 - олигомиктовые и кварцевые псаммиты; 18 - экстракварцевые песчаники)



Фиг. 2. Положение фигуративных точек составов песчаников айской свиты нижнего рифея (а), бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея (б) и урюкской свиты венда (в) на диаграмме В.Д. Шутова "кварц - полевые шпаты - обломки пород"

тых песчаников¹ варьируют в широких пределах. Так, количество зерен кварца составляет от 50 до 95%, полевых шпатов - от 1 до почти 50, обломков пород - от 1 до 15, редко 25%. В псаммитах навышской и липовской подсвит среди полевых шпатов преобладают микроклин и ортоклаз, в разрезах вышележащей чудинской подсвиты песчаники заметно обогащены плагиоклазами, количество которых достигает 50% общего числа зерен полевых шпатов. Среди обломков пород наблюдаются микрокварциты нескольких структурных типов, зерна гранулиро-

¹ Приводимые здесь и далее данные получены с использованием стандартной методики подсчета зерен в шлифах [6].

ванного и поликристаллического кварца, фрагменты слюдистых и слюдисто-глинистых пород, кислые магматические породы и окатанные обломки диабазов. Акцессорные минералы по данным, приведенным в работе [18], представлены в основном темно-розовым и малиновым цирконом окатанным и полуокатанным, апатитом и рутилом. В виде единичных зерен присутствует турмалин, встречаются также новообразованные кристаллы рутила, апатита и турмалина. Песчаники и конгломераты базальных горизонтов айской свиты обнаруживают значительные вариации состава от разреза к разрезу по периферии Тараташского выступа, сложенного породами архея – нижнего протерозоя.

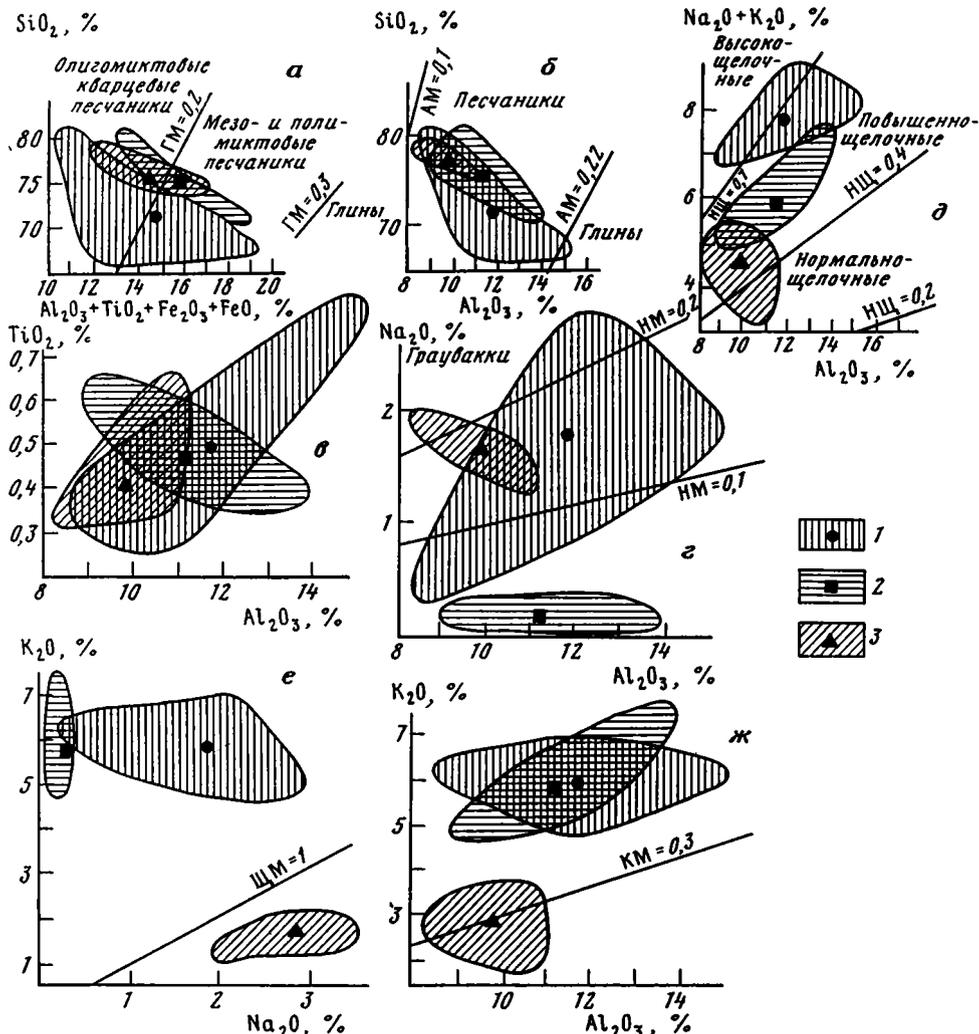
Цемент рассматриваемых песчаников преимущественно регенерационный полевошпат-кварцевый; наблюдается также коррозионный гидрослюдистый цемент, количество которого варьирует². Постседиментационные преобразования (направленная коррозия обломочных зерен, микростилолитовые и инкорпорационные их сочленения, кливаж течения и разрыва, рекристаллизационный бластез) и состав глинистых компонентов соответствуют в основном глубинному метагензу [1, 2, 7].

Псаммиты бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея, так же как аркозы нижнего рифея, характеризуются значительными вариациями содержания основных компонентов каркаса: количество зерен кварца составляет здесь от 45 до 85%, полевых шпатов – от 1 до 35, обломков пород – от 2 до 30%. На диаграмме В.Д. Шутова фигуративные точки составов песчаников бирьянской подсвиты образуют широкое поле субвертикальной ориентировки, тяготеющее к верхней части треугольника и охватывающее как собственно аркозовое, так и главным образом мезомиктовое и полевошпат-кварцевое классификационные поля (см. фиг. 2, б). Обломки пород представлены микропегматитами, метаалевролитами, полевошпат-кварцевыми породами типа ортофинов, серицито-кварцевыми сланцами, зернами поликристаллического кварца. В небольшом количестве можно наблюдать чешуйки мусковита, пакеты биотита различной сохранности, глаукоцит. Акцессорные минералы представлены в основном цирконом (в отличие от айского уровня он бледно-розовый и слабо окатан [18]), турмалином, рутилом, сфеном, апатитом.

Преобладают регенерационный полевошпат-кварцевый и кварцевый цементы, в меньшей мере развиты пленочный и порово-пленочный гидрослюдисто-хлоритовый, гидрослюдистый и гидрослюдисто-кварцевый цементы; содержание цемента 5–10%. Из постседиментационных преобразований обычно наблюдаются слабая пластическая деформация зерен, конформные, реже инкорпорационные или микрозубчатые сочленения зерен, псевдомозаичные структуры. Вместе с рядом других признаков это указывает на изменения, соответствующие глубинному катагенезу [2, 10].

У р ю к с к а я свита венда слагается главным образом субаркозовыми песчаниками, в подчиненном количестве здесь наблюдаются полевошпат-кварцевые и олигомиктовые псаммиты [3, 14, 19]. Содержание кварца в них варьирует от 60 до 85%, полевых шпатов – от 6 до 28, обломков пород – от 1 до 10, максимум 20% (см. фиг. 2, в). Кварц представлен хорошо и относительно слабо окатанными

² В целях уменьшения влияния иллит-серицитового цемента на петрохимические параметры песчаников всех аркозовых уровней верхнего докембрия Южного Урала нами использованы преимущественно псаммиты с конформной и конформно-регенерационной структурами и аутигенным кварцевым или полевошпат-кварцевым цементом. Все образцы с признаками наложенного К-метасоматоза, например на айском уровне, исключены из выборки по данным микроскопических исследований. Таким образом, основная масса использованных в статье анализов получена для примерно однородных структурно-гранулометрических типов псаммитов. Общее количество обломочных мусковита и биотита в песчаниках не превышает первых процентов от общего числа компонентов каркаса. На бирьянском уровне биотит частично или почти полностью замещен хлоритом либо в различной степени аморфизован, на айском уровне он практически исчезает из разреза.



Фиг. 3. Основные петрохимические модули для песчаников аркозовых ассоциаций рифея и венда Башкирского мегантклинория

1-3 - поля и точки средних составов песчаников (1 - айской свиты, 2 - бирьянской под-свиты зильмердакской свиты, 3 - урюкской свиты). Диаграммы: а - $\text{SiO}_2/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ (ГМ); б - $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ (АМ); в - $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (ТМ); г - $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (НМ); д - $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (НСЦ); е - $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (ШМ); ж - $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (КМ)

зернами, среди полевых шпатов преобладают микроклин и ортоклаз, в подчиненном количестве встречаются кислые плагиоклазы. Обломки пород весьма разнообразны. Среди них распознаются металавролиты, кварцевые песчаники, кремнистые и кремнисто-глинистые породы, серицитоглинистые сланцы, микрокварциты, полевошпат-кварцевые породы, фрагменты гнейсов и гранитов. Из акцессорных минералов наиболее часто наблюдаются циркон, турмалин, сфен, апатит, рутил, анатаз, лейкоксен [19], присутствуют мусковит и биотит, хлорит, редко глауконит.

Цементы псаммитов урюкской свиты по составу и структурным особенностям несколько более разнообразны, чем в более древних слоях: регенерационный кварцевый, точечный, контактово-поровый, пленочный и поровой хлорит-кварцевый, хлорит-серицитовый и др.

Средние петрохимические характеристики аркозовых песчаников стратотипического разреза рифея и ашинской серии венда на Южном Урале

Компонент	Свиты		
	айская	зильмердакская	урюкская
SiO ₂	72,87	75,37	77,09
TiO ₂	0,56	0,48	0,41
Al ₂ O ₃	12,21	11,15	9,47
Fe ₂ O ₃	1,46	3,28	2,33
FeO	1,49	0,68	1,80
MnO	0,02	0,04	0,03
MgO	1,10	0,86	0,86
CaO	0,86	0,44	0,56
Na ₂ O	1,89	0,17	1,66
K ₂ O	5,80	5,73	2,86
P ₂ O ₅	0,16	0,13	0,04
П.п.п.	1,25	1,60	2,23
ГМ	0,22	0,21	0,18
АМ	0,17	0,15	0,13
ТМ	0,046	0,043	0,042
ЩМ	0,33	0,03	0,58
НЩ	0,63	0,53	0,46
КМ	0,48	0,51	0,29
НМ	0,15	0,01	0,17
Число анализов	19	18	16

Формирование аркозовых комплексов происходило в различных геоструктурных обстановках. Айские и зильмердакские аркозы в настоящее время рассматриваются как составные части "рифтогенных комплексов доуралид" [15, 20 и др.], а вендские (урюкские) считаются базальным членом альпинотипного молассового мегакомплекса [4 и др.]. Ранее было показано, что аркозы нижнего и верхнего рифея Южного Урала разнотипны не только в фациальном, но и в формационном плане. Однако изученные псаммитовые комплексы петрографически различаются не очень значительно: без применения петрохимических данных провести их разграничение и типизацию не удастся [11]. Приведенные ниже материалы по петрохимии аркозовых комплексов дают возможность также судить и об общих особенностях формирования аркозов всего верхнедокембрийского разреза западного склона Южного Урала.

Простое использование данных силикатного анализа в натуральном выражении не всегда позволяет извлечь необходимую информацию, в нем заключенную. Поэтому геохимики широко применяют различные коэффициенты — отношения оксидов, или модули. В настоящей работе авторы использовали известную систему генетических модулей, разработанную Я.Э. Юдовичем [21, 22].

Гидролизный модуль ($ГМ = Al_2O_3 + TiO_2 + FeO + Fe_2O_3/SiO_2$) характеризует одну из главных тенденций химического выветривания пород в областях размыва — отделение продуктов гидролиза от кремнезема [21, 28]. Чем меньше величина ГМ в псаммитах, тем более сильное выветривание претерпели материнские горные породы. Большинство частных значений ГМ аркозовых песчаников (а для айской и зильмердакской свит средние значения составляют 0,22 и 0,21 соответственно) попадают в интервал 0,2–0,3, что отвечает норме миоцитов или мезомиктовых и полимиктовых песчаников (фиг. 3, а). Субаркозовые песчаники урюкской свиты имеют средние значения ГМ несколько ниже — 0,18 (таблица), но ближе к границе настоящих аркозов (см. фиг. 3, а).

Алюмокремниевый модуль ($АМ = Al_2O_3/SiO_2$), так же как и ГМ, отражает

тенденцию химического выветривания, и его изменения в изученных аркозовых комплексах носят симбатный с ГМ характер (см. таблицу и фиг. 3, б).

Аналогично с ГМ и АМ ведет себя и фемический модуль ($ФМ = Fe_2O_3 + FeO + MgO/SiO_2$).

Величина титанового модуля ($ТМ = TiO_2/Al_2O_3$) зависит от первичного содержания Тi в размываемых породах и динамики сортировки сносимого обломочного материала. В песчаниках максимальные величины ТМ характерны для многократно перемытых, высокозрелых ультракварцевых разностей. Как видно из данных, приведенных в таблице, и фиг. 3, в, в изученных псаммитовых комплексах значения ТМ отвечают норме аркозовых разностей. В то же время аркозы бирьянского уровня верхнего рифея выделяются более высокой зрелостью. Для них характерны самые высокие значения ТМ и обратная зависимость содержания TiO_2 и Al_2O_3 .

Натриевый модуль ($НМ = Na_2O/Al_2O_3$), или (в перевернутой форме) "показатель зрелости Петтиджона", также отражает процесс химического выветривания, при котором уничтожаются плагиоклазы [21, с. 29]. Большинство частных значений НМ попадает в интервал 0,1–0,2, что характерно для песчаников. Однако резко выделяются более зрелые аркозы бирьянского уровня, в которых среднее значение НМ понижено (0,01). Часть аркозов айской и урюкской свит характеризуется низкой химической зрелостью; величины НМ отвечают норме для граувакковых песчаников (см. таблицу и фиг. 3, з).

Итак, наиболее зрелыми из всех трех ассоциаций являются бирьянские аркозы верхнего рифея. Учитывая достаточно близкий спектр пород, размывавшихся при формировании этих ассоциаций, повышенная зрелость псаммитов базальных горизонтов каратауской серии может быть, по-видимому, объяснена различными условиями формирования самих аркозовых комплексов верхнего докембрия.

Ранее было показано, что нижнерифейские базальные отложения формировались в непосредственной близости к источнику сноса (Тараташскому антиклинорию), в условиях активного тектонического режима и сильно расчлененного рельефа. Это означало быстрое поступление и захоронение в бассейне значительных количеств сравнительно, пестрой по составу и свежей кластики, которая ассоциирует в разрезе с основными и кислыми вулканитами. Косвенно на это указывает большой разброс индивидуальных значений ГМ, АМ, ФМ, ТМ, НМ (см. фиг. 3, а–з).

Формирование верхнерифейских песчаников бирьянского уровня происходило в результате эрозии более обширных и сглаженных водосборов, в условиях тектонического покоя, что обусловило некоторое созревание кластики. Наконец, песчаные породы урюкского уровня обнаруживают некоторый промежуточный характер (см. таблицу и фиг. 3, а–з). Последнее согласуется и с тем, что наиболее сильные тектонические движения в области сноса в венде имели место в послеурюкское время, при накоплении куккараукских конгломератов, напоминающих альпинотипные нагельфлю [3, 4].

Дополнительную информацию об аркозовых ассоциациях несут также модули (калиевый, щелочной и общей нормативной щелочности), отражающие соотношения в породах натрия, калия и алюминия. Большинство частных значений модуля нормированной щелочности ($НЩ = Na_2O + K_2O/Al_2O_3$) псаммитов изученных уровней отвечает норме повышено-щелочных образований (см. таблицу и фиг. 3, д), отчасти – высокощелочных ($НЩ > 0,7$). Часть песчаников урюкской свиты венда относится к нормально-щелочным ($НЩ = 0,2–0,4$). По общему содержанию щелочей ($Na_2O + K_2O$) песчаники айской (7,7%) и зильмердакской (5,9%) свит, по классификации Я.Э. Юдовича [22], могут быть отнесены к ультрааркозам, а урюкские песчаники являются нормальными аркозами, в которых $Na_2O + K_2O = 4,9\%$. Аркозы бирьянского уровня верхнего рифея являются ультракалиевыми (см. таблицу и фиг. 3, е): $ЩМ_{ср} = 0,03$, а урюкские аркозы богаты Na_2O , что

отражает существенную роль плагиоклазов. Аркозы айской свиты гетерогенны по своему составу: на фоне высоких содержаний калия в них широко варьируют содержания Na_2O (см. фиг. 3, *д*). Подобную картину распределения дает и калиевый модуль КМ (см. фиг. 3, *ж*). Значения КМ в зильмердакских и айских аркозах превышают норму для мусковита (0,31) и указывают на значительное содержание в песчаниках К-полевых шпатов; в урюкских аркозах преобладают плагиоклазы. Есть основания считать, что специфические процессы выветривания в рифее (аридный климат и связанное с этим низкое отношение "вода – порода", щелочная среда и связанное с этим высокое содержание SiO_2 в поровых водах) обусловили устойчивость К-полевого шпата и сделали К инертным компонентом. В ашинское время условия выветривания, по-видимому, были иными – гумидными.

Итак, устанавливается, что псаммиты изученных уровней четко отличаются друг от друга по петрохимическим характеристикам. Это обстоятельство можно использовать для разграничения разновозрастных, но петрографически и макроскопически сходных аркозовых ассоциаций.

Изучение петрохимических особенностей аркозов рифея и венда Башкирского мегантиклинория дает дополнительное подтверждение их структурно-фациальной разнотипности, но вместе с тем предполагает и некоторое сходство условий накопления нижнерифейской и вендской ассоциаций. Однако последний вывод следует рассматривать пока как предварительный.

В последние 10–15 лет в связи со значительным расширением исследований океанов и переходных зон от континента к океану в изучении песчаных ассоциаций появился заметный крен к генетической интерпретации петрографического и химического состава псаммитов [8]. Среди наиболее интересных исследований можно назвать работы П.В. Маркевича и др. [12, 13 и др.], В. Дикинсона и др. [25, 26 и др.], Дж. Мейнарда [27, 28 и др.], М. Бхатия [24] и др.

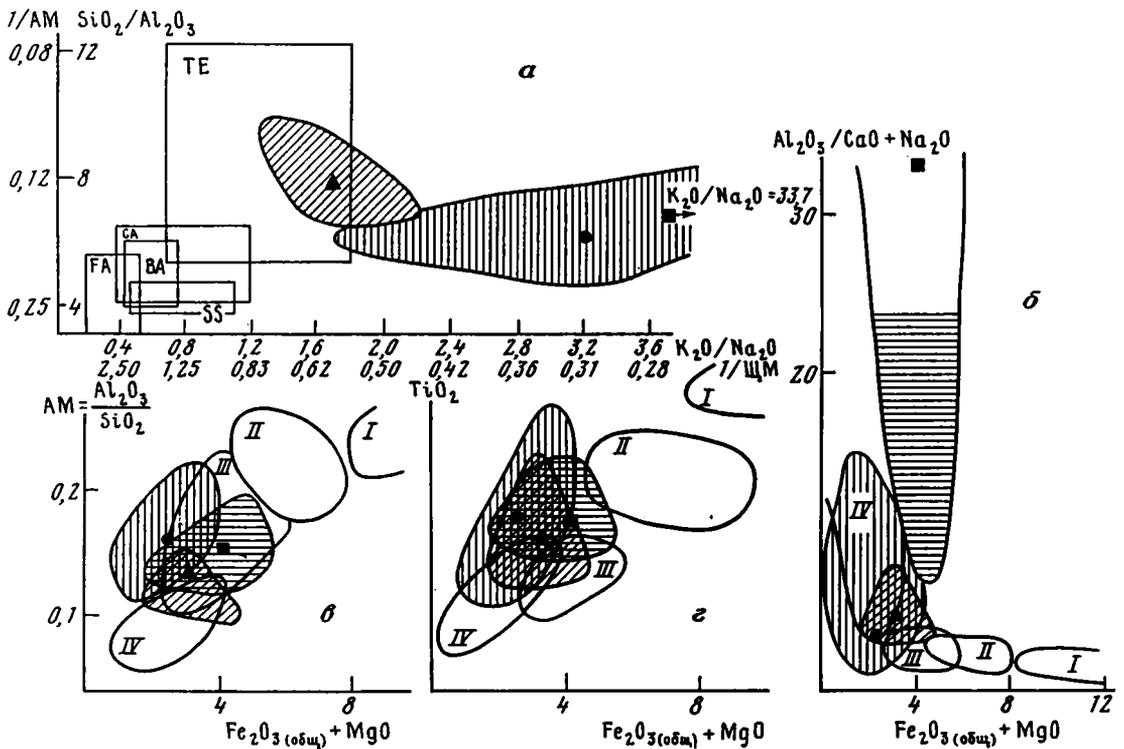
Например, Дж. Мейнард, Р. Валлони и Хо Ши Ю [27], основываясь на данных изучения современных песчаных ассоциаций, предложили двойную диаграмму ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$)³, на которую нанесены поля составов песчаников пассивных и активных обстановок (фиг. 4, *а*). К первым из них (TE) Дж. Мейнард и др. отнесли авлакогены, внутрикратонные и межконтинентальные рифты. Активные обстановки также объединяют ряд объектов. Это бассейны, приуроченные к крупным сдвиговым нарушениям типа Калифорнийского залива (SS), зоны субдукции вблизи зрелых островных дуг (CA), преддуговые (FA) и задуговые (BA) бассейны океанических дуг.

Близкий набор геотектонических обстановок использовал для ряда своих диаграмм и М. Бхатия [24] (см. фиг. 4, *б*). Это бассейны осадконакопления, примыкающие к юным островным дугам типа Марианской (I), бассейны, сопряженные со зрелыми дугами, имеющими цоколь из континентальной коры (II), активные континентальные окраины андийского типа (III) и пассивные окраины (IV), где основная масса песчаных осадков формируется вследствие многократного переотложения и вызревания кластики, поступающей с кратона и захороняющейся в бассейнах, соседствующих с рифтогенными континентальными окраинами андийского типа.

Следует учесть, что механическое перенесение выводов, полученных для современных или, например, мезозойских осадочных комплексов, на рифейские ассоциации, может быть, не вполне корректно в силу эволюции состава осадочных пород с течением времени [5 и др.]. Однако для сопоставления наших ассоциаций между собой эти диаграммы вполне пригодны.

На диаграмме Дж. Мейнарда и др. фигуративные точки бирьянских песчаников занимают крайне правую часть ($AM = 0,15$, $ЩМ = 0,03$). Псаммиты айской свиты имеют средние значения AM, близкие к бирьянским (около 0,16), а средняя вели-

³ Другими словами, это диаграмма в координатах $1/AM - 1/ЩМ$.

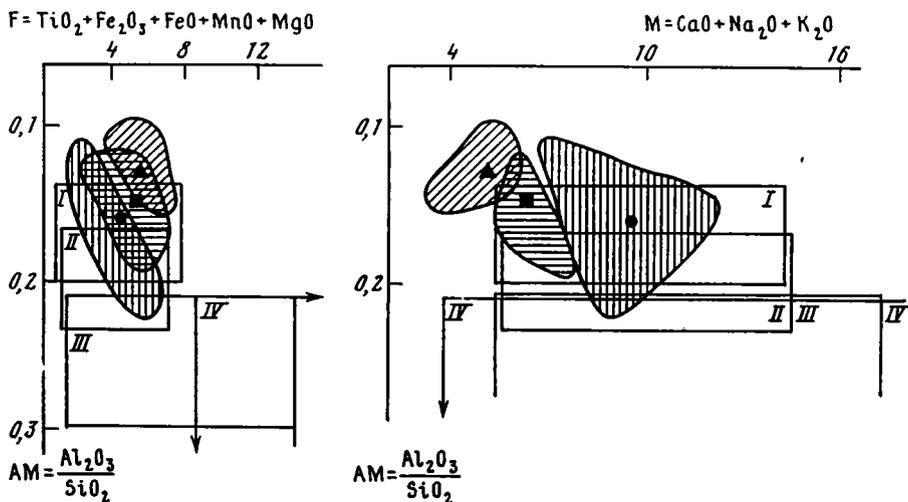


Фиг. 4. Петрохимические диаграммы Дж. Мейнарда и др. [28] (а) и М. Бхатиа [24] (б-г) с нанесенными на них полями составов аркозовых песчаников верхнедокембрийского разреза Башкирского мегантиклинория

Поля составов песчаников: TE – пассивных обстановок (внутрикратонные и межконтинентальные рифты – авлакогены); SS – активных бассейнов, сопряженных со сдвиговыми дислокациями; CA – зон субдукции вблизи окраинно-континентальных дуг; FA – преддуговых бассейнов океанических дуг; BA – задуговых бассейнов океанических дуг; I – седиментационных бассейнов, прилежащих к океаническим островным дугам; II – бассейнов, сопряженных с дугами на зрелой континентальной коре или “тонких” континентальных окраинах; III – зон осадконакопления, расположенных по периферии активных континентальных окраин; IV – бассейнов, соседствующих с пассивными рифтогенными континентальными окраинами Атлантического типа. Остальные условные обозначения см. на фиг. 3

чина отношения ШМ равна 0,33. В совокупности это отвечает норме песчаников, формировавшихся в условиях пассивных окраин. Песчаники урюкской свиты в сравнении с аркозами рифея менее зрелые (средние значения AM = 0,13, ШМ = 0,59), но фигуративные точки составов урюкских аркозов тоже попадают в поле TE – пассивных обстановок. По-видимому, единственный вывод, который может быть получен в нашем случае при использовании диаграммы Дж. Мейнарда и др., – это большая зрелость аркозовых ассоциаций рифея и венда Башкирского мегантиклинория по сравнению с современными типовыми объектами и заведомое (как это следует и из геологических данных) формирование их в “пассивных” обстановках.

Близкая картина наблюдается на диаграммах М. Бхатиа [24] в координатах Al₂O₃/CaO + Na₂O – Fe₂O₃ (общ) + MgO; Al₂O₃/SiO₂ – Fe₂O₃ (общ) + MgO и TiO₂ – Fe₂O₃ (общ) + MgO (см. фиг. 4, б-г). На первой из них (см. фиг. 4, б) основная масса точек частных анализов аркозов концентрируется в классифика-



Фиг. 5. Двумерные диаграммы AM и AF [8] с нанесенными на них полями составов магматических пород и песчаников аркозовых ассоциаций рифея и венда западного склона Южного Урала

Поля составов магматических пород: I – липаритоациты, II – граниты, III – гранодиориты, IV – андезитобазальты. Остальные условные обозначения см. на фиг. 3

ционном поле, отвечающем песчаным комплексам пассивных⁴ континентальных окраин.

На диаграммах AM – Fe_2O_3 (общ) + MgO и $TiO_2 + Fe_2O_3$ (общ) + MgO можно видеть похожую ситуацию, где все точки изученных песчаников попадают в поля III и IV – пассивных и активных континентальных окраин (см. фиг. 4, в, г).

Петрохимические данные позволяют также в определенной мере оценить характер вызревания кластики и степень отличия ее от состава исходных комплексов материнских пород. Сделать это можно различными путями. А.Б. Ронов и др. [17] использовали для оценки относительной роли в формировании состава песчаников факторов дифференциации и унаследованности диаграмму в координатах RO–SiO₂ с нанесенными на нее фигуративными точками магматических и песчаных пород. П.В. Маркевич [12] применил круговые логарифмические диаграммы, на которые нанесены абсолютные средние содержания оксидов в песчаниках различных стратиграфических уровней и магматических породах. Для этих же целей можно, по-видимому, использовать и предложенные А.Г. Коссовской и М.И. Тучковой [8] диаграммы в координатах $Al_2O_3/SiO_2 - Fe_2O_3 + FeO + MgO + TiO_2 + MnO$ и $Al_2O_3/SiO_2 - CaO + Na_2O + K_2O$, на которых показаны поля составов основных типов магматических пород (фиг. 5).

Минералого-петрографическое изучение песчаников всех трех аркозовых ассоциаций верхнедокембрийского разреза Башкирского мегантиклинория показывает, что материнскими породами для них являлись в основном гнейсы кислого состава и гранитоиднейсы, а в качестве второстепенных источников обломочного материала в отдельные эпохи выступали также основные и ультраосновные породы (айский уровень). Об этом же убедительно свидетельствуют и петрохимические параметры аркозов (см. таблицу и фиг. 3). На диаграммах А–М и А–F А.Г. Коссовской и М.И. Тучковой [8] отчетливо видно (см. фиг. 5), что форми-

⁴ Следует, однако, указать, что применение термина *пассивная окраина* при реконструкции обстановок накопления рифейских осадочных комплексов носит весьма условный характер. Типичной последовательности формаций пассивных окраин, наблюдаемой, например, по периферии Атлантического океана, где снизу вверх по разрезу появляются все более глубоководные отложения, в разрезе стратотипа рифея нет.

рование рассматриваемых аркозовых ассоциаций происходило в основном в результате разрушения комплекса кислых изверженных и вулканических пород. То, что количество основных и ультраосновных пород в области сноса в предайское и предзильмердакское время было незначительным, показывает ориентировка полей составов псаммитов айской и бирьянской ассоциаций, берущих свое начало в области параметров А и М, характерной для гранитов и липарито-дацитов.

* * *

1. Минералого-петрографическое и петрохимическое изучение песчаников всех трех аркозовых ассоциаций рифея и венда стратотипической местности рифея СССР показало, что материнскими породами для них являются в основном гнейсы кислого и гранитогнейсы, характерные в свою очередь для кристаллического фундамента Русской платформы.

2. Учитывая достаточно близкий спектр пород в источниках сноса, изученные аркозы характеризуются большим петрографическим и макроскопическим сходством. Однако они имеют ряд существенных петрохимических особенностей. По-видимому, в стратотипе рифея мы имеем дело не с тремя стандартными последовательностями осадочных комплексов [9], а, напротив, наблюдаем последовательную смену "активных" платформенных комплексов (айская свита) "пассивными" (зильмердакская свита). Аркозовые псаммиты урюкской свиты венда занимают промежуточное положение, что во многом обусловлено, по-видимому, общей невысокой интенсивностью тектонических процессов в начале формирования молассового комплекса ашинской серии.

3. Выяснено, что большинство изученных аркозовых комплексов по величине нормированной щелочности отвечает повышенно-щелочным образованиям. По общему содержанию щелочей аркозы айской (7,7%) и зильмердакской (5,9%) свит следует отнести к ультрааркозам, а урюкские песчаники являются обычными аркозами (4,9%). Кроме того, аркозы зильмердакской свиты являются ультракальцевыми ($\Sigma\text{M} = 0,003$), а урюкские богаты плагиоклазами. Айские аркозы гетерогенны по своему составу: на фоне высоких содержаний калия в них широко варьируют содержания натрия. Есть основания считать, что накоплению калия в рифее способствовали специфические процессы выветривания — аридный климат и связанное с этим высокое содержание SiO_2 в поровых водах, что обусловило устойчивость К-полевых шпатов и сделало К инертным компонентом. В ашинское время условия выветривания, по-видимому, были иными — гумидными.

4. Установленные существенные петрохимические различия аркозовых комплексов позволяют использовать их для разграничения разновозрастных, но петрографически и макроскопически сходных аркозовых ассоциаций верхнего докембрия Южного Урала и тем самым положить конец многолетним спорам о "вендском" возрасте айских аркозов [23].

Список литературы

1. Анфимов Л.В. Постдиагенетические преобразования и рациональная классификация кварцевых псаммитов рифея Центрально-Уральского поднятия на Южном Урале // Докембрийские толщи Башкирского мегантиклинория на Урале и их металлогения. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 25–32.
2. Анфимов Л.В. Литогенез и эпигенетические рудообразования в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Южный Урал): Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. 33 с.
3. Беккер Ю.Р. Позднедокембрийская моласса Южного Урала. Л.: Недра, 1968. 159 с.
4. Беккер Ю.Р. Молассы докембрия. Л.: Недра, 1988. 288 с.
5. Виноградов А.П., Ронов А.Б. Состав осадочных пород Русской платформы в связи с историей ее тектонических движений // Геохимия. 1956. № 6. С. 3–37.
6. Граувакки / Под ред. В.Д. Шутова // Тр. ГИН АН СССР. 1972. Вып. 238. 345 с.

7. Кац Ш.Н., Генина Л.А. Региональный метаморфизм горных пород Центрально-Уральского поднятия в пределах Башкирии // Магматизм, метаморфизм, металлогения западного склона Урала. Уфа: БФАН СССР, 1976. С. 43–51.
8. Коссовская А.Г., Тучкова М.И. К проблеме минералого-петрохимической классификации и генезиса песчаных пород // Литология и полез. ископаемые. 1988. № 2. С. 8–24.
9. Курбацкая Ф.А. О строении и развитии зоны сочленения Западного Урала и Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии // Докембрийские вулканогенно-осадочные комплексы Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. С. 50–59.
10. Маслов А.В. Литология верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория // Тр. ГИН АН СССР. 1988. Вып. 426. 133 с.
11. Маслов А.В., Гареев Э.З. Петрохимические особенности аркозов рифея Южного Урала // Геология и полезные ископаемые Урала (тез. докл. X Уральской конф. молодых геологов и геофизиков). Свердловск: УрО АН СССР, 1989. С. 43–44.
12. Маркевич В.П. Геосинклинальное терригенное осадконакопление на востоке Азии в фанерозое. На примере Сихотэ-Алиня и Камчатки. М.: Наука, 1985. 117 с.
13. Маркевич В.П., Филиппов А.Н., Малиновский А.И. и др. Геосинклинальный литогенез на границе "континент – океан". М.: Наука, 1987. 176 с.
14. Олли А.И. Древние отложения западного склона. Саратов: Изд-во Саратовск. ун-та, 1948. 414 с.
15. Парначев В.П., Ротарь А.Ф., Ротарь З.М. Среднерифейская вулканогенно-осадочная ассоциация Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 104 с.
16. Преодовский А.А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты: КФАН СССР, 1970. 115 с.
17. Ронов А.Б., Гирич Ю.П., Казаков Г.А. и др. Сравнительная геохимия геосинклинальных и платформенных осадочных толщ // Геохимия. 1965. № 8. С. 961–976.
18. Сергеева Н.Д. Некоторые минералогические особенности базальных свит нижнего и верхнего рифея Южного Урала // Геология докембрия Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1980. С. 9–13.
19. Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология // Тр. ГИН АН СССР. 1983. Вып. 377. 184 с.
20. Формирование земной коры Урала / Под ред. С.Н. Иванова и др. М.: Наука, 1986. 248 с.
21. Юдович Я.Э. Региональная геохимия осадочных толщ. Л.: Наука, 1981. 276 с.
22. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Химическая классификация осадочных горных пород. Сыктывкар, 1986. 34 с. (Сер. препр. "Научные доклады" Коми фил. АН СССР. Вып. 148).
23. Якобсон К.Э., Казак А.П., Кукушкин А.И. О стратиграфическом положении айской свиты Южного Урала // Докембрийско-раннепалеозойская история развития Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 20–21.
24. Bhatia M. Plate tectonic and geochemical composition of sandstones // J. Geol. 1983. V. 91. P. 611–627.
25. Dickinson W., Suczek C.A. Plate tectonic and sandstones compositions // AAPG Bull. 1978. V. 63. № 12. P. 2164–2182.
26. Dickinson W., Lawton T., Innman K. Sandstones detrital modes central Utah Foreland regions – stratigraphic record of cretaceous-paleogen tectonic evolution // J. Sediment. Petrol. 1986. V. 56. № 2. P. 276–293.
27. Maynard J.B., Valloni R., Ho Shing Ju. Composition of modern deep-sea sands from arc-related basin // J. Geol. Soc. America. Spec. Publ. 1982. № 10. P. 551–561.
28. Valloni R., Maynard J.B. Detrital modes of recent deep-sea sands and their relation to tectonic setting: a first approximation // Sedimentology. 1981. V. 28. № 1. P. 75–83.

Институт геологии Башкирского
научного центра УрО РАН,
Уфа

Поступила в редакцию
20. VIII. 1990

УДК 551.243.5:551.73 (575.3)

© 1992 Лыгочкин В.Н., Ненахов В.М.,
Перфильев А.С., Кузнецов Л.В.

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОЛИСТОСТРОМЫ ЮЖНОГО СКЛОНА АЛАЙСКОГО ХРЕБТА

Рассмотрены тектоногравитационные микститы, связанные с формированием крупных шарьянжей. Показано, что эти олистостромы отличаются от чисто гравитационных микститов по своему строению, степени тектонизации и соотношению с другими (не микститовыми) комплексами.

Среди разнообразных микститовых комплексов олистостромы занимают особое положение, обусловленное прежде всего их достаточно хорошей изученностью. Хеотические комплексы этого класса микститов выделялись под различными названиями: глыбовые брекчи, дикий флиш, хаотические брекчи, тиллиты и тиллитообразные конгломераты, горизонты с включениями и т.д. Впервые они были закартированы в виде самостоятельных тел итальянскими геологами еще в конце прошлого века.

В настоящее время все эти образования по удачному предложению Ж. Флореса [15] определяются термином *олистостром* — от греческих слов "ползти" и "накапливаться".

Олистостромы большинством геологов относились к осадочным образованиям, формирование которых связывалось с оползневыми процессами. Но многие придерживались мнения, что их возникновение обязано разрушению лобовых частей покровов и дальнейшему сползанию кластического материала в бассейн седиментации.

К настоящему времени установлено, что по генезису олистостромы делятся на два основных типа — гравитационный и тектоногравитационный, формирование которых обусловлено действием процессов, приводящих к образованию кластического материала, его перемещению и захоронению. В общем виде эти два типа олистостромов связаны с проявлением двух основных факторов олистострообразования — гравитационного и тектонического и отвечают различным геодинамическим обстановкам их формирования.

В образовании олистостромов гравитационного типа роль тектонического фактора относительно мала (только как рельефообразующий фактор). Кластический материал в этом случае образуется и переотлагается в результате действия обвально-оползневых процессов на склонах, имеющих достаточную крутизну и протяженность. Этот тип олистостромов очень характерен для обстановок пассивных континентальных окраин. Среди них выделяются олистостромы, формирование которых связано с простым сползанием осадков различной консолидации и переотложением их гравитационными потоками внутри однородной по составу толщи, и олистостромы с включениями чуждых данной зоне седиментации блоков пород, сползших с более мелководных участков бассейна.

Тектоногравитационные олистостромы связаны с воздействием обоих факторов. С первым связаны тектонизация исходного материала и сейсмогенная природа обрушений, поставляющих этот материал в бассейн седиментации. Перемещение же самих обломков и глыб вниз по склону обусловлено гравитационными

причинами. Этот тип олистостромов связан с тектоническими покровами и надвигами и приурочен к фронтальным частям таких структур.

Таким образом, различные типы олистостромов служат не только показателем обстановки тектонического скупивания и шарьяжеобразования (тектоногравитационные олистостромы), но и индикатором обстановки пассивной континентальной окраины (гравитационные олистостромы). Не случайно, что оба типа олистостромов, как правило, четко разграничены во времени. В Туркестано-Алайской покровно-складчатой области, например, гравитационные олистостромы имеют в основном силурийский и девонский возраст, реже раннекаменноугольный, в то время как возраст тектоногравитационных олистостромов — средне- и позднекаменноугольный.

Выделяются две разновидности олистостромов. Олистостромовые тела первого типа образуют четко ограниченные в пространстве линзы, прослои, горизонты хаотических брекчий среди вмещающих их нормально стратифицированных отложений. Протяженность их варьирует от первых метров до десятков километров при мощности от десятков сантиметров до первых сотен метров. Стратификация осадков матрикса в таких олистостромах отсутствует. В олистостромах второго типа чужеродные включения (обломки, глыбы, блоки) погружены в нормально-слоистые вмещающие отложения. Такие олистостромовые комплексы не образуют четко выраженных самостоятельных геологических тел, а их границы проводятся достаточно условно по исчезновению из разреза глыб-олистолитов.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕКТОНОГРАВИТАЦИОННЫХ ОЛИСТОСТРОМОВ

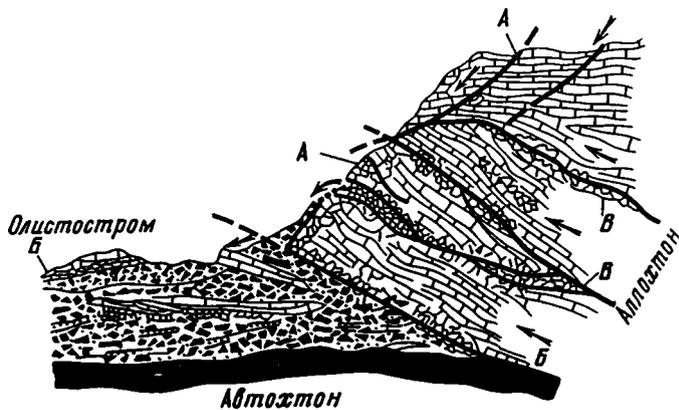
Тектоногравитационные олистостромы широко развиты в складчатых поясах и уже давно привлекают внимание исследователей. Формируясь перед фронтом надвигающихся масс, они характеризуют время активного перемещения тектонических пластин и чешуй.

Индикаторную роль тектоногравитационных олистостромов как показателя процессов тектонического скупивания и шарьирования трудно переоценить. Они помогают реставрировать не только время, но и направление перемещения горных масс.

Наиболее четкие и подробные представления о генезисе тектоногравитационных олистостромов в отечественной литературе содержатся в работах С.В. Руженцева, И.В. Хворовой и особенно М.Г. Леонова [7—10], который, опираясь на собственные многочисленные наблюдения и анализ литературных источников, убедительно доказал приоритет тектонического фактора в генезисе олистостромов данного типа. Этой проблеме посвящено и большое число работ зарубежных авторов [13—15].

М.Г. Леонов показал, что при формировании этих олистостромов обычно действуют два типа седиментации — "банальное", по выражению французских геологов, осадконакопление флишевого или молассового бассейна и спорадические поступления в этот прогиб огромных масс грубообломочного материала, возникающего в результате разрушения лобовой частидвигающегося покрова, который отлагается в виде линз, прослоев, горизонтов глыбово-хаотических образований.

Кластический материал поступал в бассейн не постепенно в течение длительного времени, а в виде дискретных, быстрых, неоднократно повторяющихся процессов, находящихся в соответствии с прерывистым движением покровов. Это хорошо подтверждается четкими, резкими контактами олистостромовых тел с вмещающими отложениями, причем нередко можно наблюдать, как глыбы-олистолиты вматы в подстилающий, еще нелитифицированный осадок. Одновременно в бассейн попадали глыбы и блоки весьма крупных размеров, нижние контакты которых имеют оползневый характер, а верхние — нормально-страти-



Фиг. 1. Схема формирования тектоногравитационного олистострома [8]

графический. На фоне этого эпизодически, вследствие гравитационной неустойчивости осадков на склонах бассейна, происходили оползание и внутренняя деформация вмещающих отложений подобно тому, как это имеет место в чисто гравитационных олистостромах. Таким образом, процесс формирования фронтальных олистостромов достаточно сложен, однако преобладающее значение имеет тектонический фактор, так как именно ему принадлежит главная роль в образовании и переотложении кластогенного материала.

Эта роль в образовании олистостромов выявляется по следующим признакам [8,9]:

1) олистостромы пространственно тяготеют к зонам крупных разломов, по которым либо установлены, либо предполагаются по косвенным признакам надвиговые перекрытия;

2) материал включений в олистостромовых телах, как правило, состоит из пород аллохтона, у фронта которого они накапливаются или которым перекрываются;

3) олистостромы приурочены к определенным интервалам, во время которых установлены крупные покровные перемещения различных структурно-вещественных комплексов;

4) олистостромы в пределах одного временного интервала в определенных регионах распространены чрезвычайно широко, протягиваясь с перерывами на многие сотни и тысячи километров;

5) олистостромовые комплексы часто перекрыты тектоническими покровами и проработаны тектонически (в них часто присутствует динамически обработанный материал: обжатые, сглаженные, штрихованные, сплюснутые обломки);

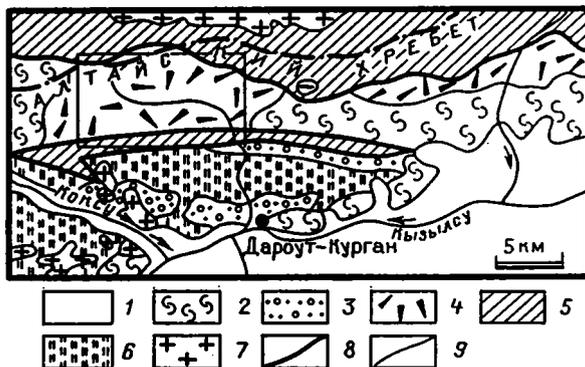
6) хаотические образования олистостромов имеют непосредственную связь с покровными пластинами и постепенные переходы между ними.

М.Г. Леонов [7—9] подробно рассмотрел механизм образования грубообломочного материала, слагающего олистостромовые тела, в результате разрушения фронта надвигающегося покрова. При этом выделяются три основных способа формирования обломочного материала (фиг. 1):

1) обрушение фронтального уступа надвига или покрова, которое происходит в результате тектонической дезинтеграции пород аллохтонного массива при участии факторов подводного или субаэрального выветривания (см. фиг. 1, А);

2) тектоническое дробление, расщепление и брекчирование подошвенных частей покровов при их движении по дну седиментационного бассейна и на границах разных покровов (см. фиг. 1, Б);

3) тектоническое расщепление, брекчирование тектонических брекчий в теле материнского массива аллохтона с последующим высыпанием или тектоническим



Фиг. 2. Схематическая геологическая карта южного склона Алайского хребта в междуречье Коксу – Кызылунгур

1 – четвертичные накопления; 2 – мел-палеогеновые отложения; 3 – флишево-молассовые отложения среднего – верхнего карбона; 4 – тектоногравитационный олистостромовый комплекс позднепалеозойского возраста; 5 – карбонатные отложения нижнего девона – среднего карбона; 6 – тиррегено-кремнистые отложения позднесилурийского – среднекаменноугольного возраста; 7 – позднепалеозойские интрузии гранитоидного состава; 8 – основные разрывные нарушения; 9 – стратиграфические и интрузивные контакты

выдавливанием брекчий и пластин на дневную поверхность или поверхность морского дна (см. фиг. 1, В).

Обычно кластический материал олистостромов формируется в результате всех трех способов одновременно, и в теле уже сформировавшегося олистострома отличить материал, образованный тем или иным способом, как правило, невозможно. В дальнейшем эти олистостромы структурно перекрываются продолжающим свое движение тектоническим покровом и подвергаются вторичной тектонической переработке, зачастую превращаясь в подшарьяжный меланж.

Таким образом, оползневые черты в олистостромах описанного типа отражают в основном только способ транспортировки материала. По способу же формирования грубообломочного материала олистостромы описываемого типа являются тектоническими образованиями [7–9].

Тектоногравитационные олистостромы образуются вследствие размыва уступа надвигающейся пластины, и поэтому грубый материал более всего концентрируется вблизи основания этого уступа, а турбидные потоки разносят более тонкий материал дальше (дистальная часть комплекса). По мере надвигания пластины латерально перемещаются уступ и граница проксимальных и дистальных фаций. Соответственно конкретные разрезы фронтальных комплексов начинаются более тонкими фациями, переходящими в крупноглыбовые брекчии вверх, непосредственно под перекрывающей пластиной. Такая закономерность носит, разумеется, самый общий характер и может сильно нарушаться (изменение скорости движения, интенсивности сейсмогенных факторов и т.д.). Однако общая направленность изменения разреза обычно сохраняется [8].

ДАРАУТСКИЙ ТЕКТОНОГРАВИТАЦИОННЫЙ ОЛИСТОСТРОМОВЫЙ КОМПЛЕКС

В пределах Туркестано-Алайской покровно-складчатой области широко развиты тектоногравитационные олистостромы позднепалеозойского возраста. Им посвящена достаточно обширная литература [1–6, 11, 12], причем эти публикации касаются в основном олистостромовых комплексов, развитых на северных склонах Алайского хребта.

В последние годы был выявлен олистостромовый комплекс в осевой части



Фиг. 3. Строение тектоногравитационного олистострома в верховьях руч. Дараут (осевая часть Алайского хребта)

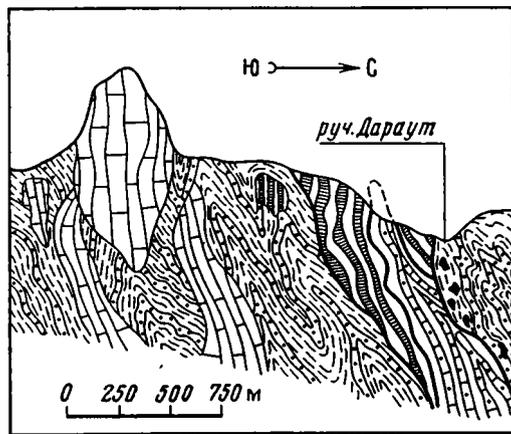
1 – четвертичные отложения; 2 – девон – средний карбон (карбонатный комплекс); 3, 4 – тектоногравитационные олистостромы соответственно московского и позднекаменноугольного возраста с масштабными олистолитами; 5–9 – олистолиты (5 – калькаренисты, аргиллиты силура, 6 – кремни девона, 7 – известняки, кремни нижнего – среднего карбона, 8 – базальты, андезит-базальты нижнего – среднего девона; 9 – микстит сложного генезиса (терригенный меланж по олистострому); 10 – контакты (а – стратиграфические, б – ограничения олистолитов); 11 – разрывы (а – крупнопадающие, б – пологие); 12–15 – места сборов органических остатков: 12 – фораминифер (а – девона, б – нижнего карбона – башкирского яруса, в – московского яруса, г – верхнего карбона); 13 – конодонтов девона – среднего карбона (а) и граптолитов силура – нижнего девона (б); 14 – брахиопод девона (а), археоциат нижнего кембрия (б); 15 – кораллов (а) и строматопор (б) девона; 16 – разломы (а – картируемые, б – предполагаемые)

Алайского хребта и на его южных склонах, где полоса его развития прослежена более чем на 50 км (фиг. 2). Наиболее детально этот комплекс был изучен нами в верховьях руч. Дараут в приосевой части Алайского хребта.

Здесь, среди вмещающих флишевых и флишево-молассовых отложений среднего и позднего карбона, залегают многочисленные тела беспорядочно-хаотических полимиктовых брекчий, конглобрекчий, пластины и глыбы-олистолиты известнякового и кремнисто-карбонатного состава (фиг. 3). Пластины, являющиеся по существу консидиментационными гравитационными покровами, залегают непосредственно среди вмещающих отложений. Сложены они известняками девона и нижнего – среднего карбона, слоистыми и грубослоистыми, часто органогенными, иногда с диагенетическими линзами и желваками черных кремней и породами конденсированного кремнистого разреза. Последний имеет трехчленное строение. Основание слагают черные, углеродисто-кремнистые и глинистые сланцы верхнего силура – нижнего девона, среднюю часть – кремни-радиоляриты с потоками базальтов, андезито-базальтов девонско-турнейского возраста и кровлю – переслаивающиеся кремни и известняки (кальцилутиты) визе-раннемосковского возраста.

Размеры пластин достигают 7 км, при мощности до 300 м. Как правило, они имеют удлиненную форму и ориентированы субширотно, реже отмечаются изометрические пластины. Слоистость внутри них обычно соответствует выпнутости пластин. На краях они становятся заметно тоньше, нижние их контакты, как правило, интенсивно брекчированы, осложнены срывами и другими тектоническими деформациями. Верхние же контакты стратиграфические, часто со следами размыва (фиг. 4).

В основании пластин нередко наблюдаются конгломератовидные и брекчиевид-



Фиг. 4. Конседиментационные гравитационные пластины в Дараутском олистостроме

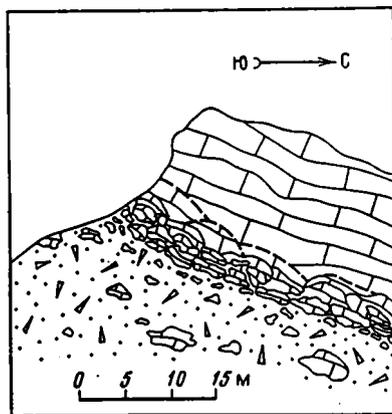
1 – верхнепалеозойский флиш; 2–5 – пластины и глыбы (2 – известняки девона – нижнего карбона, 3 – девонские кремни – радиоляриты, 4 – калькарениты и аргиллиты верхнего силура – нижнего девона, 5 – внемасштабные глыбы)

ные разности, а вокруг – шлейфы из глыб более мелкого размера, которые переходят в мономиктовые известняковые конгломераты и брекчи. Часто сплошность пластин сильно нарушена разломами, которые разделяют их на отдельные блоки и чешуи, частота которых возрастает в их нижних частях, где заметно увеличивается брекчированность пород, а на периферии пластины постепенно переходят в тектонические брекчи и далее в осадочные брекчи с матричным заполнителем из осадков вмещающих отложений. Эти осадочные брекчи, обломки которых представлены материалами как пластин, так и вмещающих флишевых отложений, образуют линзы, прослои и горизонты мощности 5–10 м, редко более 15 м при протяженности в десятки и даже сотни метров (фиг. 5). Обломки в брекчиях обычно неокатанные, имеют остроугольную форму. Цементирующей массой (матриком) является неслоистый глинисто-алевритовый материал с большой примесью зерен песчаной и гравийной размерности. Размеры обломков в брекчиях варьируют от 2 до 50 см и редко превышают 1,5 м. Часто в них наблюдаются тектонические борозды, штрихи, зеркала скольжения, что свидетельствует об их первично-тектоническом генезисе.

Кроме гравитационных пластин и горизонтов с беспорядочно-хаотической внутренней структурой, в составе олистостромового комплекса отмечается большое количество отдельных глыб – олистолитов сравнительно небольшого размера (первые метры, реже – десятки метров), погруженных непосредственно во флишевые отложения. Состав их в основном соответствует составу описанных гравитационных пластин. Кроме того, в бассейне руч. Чыгыш отмечаются глыбы археозоических известняков нижнего кембрия.

Все описанные глыбы и включения хорошо фаунистически охарактеризованы. Их возрастной диапазон – от раннего кембрия до раннемосковского века. Основные места сборов органических остатков показаны на фиг. 3. На контактах олистолитов хорошо видны следы оползания и тектонической раздробленности, подстилающие отложения смяты в мелкие дисгармоничные складки, часто рассланцованы и будинированы.

Вмещающие отложения описываемого олистострома представлены комплексом неравномерно чередующихся отложений высоко- и низкоплотных турбидных потоков, образующих тонкоритмичные песчано-алевритовые и гравелито-



Фиг. 5. Зарисовка известнякового олистолита с брекчированной нижней поверхностью

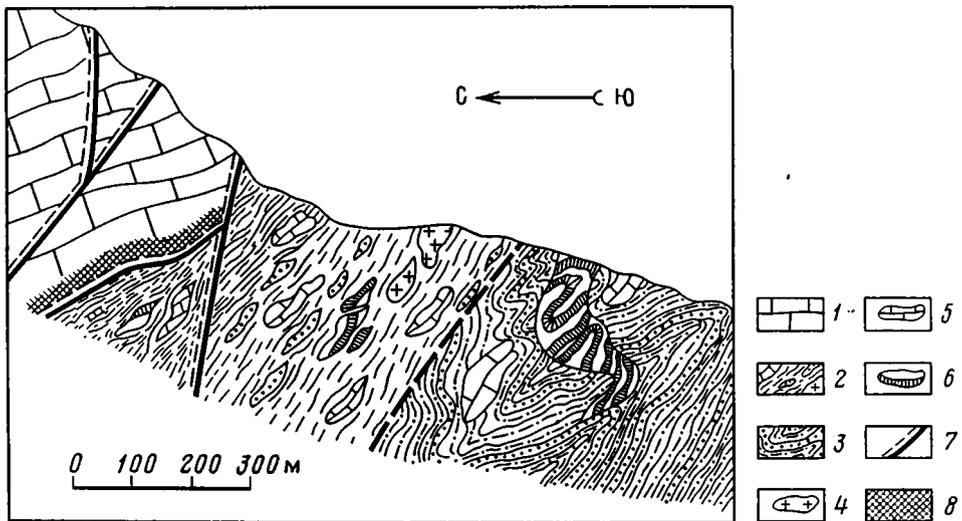
песчано-алевролитовые флишевые пачки с хорошо выраженными эрозионными контактами в основании ритмов и четкой градационной слоистостью. Состав отложений отвечает литовым ваккам. Повсеместно эти тонкоритмичные флишевые накопления взрезаны многочисленными каналами, заполненными ненасыщенными гравелитами и конгломератами высокоплотных дебризных потоков. Как правило, эти отложения слагают линзы размером от десятков сантиметров — первых метров до десятков метров. Практически все грубозернистые разности содержат большое количество фузулинид московского яруса среднего карбона и верхнего карбона.

Олистостром с севера перекрыт тектоническим покровом, который сложен карбонатными отложениями большой ($> 2,0$ км) мощности. Значительная часть включений, глыб и пластин в олистостроме представлена именно этими образованиями. В основании аллохтона отмечается интенсивная тектоническая передробленность отложений, причем степень тектонизации на отдельных участках достигает предельных значений, превращая карбонатные породы в тонкоперетертый милонит. Мощность тектонитов колеблется от 2 до 20 м. Интенсивно тектонизированы также флишевые и олистостромовые образования непосредственно ниже подошвы покрова, где они, по существу, превращены в терригенный полимиктовый меланж. Его мощность достигает 100 м при видимой протяженности более 5 км (фиг. 6). Структурно ниже меланж постепенно переходит в олистостромовый комплекс.

Матрикс меланжа представлен тектонизированными флишевыми образованиями. В нем наблюдаются незакономерно расположенные участки интенсивного расщепления, будинирования и милонитизации. Более компетентные породы, как правило, образуют четко выраженные округло-уплощенные тектонические "обдавши", размер которых колеблется от 1 см до 1,5 м. Глинистые разности обычно полностью тектонизированы и превращены в милонит.

Включения в описываемом меланже представлены теми же разновидностями пород, что и в олистостромовом комплексе. Исключение составляют глыбы гранит-порфиров и кварцевых порфиров, которые не отмечены в составе олистостромового комплекса. Размеры обломков и включений в меланже колеблются от первых метров, редко первых десятков метров, но не превышают 30 м.

Все эти включения несут следы активной тектонической проработки, выражающейся в их будинированности, разлинзовании, наличии многочисленных зеркал и борозд скольжения, интенсивной милонитизации отдельных участков. Нередко они приобретают характерную факоидальную форму. Расположение теней давления в таких факоидах фиксирует вектор перемещения вещества в меланже в



Фиг. 6. Тектонизация кровли тектоногравитационного олистострома

1 – аллохтонный комплекс (известняки девона); 2 – тектонизированный олистостром; 3 – олистостромовый комплекс (средне- и позднекаменноугольный флиш с олистолитами); 4–6 – глыбы в меланже и олистостроме (4 – гранитоиды, 5 – известняки девона – нижнего карбона, 6 – девонские кремни радиолариты); 7 – разрывные нарушения; 8 – брекчированные известняки

направлении с севера на юг, что хорошо согласуется с вергентностью складок в карбонатном покрове и падением его плоскости смесителя.

Кроме инородных глыб и включений в меланже зафиксированы нетектонизированные или сравнительно слабо тектонизированные участки первичных пород, по которым развился матричный тектонит меланжа. Они представлены тонкоритмичным чередованием разнозернистых песчаников (лититовых вакк, реже калькаренитов) и алевролитов. Мощность удаленных ритмов не превышает 1 м, в них наблюдается градиционная сортировка обломочного материала. В песчаниках найдены фораминиферы московского яруса среднего карбона, что служит дополнительным признаком для их идентификации с флишевыми отложениями, вмещающими олистостромовые образования.

Размеры этих нетектонизированных блоков невелики и обычно не превышают первых метров; границы расплывчатые и постепенные.

Известняки в подошве покрова также интенсивно тектонизированы, передроблены. Они разбиты на многочисленные блоки размером от первых сантиметров до первых метров. По границам таких блоков наблюдаются разноориентированные зеркала и борозды скольжения. Мощность этих тектонических брекчий варьирует от 1 до 30 м.

Глыбы-олистолиты и олистоплаки в олистостроме представлены породами известняково-доломитового состава, а также фрагментами кремнистого конденсированного разреза (см. выше). При этом в нижней части олистостромового разреза преобладают обломки пород конденсированного разреза, а в верхней – известково-доломитового. Известняки и доломиты идентичны по составу породам перекрывающей пластины, слагающей обширные площади севернее олистострома. Терригенно-кремнистые породы конденсированного разреза непосредственно развиты южнее (см. фиг. 2). Близкие по составу и возрасту образования известны и значительно севернее, на северных склонах Алайского хребта, где они слагают серию тектонических пластин, залегающих структурно выше известняков и доломитов.

Возможны два объяснения отмеченных закономерностей. Первое предусматри-

вает изменение направления относительного перемещения покровов сначала с юга на север, а затем с севера на юг.

Альтернативная модель не требует изменения направления движений. Можно предполагать, что относительное движение тектонических пластин происходило однонаправленно с севера на юг. Соответственно сначала более обильным был материал, поступающий вследствие размыва верхних пластин надвигающегося аллохтона (конденсированные разрезы, которые перекрывают карбонаты на северном склоне хребта), а позднее (по мере размыва аллохтона) увеличилась роль нижних частей аллохтона, сложенного карбонатами. При этом необходимо допустить, что конденсированные разрезы в осевой части Алайского хребта были полностью эродированы впоследствии. Обе модели вполне корректно объясняют изменение состава обломков в разрезе олистострома.

Анализ структурного положения, пространственных и временных связей с крупными тектоническими нарушениями внутренней структуры описанного выше олистостромового комплекса позволяет отнести его к классу тектоногравитационных олистостромов и на его примере выявить некоторые закономерности формирования и особенности строения этого класса микститовых комплексов. К важнейшим из них относятся следующие: 1) теснейшая генетическая связь тектоногравитационных олистостромов с крупными горизонтальными тектоническими нарушениями; 2) фиксация определенных этапов тектонической активизации, связанных с реализацией горизонтальных напряжений земной коры; 3) возможность установления дискретного характера проявлений горизонтальных движений.

Тектоногравитационные олистостромы представляют собой совершенно самостоятельный класс микститов и их необходимо четко отличать от гравитационных олистостромов, также широко развитых в таких покровно-складчатых системах, как Южный Тянь-Шань. Оба класса олистостромов являются хорошим индикатором палеогеодинамических обстановок их формирования. Причем если первые указывают на бурный тектонический режим этапов тектонического скупчивания и коллизии, то вторые являются показателем спокойных режимов, присущих пассивным континентальным окраинам.

Влияние тектонических режимов, отражающихся на факторах формирования определенных классов олистостромовых комплексов, сказывается на особенностях их внутреннего строения.

Для тектоногравитационных олистостромов кроме важнейшей связи с крупными покровами характерно: 1) наличие протяженных горизонтов, обогащенных включениями; 2) частое присутствие гравитационно-оползневых крупных пластин со следами тектонического воздействия на краях или с брекчированием всего тела таких пластин; 3) тектонизация кровли олистостромового комплекса; 4) отсутствие парагенетической связи с комплексами, образование которых контролируется лавинной седиментацией.

Гравитационные олистостромы характеризуются:

1) отсутствием причинно-следственной связи с покровообразованием; 2) слабой брекчированностью глыб-олистоцитов; 3) отсутствием четких горизонтов, обогащенных глыбами; 4) отсутствием крупных структурных перекрытий и тектонизации кровли комплексов.

Таким образом, из изложенного выше следует, что с покровообразованием в таких складчатых сооружениях, как герциниды Южного Тянь-Шаня связан класс тектоногравитационных олистостромов, в то время как широко развитые здесь гравитационные олистостромы фиксируют этап стабилизации тектонического режима. Вывод же, сделанный в работах Н.М. Кухтинова, Г.П. Винниченко [4–6], об отсутствии генетической связи олистостромовых комплексов с шарьяжными структурами справедлив только в отношении гравитационных олистостромов и совершенно неправомерен для всех олистостромовых комплексов складчатых областей.

Список литературы

1. *Винниченко Г.Н., Кухтиков М.М.* Олистостромы гранитоидного состава в складчатых областях Таджикистана // Сов. геология. 1989. № 8. С. 78–82.
2. *Вишнеевский Л.Е., Алексеев А.С., Соловьева М.Н.* Верхнепалеозойские олистостромовые толщи северного склона Алайского хребта (Южная Фергана) // Докл. АН СССР. 1982. Т. 266. № 4. С. 936–940.
3. *Вишнеевский Л.Е., Савочкина Е.Н., Соловьева М.Н.* Дикий флиш северного склона Алайского хребта // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1978. № 1. С. 146–147.
4. *Кухтиков М.М.* Олистостромы и шарьяжи: проблемы генетических связей (на примере складчатых областей Гиссаро-Алая и Памира) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1990. № 5. С. 17–26.
5. *Кухтиков М.М., Винниченко Г.Н., Черенков И.Н.* Олистостромы складчатых областей Памира и Гиссаро-Алая // Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука, 1983. С. 78–86.
6. *Кухтиков М.М., Черенков И.Н.* Экзотические глыбы и бескорневые утесы в верхнепалеозойских толщах Гиссаро-Алая (Южный Тянь-Шань) // Вопросы стратиграфии палеозоя. Л.: Изд-во ЛГУ, 1969. С. 59–67.
7. *Леонов М.Г.* Тектонический режим эпох образования олистостромов // Геотектоника. 1976. № 3. С. 26–39.
8. *Леонов М.Г.* Олистостромы и их генезис // Геотектоника. 1978. № 5. С. 18–33.
9. *Леонов М.Г.* Олистостромы в структуре складчатых областей // Тр. ГИН АН СССР. 1981. Вып. 344. 179 с.
10. *Лукьянов А.В., Леонов М.Г., Щерба И.Г.* Олистостромовая формация и вопрос о псевдо-тиллитах // Литология и полез. ископаемые. 1975. № 40. С. 40–49.
11. *Черенков И.Н.* Верхнепалеозойская флишевая формация Гиссаро-Алая. Душанбе: Дониш, 1973. 170 с.
12. *Чернышук В.П.* Олистостромы Туркестано-Алая // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 1. С. 57–63.
13. *Эльтер П., Тревисан Л.* Олистостромы в тектонической эволюции Северных Апеннин // Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976. С. 38–52.
14. *Abbate E., Bortolotti V., Passerini P.* Olistostromes and olistolithes // Sediment. Geol. 1970. V. 4, N 314. P. 521–557.
15. *Flores G.* Discussion of paper by E. Beneo // World. Petrol. Congr. 4th. Sect. 1. Rome, 1955. P. 121–122.

Геологический институт РАН,
Москва

Поступила в редакцию
21.I.1991

УДК 549.753.11/550.42/553.54

© 1992 Борисенко Л.Ф.

О РАСПРЕДЕЛЕНИИ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ В АПАТИТЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

На основании полученных содержаний элементов-примесей (PЗЭ, Y, Th, U, Sr) в апатите докембрийских метаморфических комплексов показано, что они существенно отличаются от таковых в апатите магматогенных образований. Предложена интерпретация полученных данных.

В связи с тем, что представления о генезисе апатитовых образований метаморфических комплексов, изложенные в статье [9], мною не разделяются, считаю необходимым высказать свою точку зрения по этому вопросу.

Апатит, широко распространенный в различных типах пород и руд, относится к минералам, характеризующимся значительным спектром изоморфных замещений. Доказаны [4, 15, 24, 28, 32] изоморфные замещения фтора, гидроксил-иона и хлора; фосфора, углерода, кремния и серы; кальция, редких земель, марганца, стронция и других элементов. Наличие элементов-примесей в апатите должно учитываться при решении технологических задач, связанных с извлечением попутных компонентов [24] или с отделением вредных примесей (Sr, PЗЭ, Y, Th, U при переработке по азотнокислотной схеме). С развитием изученности докембрийских метаморфических пород возросла их роль в практическом отношении как потенциальных фосфатных руд [13, 27], что требует постановки и решения вопросов комплексного их пользования. В этой связи в настоящей работе на основании анализа содержаний PЗЭ, Y, U, Th, Sr в апатите из различных генетических типов апатитоносных докембрийских осадочно-метаморфических пород определены особенности состава и количество различных примесей в апатите каждого из типов исследованных пород. Полученные результаты дополняют установленные ранее данные [18, 19, 25], преимущественно касавшиеся содержащихся в апатите PЗЭ и Sr.

В докембрийских комплексах известны месторождения апатита в связи с известково-силикатными [10, 12, 17], карбонатными [2, 3, 17, 21] породами, а также апатит-магнетитовыми и апатит-ильменитовыми рудами [1, 12, 23, 31]. Для попутной добычи апатита эксплуатировались месторождения флогопита, связанные с докембрийскими магнезиальными скарнами. Локальные скопления апатита встречаются в кальцифирах [13, 20] и гранитных пегматитах [7].

В настоящей работе наиболее детально исследован апатит из известково-силикатных и апатит-карбонатных метаморфических пород, кальцифиров и известково-магнезиальных скарнов докембрия. Для сравнения приведены данные для апатит-магнетитовых руд и пегматитов древних образований, а также из некоторых других апатитоносных пород (нефелиновые сиениты; апатит-ильменитовые руды анортозитов).

Определения PЗЭ, U, Th выполнены нейтронно-активационным методом (НАА), Y, Sr — рентгенофлюоресцентным (РСФА) в ИМГРЭ (аналитик В.И. Калужный). Полученные данные для PЗЭ, Y, U, Th, Sr в апатите из различных генетических типов апатитоносных пород показали, что они содержатся во всех исследованных образцах. Однако их концентрации характеризуются значительными колебаниями (табл. 1), что прежде всего связано с генетическими особенностями

Таблица 1

Средние содержания (числитель) и среднеквадратичное отклонение (знаменатель) PЗЭ, U, Th, Sr, Y в апатите из пород различных генетических типов, г/т

№ п.п.	Породы, руды (число проб)	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	U	Th	Sr	Y
I	Апатит-карбонатные (22)	<u>1841</u>	<u>4102</u>	<u>1794</u>	<u>277</u>	<u>41</u>	<u>21</u>	<u>71</u>	<u>3</u>	<u>49</u>	<u>632</u>	<u>13</u>	<u>185</u>
		955	2181	808	165	15	7	64	2	51	419	6	100
II	Известково-силикатные (13)	<u>1386</u>	<u>3279</u>	<u>1281</u>	<u>204</u>	<u>30</u>	<u>18</u>	<u>30</u>	<u>5</u>	<u>55</u>	<u>517</u>	<u>20</u>	<u>165</u>
		1046	2170	857	118	21	12	31	8	50	436	32	134
III	Кальцифиры (8)	<u>736</u>	<u>1809</u>	<u>933</u>	<u>142</u>	<u>32</u>	<u>132</u>	<u>22</u>	<u>4</u>	<u>61</u>	<u>177</u>	<u>83</u>	<u>48</u>
		452	1324	723	80	21	267	18	4	93	166	92	27
IV	Известково-магнезиальные скарны (10)	<u>889</u>	<u>1523</u>	<u>647</u>	<u>111</u>	<u>12</u>	<u>110</u>	<u>12</u>	<u>3</u>	<u>73</u>	<u>345</u>	<u>15</u>	<u>42</u>
		412	887	590	80	10	0	7	2	70	285	12	45
V	Апатит-магнетитовые (17)	<u>743</u>	<u>2072</u>	<u>847</u>	<u>137</u>	<u>39</u>	<u>20</u>	<u>50</u>	<u>11</u>	<u>38</u>	<u>22</u>	<u>5</u>	<u>659</u>
		330	1033	307	46	21	9	29	18	31	13	0	254
VI	Пегматиты (16)	<u>162</u>	<u>365</u>	<u>300</u>	<u>200</u>	<u>2</u>	<u>105</u>	<u>24</u>	<u>5,7</u>	<u>180</u>	<u>66</u>	<u>20</u>	<u>1040</u>
		164	220	530	300	2	150	23	4,8	150	90	40	2450

Примечание. В табл. 1, 2 и на фигуре номера (I–VI) для проанализированных пород и руд одни и те же.

пород, содержащих апатит. Образцы апатита метаморфических комплексов отобраны В.Н. Гулием.

Для известково-силикатных пород исследованы образцы апатита различных участков Алданского щита: Эмельджак, Билир, Таежное, Бишь, Усть-Тюнгере, Селигдар, Мустолаах, Тагнара и Бирикээн, геологическое строение которых подробно описано в работах [8, 13, 17, 21]. Как правило, апатитоносные известково-силикатные породы залегают согласно среди вмещающих их гнейсов и кристаллических сланцев в виде линзовидных или пластовых тел. Размеры их в пределах различных участков колеблются от нескольких до сотен метров. Главные минералы известково-силикатных пород представлены диопсидом и апатитом. Подчиненную роль играют флогопит, скаполит, роговая обманка, полевой шпат, сфен, магнетит. Обычно апатит мелкозернистый, голубоватой или зеленоватой окраски.

В апатит-карбонатных породах Алданского щита пробы отобраны на участках Бирикээн, Селигдар, Мустолаах, Чуга, Ниранджа, Усть-Чульман, для которых характерно полосчато-слоистое строение докембрийских толщ [6, 12, 17]. В керне разведочных скважин наблюдаются чередующиеся прослои карбонатных и известково-силикатных пород. Для апатит-карбонатных пород характерна розоватая и буроватая окраска, за счет мелких включений гематита в апатите и карбонатах. Главные минералы этих пород – доломит и кальцит. Кроме того, могут содержаться: хлорит, флогопит, мартит, кварц, сульфаты. Апатит (обычно бурого цвета) образует кристаллы призматического облика, достигающие в длину нескольких сантиметров.

Для кальцифиров и мраморов проведено исследование апатита Алданского (Селигдарское месторождение) и Украинского (Завальевское и Кочаровское месторождения) щитов. Как правило, в этих породах встречаются ограниченные скопления мелкозернистого голубоватого апатита.

Известково-магнезиальные скарны, содержащие апатит, известны на Алданском щите (Катадах, Эльконка, Куронах, Селигдар, Эмельджак) и в Прибайкалье (Слюдянка). Апатитоносный метаморфический комплекс Слюдянского месторождения приурочен к мраморно-гнейсовой формации докембрия [13]. Апатит отобран из жил, где он ассоциирует с флогопитом, кальцитом, диопсидом, скаполитом, шпинелью и другими минералами. Он образует кристаллы призматического облика, голубого цвета, размер которых достигает 10 см по длинной оси [16].

Апатит-магнетитовые руды (тип Кируны) широко распространены в Швеции [30]. Руды имеют полосчатую или массивную текстуру. Полосчатая текстура обусловлена субпараллельным расположением зерен магнетита и апатита при сходной ориентировке этих минералов. В массивных рудах какой-либо закономерной ориентировки этих минералов не наблюдается. Главные минералы рудных образований представлены магнетитом и апатитом. Кроме них установлены гематит, пироксен, полевой шпат и др. Среднее содержание P_2O_5 в руде обычно превышает 5%. Был исследован апатит месторождений Кирунаваара и Мальбергет. Апатит мелкий (от 0, n мм до нескольких миллиметров). Цвет минерала от желтоватого до зеленоватого.

Для гранитных пегматитов приведены данные по апатитам из двух главных их формаций [7, 9]: слюдоносной (Северная Карелия) и редкометальной (Кольский полуостров, Восточный Казахстан и Восточное Забайкалье). Апатит пегматитов характеризуется повышенными до (10,6%) содержаниями MnO , с чем связана его интенсивная сине-зеленая окраска. По сравнению с пегматитами апатит метаморфогенных пород, как правило, содержит мало (0,007–0,07% MnO) марганца [4].

Средние содержания $P_3Э$, Y , U , Th , Sr в апатите кальцифиров, скарнов и апатит-магнетитовых руд были дополнены опубликованными ранее данными [25, 30]. В результате проведенного исследования установлено, что наиболее богат $P_3Э$ апатит из карбонатных пород (1,26% TR). Меньшее их количество (0,97% TR)

Сумма РЗЭ и отношения средних содержаний элементов-примесей в апатите различных генетических типов

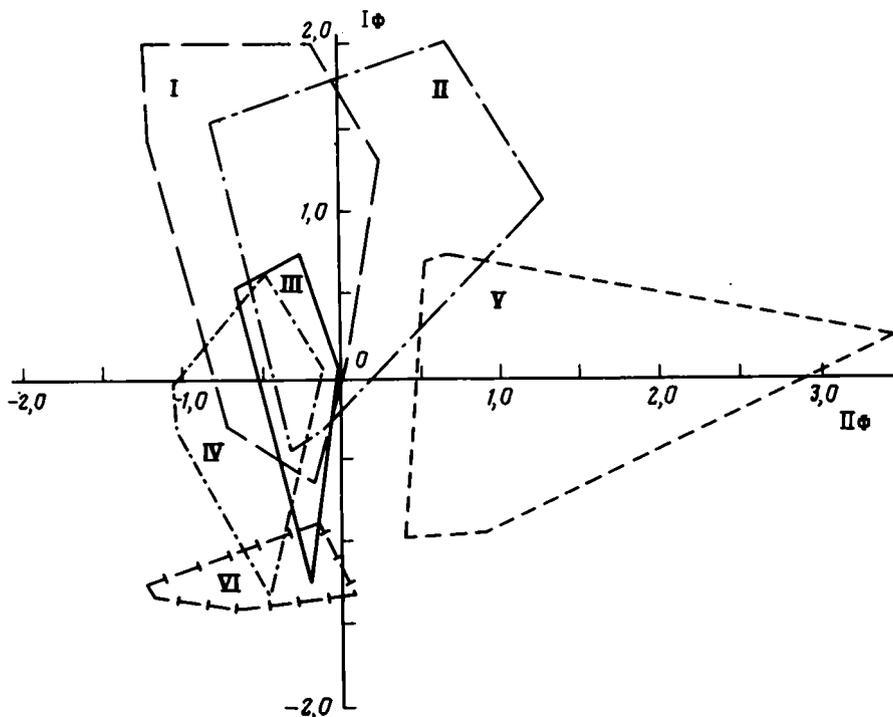
Номера про-анализированных пород и руд	ΣTR, %	La/Yb	La/Y	La/Ce	La/Nd	Sm/Eu	Eu/Eu*	Th/U
I	1,26	25,9	10,0	0,5	1,0	6,8	0,61	12,9
II	0,97	46,2	8,4	0,4	1,1	6,8	0,55	9,4
III	0,59	33,4	15,3	0,4	0,8	4,4	0,33	2,9
IV	0,51	74,1	21,2	0,6	1,4	9,2	0,14	4,7
V	0,61	14,9	1,1	0,4	0,9	3,5	1,05	0,6
VI	0,15	6,8	0,2	0,4	0,5	100,0	0,03	0,4

Примечание. Сумма РЗЭ вычислена сложением установленных содержаний La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu с содержаниями Pr, Gd, Dy, Ho, Er, Tm (без Y), которые определялись графически после нормирования на хондритовый стандарт, по Л.А. Хаскину.

характерно для апатита из известково-силикатных пород. В составе РЗЭ всех исследованных образцов преобладающую роль играют легкие лантаноиды. В апатите из пегматитов сумма РЗЭ наиболее низкая (0,15%), но заметно возрастает (0,1%) содержание иттрия (см. табл. 1) [9]. Величина La/Y в апатите пегматитов составляет всего 0,2, что в 42–100 раз меньше, чем в апатите метаморфических пород. Величина La/Yb для апатита пегматитов также имеет минимальное (6,8) значение среди исследованных образцов апатита (табл. 2). Относительно близкие значения La/Yb, La/Y характерны для апатита пегматитов (6,8 и 0,2) и апатит-магнетитовых руд (14,9 и 1,1 соответственно), что отличает их от апатита из известково-силикатных и апатит-карбонатных пород, кальцифиров и известково-магнезиальных скарнов. Для апатита указанных метаморфических пород значения La/Yb изменяются от 25,9 до 74,1, а La/Y – от 8,4 до 21,2. Характерно, что величина Sm/Eu для апатита пегматитов в 11–23 раза больше по сравнению с апатитом метаморфических пород. В то же время величины La/Nd и La/Ce относительно постоянны для апатита из всех исследованных типов пород (см. табл. 2), а также для апатита габбро-анортозитовых комплексов [1]. Подобные отношения лантана, церия и неодима характерны для кларковых содержаний этих элементов в породах земной коры.

Апатиты метаморфических комплексов, апатит-магнетитовых руд и гранитных пегматитов отличаются по значениям Eu/Eu* (отношение нормированных по хондритам значений). Eu-аномалии могут быть как положительными ($Eu/Eu^* > 1$), так и отрицательными ($Eu/Eu^* = 0, n$). Последние характерны для исследованных нами апатитов (см. табл. 2). Наименьшее значение европиевой аномалии ($Eu/Eu^* = 0,03$) установлено для апатита гранитных пегматитов, что четко отличает его от всех других апатитов. Для апатита из руд типа Кируны $Eu/Eu^* = 1,05$.

Крайне полярные значения содержаний урана и тория определены в апатите карбонатных и известково-силикатных метаморфических пород, с одной стороны, и гранитных пегматитов – с другой. Для первых характерно высокое (517–632 г/т) содержание тория и низкое (49–55 г/т) урана, а для апатита из пегматитов, напротив, уран (119 г/т) заметно преобладает над торием (84 г/т). В апатите метаморфических комплексов величины Th/U изменяются от 2,9 до 12,9. В апатите гранитных пегматитов и апатит-магнетитовых руд содержание тория понижено и значения Th/U составляют всего около 0,5–0,6. Следует отметить, что это же касается апатита из нефелиновых сиенитов (0,6) и апатит-ильменитовых руд габбро-анортозитовых комплексов (0,3).



Поля фигуративных точек PЗЭ, U, Th, Sr, Y апатита из различных генетических типов пород. I-VI -- номера полей (см. табл. 1)

Концентрация элементов и характер их распределения в апатите различных генетических типов апатитоносных пород существенно варьирует. Для более объективной оценки этих вариаций проведена статистическая обработка имеющихся данных с помощью факторного анализа методом главных компонент по стандартным программам (фигура). Факторная диаграмма построена по результатам анализа La, Ce, Nd, Sm, Eu, Yb, Lu, Y, Sr, U, Th [9]. Фигуративные точки апатита из пород разных генетических типов по факторной диаграмме формируют в различной степени обособленные поля. Вместе с тем каждое из этих полей перекрывается по крайней мере с одним соседним. Только поля фигуративных точек апатита из апатит-магнетитовых руд (V), из пегматитов (VI) и из апатит-карбонатных пород (I) не перекрываются друг с другом. Поля фигуративных точек апатита из апатит-магнетитовых руд (V) обособлены по отношению к полям из кальцифиров (III) и известково-магнезиальных скарнов (IV), а пегматитов (VI) — по отношению известково-силикатных пород (II). В целом взаимное расположение полей, с учетом приведенных выше тенденций распределения элементов, подтверждает явную генетическую обособленность апатита метаморфических комплексов от апатита из гранитных пегматитов и апатит-магнетитовых руд.

Поля фигуративных точек апатита из карбонатных, известково-силикатных пород, кальцифиров и магнезиальных скарнов частично или полностью перекрываются, показывая единую или очень близкую картину распределения анализируемых элементов. Из этого следует, что по характеру распределения PЗЭ, U, Th, Sr, Y образцы апатита из перечисленных выше метаморфических пород существенно не отличаются. Приведенные данные показывают, что вариации состава элементов в апатите в пределах пород одного типа соизмеримы с размахом колебаний состава в целом нескольких групп метаморфических пород. Все это указывает на вероятность близкого по составу первичного фосфатного веще-

Сумма TR_2O_3 и отношения содержаний элементов-примесей в желваковых фосфоритах

Месторождение	Вид концентрации фосфоритов	$\Sigma TR_2O_3, \%$	La/Yb	La/Ce	La/Nd	Sm/Eu
Егорьевское	Фосфоритной муки	0,044	43,3	0,4	0,9	7,3
	Первичный	0,033	72,0	0,5	1,2	5,0
Вятско-Камское	”	0,062	20,4	0,4	0,7	8,8
Богдановское	”	0,030	37,2	0,6	1,0	5,5
Щигровское	Электростатической сепарации	0,027	24,8	0,6	1,1	5,7
	Первичный	0,018	37,7	0,6	1,1	5,7
Полпинское	”	0,025	34,4	0,6	1,2	9,7
Подбужское	”	0,034	24,9	—	1,1	7,7
Среднее	”	0,034	36,8	0,5	1,0	6,9

ства, которое претерпело изменения при формировании метаморфических комплексов пород. Можно говорить о наличии генетической взаимосвязанности апатитовой минерализации этих пород. Вероятнее всего, первичный фосфатный материал, за счет которого образовалась апатитовая минерализация докембрийских метаморфических комплексов, был осадочного происхождения. Во всяком случае данные по изотопии кислорода, углерода, серы и стронция в апатитах и карбонатах, типичных для метаморфических комплексов Алдана, свидетельствуют в пользу первично-осадочного их происхождения [5, 6, 21, 22, 25].

Характерно, что величины La/Yb, La/Ce, La/Nd и Sm/Eu, вычисленные нами для фосфоритов целого ряда месторождений СССР (табл. 3), весьма близки к таковым для апатита исследованных метаморфических комплексов, но отличаются от пегматитов и апатит-магнетитовых руд (см. табл. 2). Для определения указанных отношений использованы данные, полученные для фосфоритовых месторождений СССР [24]. Средние значения отношений для фосфоритов: La/Yb (36,8), La/Ce (0,5), La/Nd (1,0) и Sm/Eu (6,9) соответствуют значениям аналогичных отношений для апатита из апатит-карбонатных, известково-силикатных пород и кальцифиров метаморфических комплексов.

Несколько особняком по отношению к апатиту метаморфических комплексов стоит апатит известково-магнезиальных скарнов Слюдянки. По сравнению с другими апатитами он содержит заметно меньше элементов-примесей, г/т: La 100; Ce 110; Nd 60; Sm 31; Eu 3; Tb 110; Yb 7; Lu 2,4 ($\Sigma TR = 407$); U 70; Th 120; Sr 28 и Y 18, при значениях: La/Yb 12,3; La/Y 5,6; La/Ce 0,9; La/Nd 1,7; Sm/Eu 10,3 и Th/U 1,6. Наиболее близки эти значения к аналогичным отношениям для апатита из апатит-магнетитовых руд (см. табл. 2). Известно, что образование рудных залежей Слюдянского месторождения связано с региональным метаморфизмом первичных осадочных фосфатноносных пород [13, 26], которые затем подвергались процессам метасоматоза. Предполагается, что накопление апатита в процессе метасоматоза произошло под воздействием на мраморы растворов, одновременно богатых галогенидами (особенно фтором) и щелочами (калием и др.). В этих условиях образовались легкорастворимые щелочные комплексные соединения фосфора и фтора, которые перемещались в толще пород [14]. По-видимому, наложение более поздних метасоматических преобразований, сопровожда-

емое образованием известково-магнезиальных скарнов Слюдянского месторождения, вызвало изменение характера распределения РЗЭ в апатите.

Проведенные исследования элементов-примесей, содержащихся в апатите шести генетических типов апатитоносных докембрийских пород, показали явное отличие картины распределения РЗЭ, Y, Th и U в этом минерале из метаморфических пород, с одной стороны, от апатита из пегматитов и апатит-магнетитовых руд — с другой. Для апатита известково-силикатных и апатит-карбонатных пород, кальцифиров и мраморов, магнезиальных скарнов докембрийских комплексов (Алдан, Прибайкалье и др.) наблюдается сходный характер распределения указанных элементов. Величины La/Yb, La/Y, Sm/Eu, Th/U в апатите этих пород имеют близкие значения, но резко отличаются от значений тех же отношений для апатита гранитных пегматитов и апатит-магнетитовых руд. В апатите из пегматитов заметно понижена общая сумма РЗЭ (и особенно европия — 2 г/т), но существенно повышено содержание иттрия (285 г/т) по сравнению с апатитом метаморфических пород. Неравномерность распределения элементов-примесей в апатите исследованных метаморфических и магматических объектов нашла свое четкое отражение в расположении полей фигуративных точек на факторной диаграмме. Близкое расположение этих полей для апатита всех исследованных метаморфических пород подтверждает общность их генезиса. Обособленное расположение полей апатита из пегматитов и апатит-магнетитовых руд отражает их генетические отличия от апатита метаморфогенных образований. Следует, однако, отметить, что поля фигуративных точек апатита из пегматитов и апатит-магнетитовых руд существенно удалены друг от друга и совсем не перекрываются. Зато пересечение полей апатита из известково-силикатных пород и апатит-магнетитовых руд позволяет отметить некоторую вероятность влияния при образовании последних фосфора экзогенных образований. Это отчасти согласуется с данными исследователей [18, 19], которые вообще указывают на первично-осадочное происхождение апатит-магнетитовых руд типа Кируна. Однако столь категоричное утверждение о генезисе этих руд сомнительно и, вероятнее всего, для апатит-магнетитовых руд следует говорить только о смешанном генезисе. На возможность переплавления эффузивно-осадочных толщ при формировании месторождения Кируна указывали также Л.Н. Когарко и Б.П. Романчев [11].

Взаимодействие глубинных гидротермальных растворов с осадочными фосфатными образованиями могло повлиять на формирование месторождений апатит-магнетитовых руд. Однако эти руды имеют лишь незначительные сходные черты с апатитовыми месторождениями в метаморфических комплексах. Более доказательным выглядит мнение о вулканогенном происхождении апатит-магнетитовых руд типа Кируна, которые относятся к порфиرو-лептитовой формации [23]. Руды подстилаются сиенит-порфирами и кератофирами, а перекрываются кварцевыми порфирами и кварцевыми кератофирами. Преобладают кислые и средние щелочные лавы. На магматогенную (субвулканогенную) природу железных руд кирунаварского типа указывалось также в одной из последних работ [29].

Если провести сравнение элементов-примесей, содержащихся в апатите метаморфических комплексов и типичных магматических пород, то наблюдаются еще большие отличия. Для сравнения рассмотрим данные для наиболее крупного апатитового месторождения в Хибинах. Породы, содержащие апатит, представлены нефелиновыми сиенитами. В апатите Хибин установлено, г/т: La 2340, Ce 3250, Nd 1060, Sm 130, Eu 32, Yb 9, Lu 3 ($\Sigma TR = 8900$), U 40, Th 22, Tb и Y не обнаружены; La/Yb 260; La/Ce 0,7; La/Nd 2,2; Sm/Eu 4,1; Th/U 0,6. Особенно сильно отличаются величины La/Yb, которые в 3,6–10,3 раза больше по сравнению с апатитами метаморфических пород (см. табл. 2). Наоборот, величина Th/U для апатита нефелиновых сиенитов (0,6) существенно меньше того же отношения для апатита метаморфических пород (2,9–12,9). В апатите из нефелиновых сиенитов явно повышено (до 3%) содержание стронция. Близкие к Хибинам значения La/Yb 145; La/Ce 0,5; La/Nd 1,1; Sm/Eu 3,1 и Th/U 0,4 получены для апатита из

сиенит-диоритовых пород Ошурковского месторождения (Забайкалье). Характерно также установленное [25] отличие по содержанию РЗЭ апатита метаморфических комплексов Алдана от апатита карбонатитов и апатит-ильменитовых руд в габброидах анортозитовой формации [1].

* * *

Проведенное исследование показало, что по характеру распределения элементов-примесей (РЗЭ, Y, Th, U, Sr) апатит метаморфических пород контрастно отличается от апатита типично магматогенных образований. Полученные данные позволяют выделить обособленную группу апатита, генезис которого связан с формированием метаморфических комплексов докембрия. Повсеместно апатитоносные первично-осадочные метаморфические формации докембрия характеризуются повышенными содержаниями РЗЭ и Th. Для апатита этих образований типичен селективный цериевый спектр РЗЭ, т.е. преобладают легкие РЗЭ (La—Eu). Однако количество иттрия в них меньше, чем в апатите гранитных пегматитов и апатит-магнетитовых руд. Апатит из пегматитов отличается от всех образцов других образований (apatит-карбонатных, известково-силикатных и др.) минимальным значением европиевой аномалии ($Eu/Eu^* = 0,03$). Для апатита метаморфических комплексов величины европиевых аномалий имеют сходный характер ($Eu/Eu^* = 0, n$). Для апатита руд типа Кируны $Eu/Eu^* = 1,05$.

Основные геохимические особенности исследованного апатита метаморфических комплексов Сибири близки к осадочным фосфоритоносным формациям, которым, вероятнее всего, он и обязан своим происхождением. Для апатитоносных толщ Алдана важную роль сыграл изохимический региональный метаморфизм, когда произошла перекристаллизация первичного фосфатного вещества в апатит. Это предопределило сходство распределения РЗЭ и других элементов-примесей для апатита большинства месторождений и рудопроявлений осадочно-метаморфических комплексов и их отличие от апатита магматогенных образований. Наши результаты согласуются с данными, приведенными в работах [24—26], о наличии сходства распределения РЗЭ в апатите метаморфических комплексов и типичных осадочных фосфоритов. Для этого минерала изученных метаморфических комплексов характерно существенно пониженное содержание стронция ($Sr < TR$), что отличает его от апатитов из нефелиновых сиенитов Хибин ($Sr > TR$).

Особенности распределения РЗЭ, Y, Sr, Th, U в апатите метаморфических пород несмотря на различие состава последних указывают на общность первичного фосфатного вещества. Вместе с тем по характеру распределения элементов-примесей и величине Eu/Eu^* апатит исследованных метаморфических образований контрастно отличается от апатита магматогенного или смешанного генезиса, что указывает на отсутствие генетического родства рассмотренных природных образований. В то же время апатит из апатит-магнетитовых руд типа Кируна по характеру распределения элементов-примесей существенно отличается от апатита гранитных пегматитов. Это обстоятельство позволяет судить о возможности смешанного генезиса апатитовой минерализации в апатит-магнетитовых рудах.

Наличие в апатите метаморфических комплексов целого ряда элементов-примесей (РЗЭ, Y, Th, U, Sr) указывает на возможность расширения комплексного использования фосфатного сырья, в особенности при азотнокислотном способе переработки [24]. Это согласуется также с повышением экологических требований при использовании фосфатных удобрений.

Список литературы

1. *Борисенко Л.Ф., Ляпунов С.М.* Новые данные о распределении РЗЭ и скандия в апатите и ильмените // Докл. АН СССР. 1981. Т. 260, № 3. С. 717–721.
2. *Булах А.Г.* Генезис Селигдарского месторождения апатита и проблема поиска его аналогов. // Геология, поиски и разведка нерудных полезных ископаемых. Л.: ЛГИ, 1983. С. 74–80.
3. *Булах А.Г., Золотарев А.А., Боброва И.П. и др.* Основные черты минералогии и генезиса Селигдарского месторождения апатита (Алданский кристаллический щит) // Зап. ВМО. 1984. Вып. 4, Ч. 113. С. 398–410.
4. *Васильева З.В.* Минералогические особенности и химический состав апатита // Апатиты. М.: Наука, 1968. С. 31–56.
5. *Виноградов В.И., Егин В.И., Кичигин Л.Н. и др.* Значение литологического контроля апатитоносности архейских образований Алданского щита (по данным изотопного состава) // Литология и полез. ископаемые. 1975. № 5. С. 117–127.
6. *Герасимов Е.К., Матухин Р.Г.* Признаки первично-осадочного генезиса протерозойских карбонатов Селигдарского апатитового месторождения (Центрально-Алданский район) // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1981. Вып. 6. С. 165–172.
7. *Гордиенко В.В., Богданов Ю.Б., Бойцова Г.Н. и др.* Слюдоносные пегматиты Северной Карелии (геология, минералогия, геохимия и генезис). Л.: Наука, 1976. 367 с.
8. *Гулий В.Н.* Апатитоносность докембрийских образований левобережья р. Олекмы // Геология, поиски и разведка нерудных полезных ископаемых, Л.: ЛГИ, 1983. С. 67–74.
9. *Гулий В.Н., Гордиенко В.В., Борисенко Л.Ф. и др.* Особенности концентрации и распределения редкоземельных и сопутствующих элементов в апатите из месторождений различных генетических типов // Вестн. ЛГУ. 1991. Вып. 1. Сер. 7. С. 99–106.
10. *Зверев А.С., Файзуллин Р.М., Михайлов А.С. и др.* Метаморфогенные месторождения апатитовых и комплексных апатитосодержащих руд и их перспективная оценка. М.: ВИЭМС, 1976. 57 с.
11. *Когарко Л.Н., Романчев Б.П.* Температуры кристаллизации апатита месторождения Карунаваара // Геохимия. 1990. № 2. С. 237–243.
12. *Кривенко А.П., Пономарчук В.А.* О генезисе апатитовых месторождений Восточной Сибири // Микроэлементы как индикаторы геологических процессов. Новосибирск: Изд-во АН СССР. Сиб. отд-ние, 1982. С. 19–39.
13. Месторождения фосфоритов и апатитов Сибири и Дальнего Востока / Под ред. Ю.Н. Занина и В.Г. Матухиной. Новосибирск: Изд-во АН СССР, Сиб. отд-ние, 1983. 187 с.
14. *Маракушев А.А.* О генезисе апатитовых месторождений в докембрийских толщах магнезиальных мраморов // Апатиты. М.: Наука, 1968. С. 339–347.
15. *Минеев Д.А.* Лантаноиды в рудах редкоземельных и комплексных месторождений. М.: Наука, 1974. 237 с.
16. *Мурзаев С.П.* Петрология флогопитоносных магнезиальных скарнов. Якутск: Якутск. кн. изд-во, 1974. 180 с.
17. *Парфенов В.Д., Юшин Н.И.* Метаморфогенная апатитоносность древних толщ Центрального Алдана. М.: Наука, 1982. 132 с.
18. *Сердюченко Д.П.* Биогенно-эвапоритовые рудные месторождения и породы докембрия. М.: Наука, 1985. 173 с.
19. *Сердюченко Д.П., Лутц Б.Г., Минеев Д.А. и др.* Редкие элементы в породах различных метаморфических формаций. М.: Наука, 1967. 200 с.
20. *Сироштан Р.И., Половко Н.И., Бондарева Н.М. и др.* Минералы карбонатных пород Украинского щита. Киев: Наук. думка. 1976. 158 с.
21. *Смирнов Ф.Л.* Геология апатитовых месторождений Сибири. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980. 174 с.
22. *Файзуллин Р.М., Козлов Б.Н., Харитонов Р.Ш.* Новые данные по вещественному составу и вопросы генезиса апатит-карбонатных руд Селигдарского месторождения // Геология и геофизика. 1977. № 7. С. 44–76.
23. *Формозова Л.Н.* Формационные типы железных руд докембрия и их эволюция. М.: Наука, 1973. 172 с.
24. *Холодов В.Н., Минеев Д.А.* Редкие элементы в фосфоритах // Вещественный состав фосфоритов. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979. С. 46–65.
25. *Черкасов А.Д., Кушнарев И.П.* Редкоземельные элементы апатитовых месторождений и рудопроявлений селигдарского типа Центрального Алдана // Редкометалльные месторождения в осадочных и вулканогенно-осадочных формациях. М.: ИМГРЭ, 1984. С. 93–108.
26. *Юдин Н.И., Плотникова Л.Я.* О геохимической наследственности осадочно-метаморфических фосфатноносных отложений // Литология и полез. ископаемые. 1983. № 2. С. 65–70.
27. *Яншин А.Л., Жарков М.А.* Фосфор и калий в природе // Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. 1986. № 673. 190 с.

28. *Lang J.* La structure apatite et ses possibilites de substitutions // Bull. Soc. Sci. Bretagne. 1981. V. 53. № 1-4. P. 95-124.
29. *Nyström J., Henriquez F.* Dendritic magnetic and miniature diapir like concentrations of apatite two magmatic features of the Kirunovaara iron ore // Geol. foren. Stockholm forhandl. 1989. V. 111. № 1. P. 53-64.
30. *Parak T.* Rare earths in the apatite iron ores of Lappland together with some data about the Sr, Th and U // Econ. Geol. 1973. V. 68. P. 210-221.
31. *Parak T.* The origin of the Kiruna iron ores. Stockholm, 1975. 209 p.
32. *Troll G., Binder G.* Coupled anion substitution in natural carbon-bearing apatites // Contrib. Miner. and Petrol. 1989. V. 101. № 4. P. 394-401.

Институт минералогии, геохимии
и кристаллохимии редких
элементов РАН,
Москва

Поступила в редакцию
1.IV.1991

УДК 550.4:553.98:551.71/72

© 1992 Сафронов В.Т.

О СОДЕРЖАНИЯХ МОЛИБДЕНА В УГЛЕРОДИСТЫХ ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ДОКЕМБРИЯ

Приведены данные о содержаниях молибдена в осадочно-метаморфических породах докембрия различного возраста (от нижнего архея до нижне-среднего рифея). Предполагается сходный характер распределения молибдена в осадочных породах фанерозоя и исходных отложениях докембрия.

Молибден является одним из элементов, который довольно хорошо изучен в породах магматического и осадочного происхождения (илах, горючих сланцах, углях), и совсем в небольшом числе публикаций приводятся данные о содержаниях и характере распределения молибдена в осадочно-метаморфических толщах докембрия.

Как известно, молибден относится к числу редких элементов, кларк его в земной коре составляет $1,1 \cdot 10^{-4}\%$.

В поверхностных условиях молибден является одним из наиболее подвижных элементов и переносится главным образом в форме растворов. В осадочных породах средние содержания молибдена составляют, г/т: в глинах, глинистых сланцах 2,0–2,6, в песчаниках 0,2, в карбонатных породах 0,4 [28 и др.]. Повышенные концентрации молибдена в горючих сланцах, углях, глинистых породах, обогатенных органическим веществом (ОВ), пиритом (табл. 1) объясняются сорбцией Мо гидроксидами железа, коллоидами глинистого вещества, связью молибдена с ОВ и сульфидами железа, с которыми по экспериментальным данным соосаждается 70–96% Мо, находящегося в воде [1, 7, 13, 26 и др.].

В течение ряда лет нами изучался характер распределения молибдена в различных осадочно-метаморфических породах докембрия, часто содержащих в своем составе углеродистое вещество и сульфиды Fe.

Наиболее древними изученными нами породами являются гнейсы беломорской серии AR₁ (табл. 2), причем глиноземистые гнейсы верхней толщи беломорской серии содержат пониженные количества молибдена относительно кларка глинистых пород. В то же время графит-биотитовые гнейсы района развития пород средней толщи содержат повышенные количества молибдена, что может быть связано с обогатенностью данных гнейсов графитом (см. табл. 2), а иногда и пиритом.

Безграфитовые или с небольшим количеством чешуек графита гнейсы содержат молибден в обычных количествах (1,5–2,6 г/т). Можно отметить, что в графитовых гнейсах намечается обратная зависимость Мо от C_{орг} и прямая с FeO_{сум}, причем для данных гнейсов характерно низкое содержание Fe(FeO_{сум} 1,13–2,10%).

Были исследованы также высокоглиноземистые сланцы свиты хизовара и серии кейв восточной части Балтийского щита, относящиеся по региональной шкале к кейвскому уровню нижнего протерозоя. Как видно из табл. 3, в породах свиты хизовара минимальные количества молибдена отмечаются в самых глиноземистых сланцах, а в сланцах серии кейв (пачка Б), наоборот, высокоглиноземистые сланцы содержат повышенные (до 10 г/т) количества Мо. Можно также

Содержания элементов в некоторых породах и горючих сланцах фанерозоя

Порода, местонахождение, возраст (число проб)	Сорг, %	Mo	U	V	Литературный источник
Мелилитовые сланцы, Карпаты, P ₃ (6)	11	8–29	–	100–140	[20]
Горючие сланцы, Средняя Азия, P ₂ (3–18)	22,6–33,5	90–3500	–	230–2900	[3]
Битуминозные аргиллиты (баженовиты), J ₃ (30)	7,98	122	35,7	539	[10]
Битуминозные сланцы, ФРГ, P	6,85	290	–	1600	[5]
Формация Фосфория, США, P	2,1	30	90	300	[4]
Доманиковые сланцы, D ₃ (4)	8	9–45	–	269–2600	[20]
Черные сланцы, США D	10,5	160	50,4	200	[17]
Кукерситы O ₂	40	5	–	37	[20]
Диктионемовые сланцы, Эстония, O ₁ (70)	15–20	64	Не опр.	Не опр.	[16]
Квасцовые сланцы, Швеция, E (39)	14,00	271	210	678	[10]
Горючие сланцы, р. Оленек, E _{1–2}	13,98	109	34,1	2277	[10]

Примечание. Содержание Сорг приведено в процентах, остальных элементов – в граммах на тонну.

Таблица 2

Содержания Mo в гнейсах беломорской серии нижнего архея

Гнейсы (число анализов)	Al ₂ O ₃ , %	Сорг, %	Mo, г/т
Глиноземистые:			
гранат-биотитовые (10)	15,40	0,03	1,7
кианит-гранат-биотитовые (5)	16,76	0,03	1,2
графит-биотитовые (1)	13,12	16,81	5,4
” (1)	13,98	19,51	4,9
” (1)	14,56	7,90	5,6

Примечание. Анализы в табл. 2–6 выполнены в химико-аналитической лаборатории ГИН АН СССР (аналитики Н.Л. Калашникова, Е.В. Черкасова, И.Ю. Лубченко, А.И. Гусарева).

отметить, что породы серии кейв несколько “обогащены” молибденом. Это, по-видимому, объясняется, во-первых, составом пород областей сноса, которые были в основном сложены вулканитами дацит-липаритового состава, а кислые эффузивы и их метаморфизованные производные (лептиты) часто содержат повышенные (7–10 г/т) концентрации Mo [15, 23 и др.], и, во-вторых, значительным содержанием в исходных отложениях глинистого и органического веществ, сульфидов железа, являющихся сорбентами-концентраторами молибдена. Так, проведенное изучение корреляционных связей ряда малых элементов

Содержания Мо в сланцах Балтийского щита и Монголии

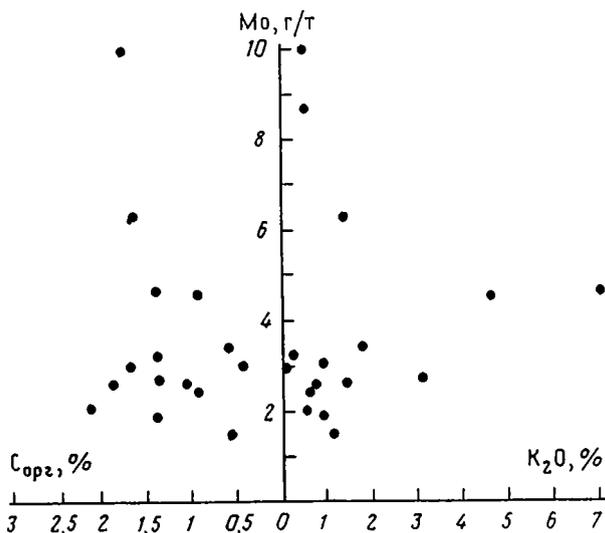
Порода (число анализов)	Al ₂ O ₃ , %	S _{вал} , %	C _{орг} , %	Мо, г/г
Свита хизовара				
Кианит-кварцевые сланцы (14)	7,06–17,66	0,00–1,85	0,00–3,23	1,02–2,8
	12,27	0,20	0,89	2,00
Кианитовые сланцы (4)	30,68–38,86	0,00–2,46	Сл.	0,5–2,4
	34,42	0,95		1,38
Гранат-биотит-кианитовые гнейсы (8)	20,75–25,43	Не опр.	0,08–0,78	0,7–2,7
	22,64		0,37	1,65
Серия кейв (пачка Б)				
Кианит-серицитовый сланец (1)	35,77	0,18	1,38	4,6
Кианитовые сланцы (12)	26,05–37,34	0,16–0,95	0,47–2,14	2,0–10,0
	33,18	0,37	1,31	4,3
Ставролит-кианитовые сланцы (3)	26,63–41,96	0,31–0,51	0,60–1,39	1,5–2,7
	31,86	0,40	1,12	2,0
Дистен-сланцево-амфиболитовая толща				
Глиноземистые сланцы (4)	18,46–28,18	Не опр.	0,35–4,27	1,7–7,4
	24,51		1,30	4,3
Двуслюдяные сланцы (5)	10,96–15,59	Не опр.	0,00–1,00	1,7–6,0
	13,82		0,39	3,8

Примечание. В этой и следующих таблицах в числителе приведены пределы содержаний, в знаменателе – средние значения.

в черных сланцах нижнего палеозоя [11 и др.] показали, что Мо наиболее тесно коррелирует с ОВ (коэффициент корреляции 0,87), К₂О (0,86) и Al₂O₃ (0,81). И в исследованных сланцах серии кейв отмечается корреляционная зависимость Мо с ОВ (C_{орг}) и К₂О (фиг. 1).

Из высокоглиноземистых пород этих районов были отобраны монофракции ряда минералов (кианит, кварц и др.) и проанализированы на ряд микроэлементов (Сг, Ni, V и др.), и в том числе на молибден (табл. 4). Оказалось, что кристаллы кианита в целом не содержат повышенных концентраций Мо. Это, по-видимому, объясняется каолиновым составом исходного вещества этих минералов, которое не является сорбентом молибдена в отличие от гидрослюдистых глин [11]. Интересно отметить, что повышенные содержания молибдена отмечаются также в кварце и гранате (см. табл. 4). Гранат довольно часто содержит в своем составе V, Zr, P, Be, Mn, возможно, иногда и Мо. Относительно присутствия молибдена в кварце заметим, что зерна кварца содержат иногда несколько повышенные количества молибдена, например, кварц из гранитов докембрия "обогащен" Мо до 3,7–4,8 г/г, а кварц гранитов Северного Кавказа – до 4,65–5,50 г/г, хотя обычное количество молибдена в кварце гранитоидов составляет 1,8 г/г [21 и др.].

Были исследованы также высокоглиноземистые породы дистен-сланцево-амфиболитовой толщи Байдарикского выступа докембрия Центральной Монголии. Проанализированные образцы первично седиментогенных пород этой толщи показали, что по содержаниям молибдена и углеродистого вещества они довольно близки к высокоглиноземистым сланцам серии кейв (см. табл. 2).



Фиг. 1. Характер зависимости Мо от содержаний $C_{орг}$ и K_2O в сланцах пачки Б серии кейв

На территории Балтийского щита в стратиграфически вышележащем (относительно кейвского) людиковикском уровне нижнего протерозоя отмечается мощное накопление высокоуглеродистых пород. К этому уровню относятся шунгитовые отложения Южной Карелии, а также высокоуглеродистые породы свит хирвинаволоков и соварви Северной Карелии. В породах этих свит содержания ряда микроэлементов (Ni, Cu, иногда V и др.), и в том числе Мо коррелируют с количеством $C_{орг}$ (табл. 5). Однако спектральный анализ углеродистой фракции исследованных пород дал невысокие содержания молибдена как для пород свиты хирвинаволоков (2,6–8,0 г/т, среднее по четырем образцам 4,65 г/т), так и свиты соварви (0,0–1,3 г/т). Такие содержания молибдена в углеродистом веществе объясняются, по-видимому, "вымыванием" из монофракции при ее выделении ряда малых и редких элементов, причем одним из первых "уходит", по-видимому, молибден.

Исследованные породы, кроме высоких содержаний углеродистого вещества,

Таблица 4

Содержания Мо в минералах исследованных пород

Минерал, свита (число анализов)	Мо, г/т
Кианит, свита хизовара (7)	1,7–3,2 2,24
Кварц, пачка Б серии кейв (2)	3,9–10,0 6,95
Кианит, пачка Б серии кейв (7)	1,5–4,3 2,8
Гранат, пачка А серии кейв (1)	50,0
Пирит ульдзитгольский комплекс (6)	80,0–19,2 13,4
Пирит из кварцевого песчаника (1)	20,0

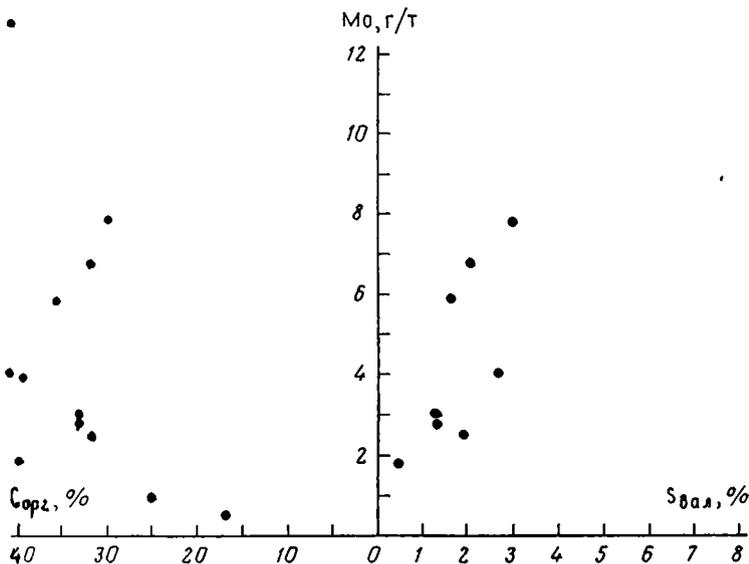
Содержание Мо в породах Северо-Карельской синклинирной зоны

Порода (число анализов)	$S_{\text{вал}}$, %	$C_{\text{орг}}$, %	Мо, г/т
Свита хирвинаволоок			
Углеродсодержащая (11)	$\frac{0,00-0,37}{0,09}$	$\frac{0,00-1,91}{0,69}$	$\frac{1,5-1,9}{1,55}$
Углеродистая (10)	Не опр.	$\frac{2,61-11,20}{5,34}$	$\frac{0,5-3,0}{1,08}$
Высокоуглеродистая (11)	$\frac{1,25-8,28}{2,47(9)}$	$\frac{25,20-40,80}{33,99}$	$\frac{1,0-12,6}{4,7}$
Свита соваярви			
Углеродсодержащая (11)	Не опр.	$\frac{0,00-1,80}{0,82}$	$\frac{0,5-4,9}{1,8}$
Углеродистая (6)	„	$\frac{2,15-7,80}{3,80}$	$\frac{0,5-2,7}{1,02}$
Высокоуглеродистая (4)	$\frac{1,49-3,31}{2,40(2)}$	$\frac{20,49-32,14}{26,65}$	$\frac{0,5-15,0}{6,62}$

обычно содержат и повышенные количества $S_{\text{вал}}$ (см. табл. 5), и на графике (фиг. 2) отмечается как корреляционная зависимость Мо от S, так и зависимость Мо от $C_{\text{орг}}$, т.е. здесь сказывается совместная связь Мо с ОВ и сульфидами Fe, как это наблюдается в сапропелевых отложениях фанерозоя. В то же время амфиболы (четыре образца) и гранаты (четыре образца) сланцев свиты хирвинаволоок содержат небольшие и одинаковые (по 1,5 г/т) количества молибдена.

Можно заметить, что породы шунгитового комплекса, относящиеся к этому же возрастному уровню, содержат резко повышенные (в среднем до 100 г/т) концентрации молибдена [8], сопоставимые с содержаниями молибдена в сапропелевых отложениях Черного моря [7 и др.] и битуминозных сланцах фанерозоя (см. табл. 1). При этом шунгитовые породы содержат (кроме Мо) повышенные концентрации V, Ni, Zn, т.е. характерные элементы горючих сланцев и нефтей фанерозоя. Возможно, что повышенные содержания молибдена в шунгитовых породах объясняются тем, что в области сноса, поставившей материал в палеобассейн седиментации, размывались породы, обогащенные этими микроэлементами. Так, в верхнем архее (лопий) Карельского геоблока имеются рудопроявления и мелкие непромышленные месторождения молибдена [14].

Наиболее "молодым" исследованным докембрийским комплексом пород является черносланцевая толща ульдзитгольского комплекса нижне-среднерифейского возраста Центральной Монголии [18]. В составе комплекса присутствует в основном два типа пород: существенно глиноземистые сланцы и карбонат-кварцитовые породы (табл. 6), существенно отличающиеся друг от друга по содержаниям петрогенных элементов (SiO_2 , Al_2O_3 и др.). Интересная особенность исследованных пород — более повышенное содержание молибдена в карбонат-кварцитовых породах относительно глиноземистых сланцев (см. табл. 6), хотя последние и содержат значительные количества Al_2O_3 и $C_{\text{орг}}$, являющихся сорбентами молибдена, причем в этих сланцах отмечается прямая зависимость содержаний Мо от количества $C_{\text{орг}}$ (фиг. 3). Проведенные анализы монофракций углеродистого вещества показали, что содержание Мо в нем достигало 8 г/т, в среднем — 5 г/т (по четырем образцам). В породах черносланцевой толщи довольно часто присут-



Фиг. 2. Характер зависимости Мо от содержаний $C_{орг}$ и $S_{вал}$ в высокоуглеродистых породах свиты хирвинаволок

ствуется также пиритовая минерализация, а пирит, как известно, всегда содержит в том или ином количестве молибден. В нашем случае кристаллы пирита в значительной степени изменены и покрыты снаружи бурыми оксидами железа. Возможно, что выветрелостью пирита объясняются невысокие содержания молибдена в исследованных кристаллах (см. табл. 4) — в семи образцах концентрация молибдена колеблется от 8 до 20 г/т. Можно предположить, что несколько повышенные концентрации молибдена в карбонат-кварцитовых породах относительно глиноземистых объясняются большим количеством в составе первых концентраторов молибдена (пирита и других железосодержащих минералов), что подтверждается зависимостью молибдена от количества $FeO_{сум}$ (см. фиг. 3).

Как известно, для сульфидов железа (пирита и пирротина) сингенетично-осадочного генезиса характерно постоянное присутствие в них наряду с Мо также и V. В проанализированных пиритах из пород ульдзитгольского комплекса содержания V колеблются от 20 до 160 г/т, составляя в среднем по семи образцам 76,7 г/т, т.е. исследованные пириты, возможно, имеют первично-осадочное происхождение.

Можно отметить, что концентрации молибдена в сульфидах железа осадочных пород фанерозоя обычно имеют более высокие значения. Так, в пиритах из песчаников, глин, углистых сланцев Узбекистана содержания молибдена колеб-

Таблица 6

Содержания Мо в углеродистых породах ульдзитгольского комплекса Монголии

Порода (число анализов)	Al_2O_3 , %	$C_{орг}$, %	Мо, г/т
Глиноземистая (16)	11,73–24,62	0,51–3,50	1,6–8,5
	19,10	1,28	2,60
Карбонат-кварцитовая (8)	0,00–12,65	0,51–1,00	1,5–7,0
	5,78	0,76	4,04

Второй причиной невысоких содержаний молибдена в углеродистых отложениях докембрия является, по-видимому, региональный метаморфизм, при котором часть молибдена выносилась из углеродистых толщ. Так, при переходе углеродистых пород Криворожско-Кременчугской зоны УЩ из зеленосланцевой фации метаморфизма в амфиболитовую количество $C_{орг}$, S и Mo уменьшается с 4,43%, 2,03%, 12,6 г/т до 1,34%, 1,07% и 5,3 г/т соответственно [27].

Таким образом, геохимические особенности распределения Mo в первично осадочных отложениях докембрия и осадочных толщах фанерозоя, обогащенных органическим веществом, по-видимому, сходны, т.е. для тех и других характерна связь с ОВ, сульфидами железа и в то же время не прослеживается связь молибдена с глинистым веществом.

Список литературы

1. *Бадалов С.Т.* Геохимические свойства главнейших породообразующих и рудообразующих элементов. Ташкент: Фан, 1987. 187 с.
2. *Бадалов С.Т., Баситова С.М., Каржаев Т.К. и др.* К геохимии рения и молибдена в экзогенных сульфидных минералах Узбекистана // Геохимия. 1967. № 4. С. 433–437.
3. *Баситова С.М., Засорина Е.Ф., Азизкулова О.А. и др.* Концентрация и распределения рения и молибдена в горючих сланцах Средней Азии // Геохимия. 1974. № 7. С. 1077–1081.
4. *Бушинский Г.И.* Формация Фосфория, М.: Наука, 1969. 112 с.
5. *Ведеполь К.Г.* Геохимическое и петрографическое исследование "медистого сланца" в Северо-Западной Германии // Химия земной коры. Т. II. М.: Наука, 1964. С. 398–414.
6. *Верхогляд Н.П.* Геология и геохимические особенности углеродсодержащих пород тетевской и бугской серии Украинского щита: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Киев: ИГН АН УССР, 1989. 20 с.
7. *Волков И.И.* Основные закономерности распределения химических элементов в толще глубоководных осадков Черного моря // Литология и полез. ископаемые. 1973. № 2. С. 3–23.
8. *Галдобина Л.П., Голубев А.И.* Углеродистые (шунгитсодержащие) породы Онежской мульды и их металлогеническая специализация // Металлогения Карелии. Петрозаводск: Карельск. фил. АН СССР, 1982. С. 133–143.
9. *Горжевский Д.И., Козеренко В.Н.* Некоторые черты эволюции эндогенного рудообразования в истории развития земной коры континентов // Геология руд. месторождений. 1980. № 2. С. 67–75.
10. *Гурари Д.Г., Гавашич В.М., Матвиенко И.И. и др.* Геохимия микроэлементов в морских планктонных отложениях нижнего и среднего кембрия Сибирской платформы // Ассоциация микроэлементов с органическим веществом в осадочных толщах Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1984. С. 41–69.
11. *Дегыненко Л.А.* Геохимические особенности углеродистых отложений раннего палеозоя Сары-Джазского района (КиргССР): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1982. 18 с.
12. *Кизильштейн Л.Я., Перетягко А.Г., Гофен Г.И.* Новые данные о распределении элементов-примесей между компонентами угольного вещества // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 6. С. 29–38.
13. *Королев Д.Ф.* Роль сульфидов железа в процессе накопления Mo в осадочных породах восстановительной зоны // Геохимия. 1958. № 4. С. 359–367.
14. *Костин В.А.* К потенциальной рудоносности гранитоидов и метасоматитов Карельского геоблока // Металлогения Карелии. Петрозаводск: Карельск. фил. АН СССР, 1982. С. 57–78.
15. *Куроода П., Сандела Э.* Геохимия молибдена // Геохимия редких элементов. М.: Изд-во иностр. лит., 1959. С. 209–264.
16. *Малдре Я.Я.* Молибден в диктионемовых сланцах Северной Эстонии // Литология и полез. ископаемые. 1976. № 5. С. 94–99.
17. *Мейнард Дж.* Геохимия осадочных рудных месторождений. М.: Мир, 1985. 360 с.
18. *Митрофанов Ф.П., Козаков И.К., Палей И.П.* Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы. Л.: Наука, 1981. 153 с.
19. *Петерсэль В.Х.* К проблеме корреляции черносланцевых пород на южном склоне Балтийского щита // Геохимические методы корреляции. Минск: Наука и техника, 1982. С. 60–65.
20. *Поплавко Е.М., Иванов В.В., Орехов В.С. и др.* Особенности металлоносности горючих сланцев и некоторые предположения об их генезисе // Геохимия. 1978. № 9. С. 1411–1418.
21. *Смирнов Н.В., Ляхович Т.Т.* Типохимические особенности кварца гранитов докембрия // Докл. АН СССР. 1988. Т. 298. № 3. С. 711–714.

22. *Тихомирова Е.С.* К вопросу о геохимической подвижности элементов при образовании сульфидных конкреций в сланцевосных отложениях Волжского и Прибалтийского бассейнов // Докл. АН СССР. 1960. Т. 135. № 6. С. 1501–1504.
23. *Хатунцева А.Я.* Лептитовая формация северо-запада Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1977. 140 с.
24. *Холодов В.Н.* Геохимические типы питающих провинций континентального блока и их эволюция в истории Земли // Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981. С. 76–90.
25. *Холодов В.Н.* Соотношение осадконакопления и магматизма в докембрии // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 6. с. 3–26.
26. *Холодов В.Н., Лубченко И.Ю.* Проблемы геохимии современных осадков Каспийского и Черного морей // Генезис осадков и фундаментальные проблемы геологии. М.: Наука, 1989. С. 109–150.
27. *Янчук Э.А., Лавренко Е.И.* О распределении акцессорных элементов в углеродсодержащих породах разных ступеней метаморфизма // Геол. журн. 1986. Т. 46, № 5. С. 93–98.
28. *Turekian K.K., Wedepohl K.H.* Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust // Bull. Geol. Soc. Amer. 1961. № 72. P. 175–192.

Геологический институт РАН,
Москва

Поступила в редакцию
20.III.1991

УДК 550.4:553.495(575.1)

© 1992 Меньшиков В.В.

**ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ В ПИРИТАХ НА ИНФИЛЬТРАЦИОННЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЯХ УРАНА БУКИНАЙСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ
(ЦЕНТРАЛЬНЫЕ КЫЗЫЛКУМЫ)**

Выделены и исследованы по элементам-примесям (Se, As, Co) разновидности пиритов на инфильтрационных месторождениях урана Букинайского рудного поля (Центральные Кызылкумы), в пределах которого проявлены признаки процессов гидротермальной деятельности. Содержание элементов-примесей как в пиритах из неизмененных пород (песках), так и из рудных тел на выклинивании пластово-окисленных пород близки к фоновым значениям. Низкие содержания элементов-примесей характерны и для основной массы новообразованных пиритов в эпигенетически измененных (окремнелых, каолинизированных, карбонатизированных) песчаниках. Специфические мышьяк (> 3%) и селеносодержащие (> 8%) пириты установлены в зонах монтмориллонитизации и слабой каолинизации.

Дисульфиды железа из ураноносных отложений инфильтрационных месторождений неоднократно привлекали внимание как советских [1–12], так и зарубежных [14–17] исследователей. Установлена закономерность формирования зон эпигенетического сульфидообразования на выклинивании пластово-окисленных пород [4, 6, 17]. Кроме того, пириты и другие сульфиды из месторождений данного типа изучали на предмет содержания в них элементов-примесей, а также их соотношения с целью определения генетической природы этих минеральных образований [14]. Выяснение генезиса дисульфидов железа может служить одним из критериев определения условий формирования урановых руд, источника урана и сопутствующих ему элементов.

Один из характерных элементов-примесей, содержащихся в дисульфидах железа, селен, который, обладая одинаковой валентностью и близким ионным радиусом с серой, изоморфно замещает последнюю. Изоморфному замещению серы селеном способствуют также их близкие ионные потенциалы, поляризация, координационные номера. Развитие микроэлементов в пиритах возможно в форме примесей. Обычно содержание селена в дисульфидах железа составляет 0,00 *n* – 0,0 *n*, достигая 0, *n*% [10].

Автором детально изучены различные разновидности дисульфидов железа из неизменных и эпигенетически измененных рудовмещающих отложений Букинайского рудного поля (Центральные Кызылкумы), в пределах которого находится ряд инфильтрационных месторождений урана. Рудовмещающие отложения представлены сероцветными кварц-полевошпат-слюдистыми песками, главным образом долинно-равнинного комплекса и зеленовато-серыми кварц-полевошпат-глаукозитовыми песками мелководно-морского комплекса.

Проницаемые песчаные горизонты чередуются с пластами алевролитов и глин, составляющих водоупоры. Рассматриваемые отложения имеют позднемиоценовый возраст. Рудоформирующая роль принадлежит экзогенным процессам – развитию зон пластового окисления, на выклинивании которых локализуются комплексные уран-селен-молибденовые и уран-селен-ренийевые руды. Кроме того, в рудоносных отложениях широко развиты гидротермальные изменения, связанные с альпийской активизацией [2], совокупность которых в целом наиболее

близка по типу к формации низкотемпературных аргиллизитов [3]. Последние представлены окремнением, каолинизацией и монтмориллонитизацией, карбонизацией, пиритизацией и битуминизацией вмещающих пород.

Такие измененные породы занимают значительные (10 км^2) площади, развиваясь (по мощности) на десятки метров.

Нами исследованы пириты как из неизменных, так и в эпигенетически измененных породах, а также из рудных тел. Пробы отбирали из рудовмещающих отложений, включающих аллювиальные пески сантонского яруса, прибрежно-морские и мелководно-морские пески кампанского яруса. Особое внимание при этом уделялось пиритам из измененных пород. Дисульфиды железа изучались как обычными оптическими методами, так и с помощью микрозонда "Камека" (аналитик О.В. Чухрова) и электронной микроскопии ("Кевекс", аналитики А.В. Сивцов, А.В. Мохов) в лабораториях ИГЕМ АН СССР.

По каждому специально подготовленному образцу было проведено общее сканирование выделений пирита и серия из 8–10 частичных микрозамеров с подсчетом средних величин содержания в них селена, мышьяка, кобальта. Всего было выполнено более 1000 отдельных замеров. Основные результаты этих исследований сведены в таблицу.

Пирит в неизменных сероцветных песках и алевропесчаниках рудного поля – широко распространенный минерал и развит во всем разрезе рудовмещающей толщи. Пириты, отобранные из русловых и прирусловых песков сантонского яруса, а также из мелководно-морских песков кампанского яруса, как правило, представлены мелкими (до 0,5 мм) зернами и их сростками. Зерна имеют неправильную, реже кубическую или октаэдрическую форму. Среднее содержание пирита в породах обычно составляет десятые доли процента, увеличиваясь в отдельных маломощных прослоях до 0,5–1%. Помимо выполнения межзернового пространства пирит образует обильную вкрапленность в чешуйках обломочного биотита, реже мусковита [11].

Весь пирит из неизменных сероцветных песков, в дальнейшем называемый диагенетическим, составляет его фоновое содержание в рудовмещающих отложениях. Содержания элементов-примесей и значение S/Se в пиритах из неизменных аллювиальных песков сантонского яруса адекватно пиритам из песков и алевропесчаников прибрежно-морских фаций кампанского яруса. Полученные средние содержания элементов-примесей (см. таблицу) приняты за фоновые значения. Среднее содержание селена в данных пиритах, равное 0,09%, не выходит за рамки интервала обычного содержания селена в дисульфидах железа, а незначительная дисперсия как по селену, так и по мышьяку и кобальту в целом позволяет говорить об однородности пиритов в неизменных терригенных породах рассматриваемых фашиальных зон.

Пириты из рудных залежей, связанных с развитием зоны пластового окисления, отобраны из серых и темно-серых рудоносных песков, развитых на выклинивании пластово-окисленных пород, где по данным ряда авторов [5–8, 11] отмечается эпигенетическая сульфидизация пород. Эпигенетические пириты, по данным Ю.В. Яшунского, образуют выделения с мелко- и тонкокристаллическими равномерно-зернистыми агрегатами [12].

В таблице приведены суммарные усредненные данные по элементам-примесям в пиритах из рудных залежей. В целом содержание микропримесей, их дисперсия, а также значение S/Se, равное 590,44, в пробах дисульфидов железа из рассматриваемых зон адекватны значениям, полученным по пиритам из неизменных пород.

Пириты из зон карбонизации так называемых карбонатных столбов – субвертикальных образований мощностью до десятков метров, сложенных монолитным, крепким песчаником на сплошном карбонатном, как правило, доломитовом цементе, представлены в основном выделениями неправильной формы, которые в массе карбонатизированного песчаника образуют точечный и островной типы цемента. Размеры таких выделений колеблются от сотых долей

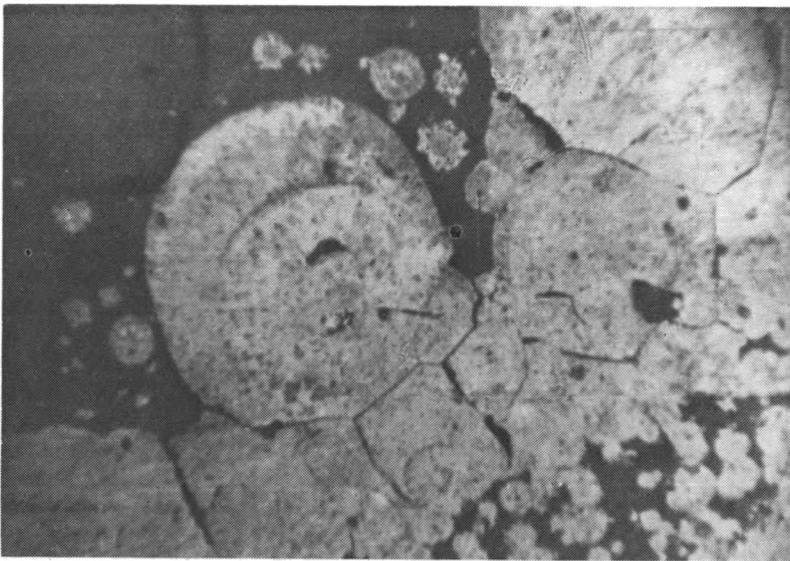
Содержание элементов-примесей и значение S/Se в пиритах различных генетических типов, % (по данным, полученным с помощью микрозонда "Камека")

Вмещающие породы и характер выделений пирита	Число образцов	Se	As	Co	S/Se
Пески серые неизменные (морские и аллювиальные), тонкорассеянный пирит	15	0,09	0,68	0,06	590,10
		0,00–0,18 (0,08)	0,46–0,81 (0,11)	0,05–0,07 (0,08)	
Пески серые рудоносные, тонкорассеянный пирит	25	0,09	0,65	0,06	590,44
		0,00–0,23 (0,08)	0,47–0,75 (0,08)	0,05–0,07 (0,01)	
Песчаники карбонатизированные серые, вкрапленный пирит	17	0,01	0,52	–	5368,00
		0,00–0,04 (0,02)	0,50–0,55 (0,02)	–	
Песчаники окремненные светло-серые и интенсивно каолинизированные белые, прожилковый и вкрапленный пириты	12	0,12	0,39	0,02	442,17
		0,00–0,22 (0,05)	0,11–0,63 (0,19)	0,01–0,03 (0,08)	
Пески и песчаники серовато-белые слабокаолинизированные:	20	0,14	0,11	0,11	381,21
		0,00–1,27 (0,31)	0,03–0,16 (0,04)	0,00–0,30 (0,09)	
б) вкрапленный пирит, содержание 2–3%	40	0,86	0,32	0,06	62,80
		0,03–6,55 (1,14)	0,00–3,24 (0,51)	0,00–0,49 (0,08)	
Пески и песчаники белесые монтмориллонитизированные, вкрапленный пирит, содержание 2–3%	17	1,20	1,44	–	44,25
		0,08–8,11 (2,53)	0,00–3,36 (1,44)	–	

Примечание. В числителе приведены средние содержания, в знаменателе – пределы содержания, в скобках – среднее квадратичное отклонение.

до 3 мм. Иногда встречаются выделения кубической и пентагондодекаэдрической форм размером до 1 мм. Пирит в карбонатизированных породах развит неравномерно, образуя участки и зоны пиритизации, где количество его составляет 1–4% (реже 5–6%) от объема породы. В целом в зонах карбонатизации наблюдаются более крупные выделения пирита, чем в неизменных породах. По количеству микропримесей как ксеноморфные выделения пиритов, так и кристаллы с правильными гранями полностью идентичны. Содержание элементов-примесей, главным образом Se, в пиритах из зон карбонатизации несколько ниже (см. таблицу), чем в пиритах из рудных зон и неизменных песках и в среднем составляет 0,01%.

Пириты из зон окремнения и интенсивной каолинизации ац и и. Участки окремнения представлены линзами, обычно с резкими контактами, монолитных светло-серых и серых пород, состоящими из основной массы новообразованного кварца, халцедона или халцедон-опала, а также редких обломочных зерен кварца с различной степенью сохранности. Интенсивно каолинизированные песчаники, развитые в виде линз, которые, как правило, окаймляют



Фиг. 1. Шарообразные агрегаты пирита, слагающие секущие прожилки в окремненном песчанике (полир. шлиф; увел. 210)

участки окремнения, представляют собой белую породу, состоящую из каолинита и обломочных зерен кварца. При микроскопическом изучении в массе сплошного каолинита отчетливо различимы контуры замещенных зерен полевых шпатов, слюд и других минералов. Пириты из этих зон представлены довольно мелкими рассеянными, редкими тонкокристаллическими ксеноморфными образованиями, размером от тысячных до десятых долей миллиметра. Содержание их в общем объеме породы довольно низкое. Среднее содержание микропримесей в таких пиритах составляет, %: Se 0,12, As 0,39, Co 0,02 и в целом является фоновым и субфоновым (см. таблицу).

В окремненных породах отмечаются субогласные и секущие прожилки мощностью до нескольких миллиметров, сложенные массой мелких (от миллиметра до сотых долей миллиметра) шаровидных агрегатов пирита (фиг. 1).

Для таких прожилков типично отсутствие резких контактов со вмещающей породой и постепенное уменьшение количества и размера пиритовых выделений от центра к периферии. По содержанию микропримесей шаровидные агрегаты пирита близки к фоновым.

В серых силицитизированных породах, состоящих из новообразованного кварца и халцедона, встречаются участки, окрашенные в белый цвет, где в качестве новообразованных минералов кроме халцедона и опала развит каолинит. По контакту таких серых и белых пород развита узкая (до 0,5 см) темно-серая до черной зона пиритизации, для которой характерны тонкодисперсные (первые микрометры) распыленные выделения дисульфидов железа (фиг. 2). Диагностика таких выделений на микрозонде крайне затруднительна из-за их малых размеров. С помощью методов электронной микроскопии установлено, что пириты из этой зонки характеризуются повышенным содержанием селена, кобальта, никеля, урана. Кроме того, здесь развиты микровыделения селенида свинца — клаусталита (PbSe) с высоким (1–5%) содержанием серебра.

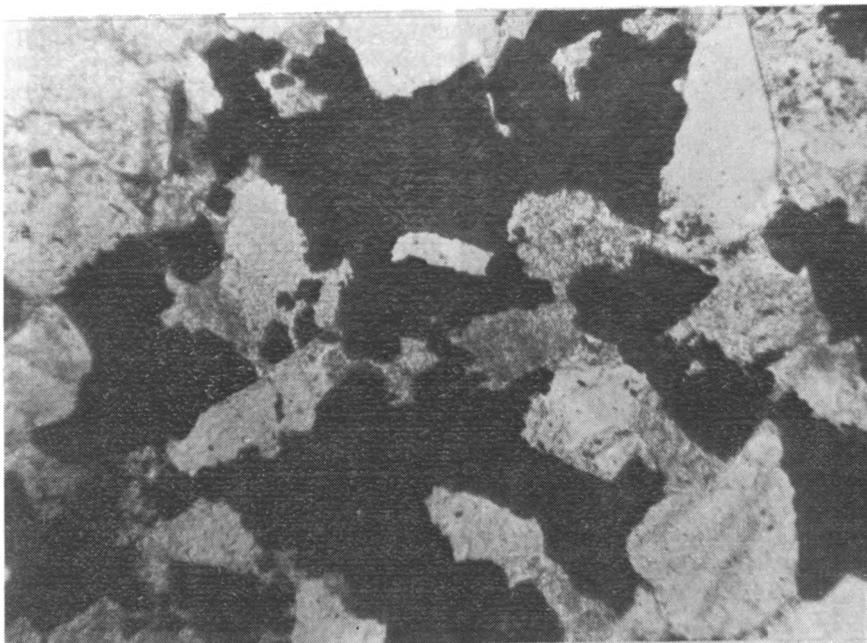
Пириты из зон слабой каолинизации и монтмориллонитизации. Слабокаолинизированные песчаники характеризуются развитием каолинита в основном по глинистой составляющей с образованием островного и пятнистого типа цементации, а также по зернам глауконита и слюд (биотита, мусковита) в виде венчиков, розетковидных и веерообразных образований.



Фиг. 2. Окремнелые (серое) и силицит-каолинизированные (светлое) породы, по контакту которых развита зона пиритизации (черное)

По периферии каолинизированные песчаники переходят в монтмориллонитизированные, в которых основным новообразованным минералом является монтмориллонит (до 30% от объема породы) наряду с различным количеством каолинита, а также гидрослюда (по данным оптического изучения, рентгеноструктурного анализа и электронной микроскопии). Макроскопически монтмориллонитизация, как и каолинизация, выражается в обелении или осветлении пород.

Слабокаолинизированные и монтмориллонитизированные породы характеризуются аномальными концентрациями урана, селена, рения, молибдена, серебра, свинца, редких земель, превышающими в среднем на порядок их фоновые содержания [3]. Для них характерны участки интенсивной пиритизации, в которых новообразованные дисульфиды железа раздвигаются в основном в виде ксеноморфных выделений, часто образуя цемент песчаников. Количество такого пирита достигает 10% и более (фиг. 3) от общего объема породы. Пирит в каолинизированных песчаниках образует желваки и стяжения диаметром до 6 см и более. Наблюдаются также отдельные секущие зонки, обогащенные мелкоагрегатными выделениями пирита. В кавернах и пустотах вмещающей породы развиты мелкие (до 2 мм) кристаллы новообразованного пирита в основном октаэдрической формы. В алевропесчаниках из зон обеления дисульфиды железа развиты в виде мелких прожилков и сферолитов. В целом в зонах слабой каолинизации и монтмориллонитизации содержание пирита в среднем составляет 2–4% от объема породы. В то же время содержание диагенетических пиритов в рассматриваемых



Фиг. 3. Ксеноморфные и кубические выделения пирита, образующего цемент песчаника (прозрач. шлиф; увел. 270; ник. л)

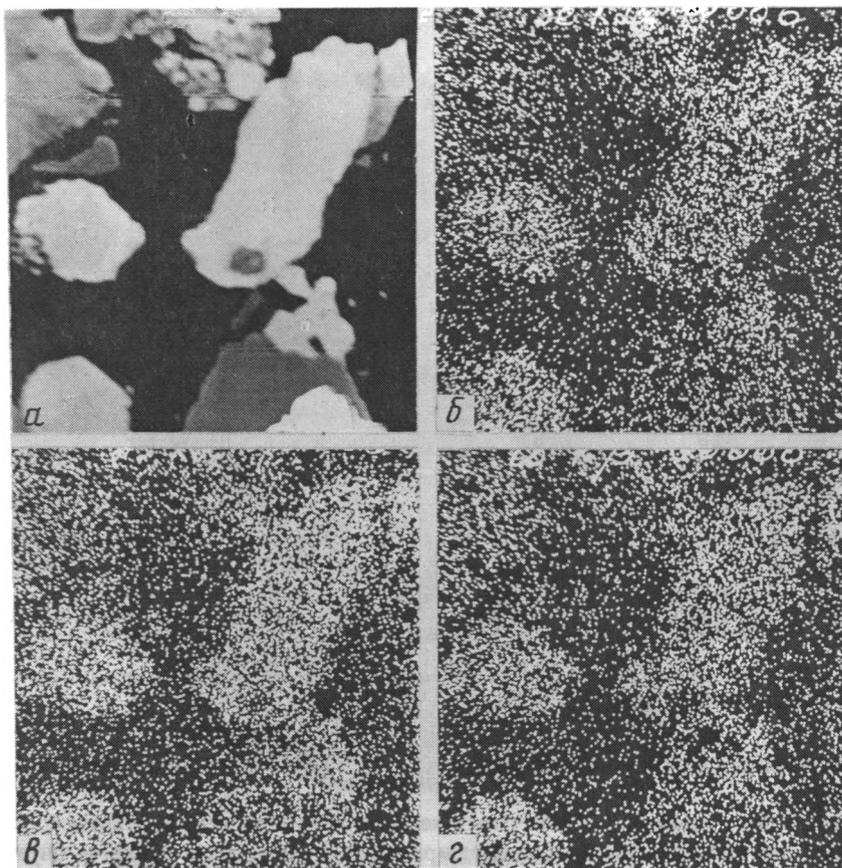
прибрежно-морских отложениях довольно низкое и не превышает десятых долей процента.

С целью получения более детальных характеристик пирита из слабокаолинизированных песчаников были проанализированы: 1) крупные сростки пирита из участков цементации, в которых количество дисульфидов железа достигает 10% и более; 2) мелкоагрегатные выделения пирита кубической и октаэдрической форм из участков, в которых количество дисульфидов железа не превышает 2–3%; 3) пирит из зон монтмориллонитизации и гидрослюдизации с содержанием дисульфидов железа 2–3% от объема породы.

Полученные данные (см. таблицу) убедительно показывают, что для пиритов зон слабой каолинизации и монтмориллонитизации по сравнению с диагенетическими пиритами характерно повышенное (на порядок) среднее содержание селена, в меньшей степени мышьяка. Отмечается довольно большая дисперсия в содержаниях мышьяка и селена. Следует при этом подчеркнуть, что аномальные концентрации элементов-примесей характерны в основном для пиритов из участков с небольшой (до 2–3%) степенью общей пиритизации. При общем сканировании выделяются как отдельные мелкие зерна пирита с повышенным содержанием селена, мышьяка, кобальта, урана (фиг. 4), так и части зерен и точечные включения, обогащенные селеном до 8,11% и мышьяком до 3,36%, а также ураном до 0,026 и кобальтом до 0,49%. Высокая дисперсия (см. таблицу) показывает, что выборка пиритов из данных пород геохимически неоднородна. Какая-либо закономерность в распределении аномальных концентраций элементов-примесей в этих дисульфидах железа отсутствует.

Вместе с тем в пробах с содержанием пирита около 10% при наличии отдельных зерен и участков зерен с повышенными содержаниями селена (до 1,27%) и других микроэлементов общий уровень концентрации микропримесей близок к фоновому (см. таблицу).

Полученные нами результаты показывают, что образование эпигенетических пиритов в аргиллизированных (окремнелых, каолинизированных и карбонатизи-



Фиг. 4. Характер распределения элементов в селенисто-мышьяковистом пирите (1 × 1 мм). На снимке в электронах отрицательной модуляции пирит белый (а), распределение Se (б), As (в), Co (г)

рованных) породах проходило в две стадии, причем в позднюю стадию, с которой связана основная масса новообразованного пирита (в том числе и пирит в карбонатизированных песчаниках), формировались дисульфиды железа с субфоновыми содержаниями элементов-примесей (см. таблицу).

* * *

Таким образом, анализ приведенных результатов позволяет сделать выводы, что содержания элементов-примесей как в пиритах из сероцветных неизмененных песчаников независимо от их фациальной принадлежности, так и в пиритах из рудных тел (на выклинивании зоны пластового окисления) близки к собственным им фоновым концентрациям и отличаются незначительной дисперсией. Субфоновые или более низкие содержания микропримесей характерны также для основной массы эпигенетических пиритов из измененных пород — окремненных, интенсивно каолинизированных и карбонатизированных песчаников (см. таблицу). На этом фоне резко выделяются пириты из зоны слабой каолинизации и монтмориллонитизации, для которых характерны повышенные содержания селена, мышьяка, кобальта и ряда других элементов.

По данным ряда исследователей, отношение серы к селену в сульфиде может

служить одним из индикаторов их экзогенного или эндогенного генезиса. Так, по результатам исследований В. Гольдшмита и Л. Шрока [16] величина S/Se в пиритах гидротермального происхождения в 10–20 раз более, чем в диагенетических пиритах. Кэршен [13], исследуя дисульфиды железа различного происхождения, пришел к выводу, что содержание селена в диагенетических пиритах из осадочных пород в 20–30 раз меньше, чем в пиритах, имеющих гидротермальную природу. Такое соотношение содержания серы и селена в пиритах, имеющих различный генезис, подтверждается и данными других авторов [14].

Полученные нами величины S/Se в пиритах из слабоолигитизированных и монтмориллонитизированных песчаников почти на порядок больше, чем в пиритах из неизмененных пород. Формирование таких специфических пиритов, обогащенных Se, As, Co, наиболее вероятно связано с ранней (кислотного выщелачивания) стадией гидротермального процесса. Образование основной массы новообразованного пирита, развитого, в частности, в виде цемента песчаников, происходило в более позднюю (щелочную) стадию.

Список литературы

1. *Васильева Э.Г., Шмариович Е.М., Щеточкин В.Н. и др.* Роль сульфидов железа в осаждении урана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 7. С. 90–101.
2. *Булатов С.Г., Щеточкин В.Н.* Минералого-геохимические особенности уранового оруденения, наложенного на окисленные породы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 6. С. 38–52.
3. *Винокуров С.Ф., Меньшиков В.В., Синемкий Л.А.* Шаровидный самородный селен как индикатор проявления гидротермальных процессов на гидрогенных комплексных месторождениях // Докл. АН СССР. 1990. Т. 313, № 2. С. 430–433.
4. *Евсеева Л.И., Перельман А.И.* Геохимия урана в зоне гипергенеза. М.: Атомиздат, 1962. С. 228.
5. *Каширцева М.Ф.* Методы изучения эпигенетических изменений в рыхлых осадочных породах. М.: Наука, 1970. 152 с.
6. *Кондратьева И.А.* Строение окислительной рудоконтролирующей зональности пластовых инфильтрационных урановых месторождений // Генезис редкометаллических и свинцово-цинковых стратиформных месторождений. М.: Наука, 1986. С. 199–213.
7. *Лисицин А.К.* Соотношение окислительно-восстановительных равновесий урана и железа в пластовых водоносных горизонтах // Геология руд. месторождений. 1968. № 10. С. 77–86.
8. *Лисицин А.К.* Гидрогеохимия рудообразования. М.: Наука, 1975. 230 с.
9. *Расулова С.Д., Яшунский Ю.В.* Роль эпигенетической пиритизации в формировании уранового оруденения на инфильтрационных месторождениях // Литология и полез. ископаемые. 1988. № 6. С. 1001–1012.
10. *Сидельникова В.Д.* Некоторые вопросы водной миграции селена в пустынях // Очерки геохимии эндогенных и гипергенных процессов. М.: Наука, 1966. С. 246–251.
11. *Шмариович Е.М.* Концентрации редких элементов, связанные с кислородной пластовой зональностью водоносных горизонтов // Состояние и задачи советской литологии. Т. II. М.: Наука, 1970. С. 180–190.
12. *Яшунский Ю.В.* Аутигенные минеральные включения в обломочных слюдах // Литология и полез. ископаемые. 1990. № 6. С. 33–43.
13. *Carstens C.W.* Zur Geochemie einiger norwegischen Kiesvorkommen // K. norske vidensk. selsk. Forh. 1941. V. 14. P. 36–39.
14. *Coleman R.G., Delevaux M.* Occurrence of selenium in sulfides from some sedimentary rocks of the Western United States // Econ. Geol. 1957. V. 52. № 10. P. 427–499.
15. *Edwards A.B., Carlos G.C.* The selenium content of some Australian sulfide deposits // Australian Inst. Min. Metallurgy Proc. 1954. № 172. P. 34–64.
16. *Goldschmidt V.M., Strock L.W.* Zur Geochemie des Selens // Gesell. wiss. Gottingen Math-Phys. 1935. K. 1. Fachgruppe IV. B. 1. № 11. P. 123–142.
17. *Granger H.C., Warren C.A.* Unstable sulfur compounds and the origin of roll-type uranium deposits // Econ. Geol. 1969. V. 64. № 2. P. 160–171.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

Поступила в редакцию
5.III.1991

УДК 551.247.1

© 1992 Байков А.А., Седлецкий В.И.

О СКОРОСТИ РОСТА СОЛЯНЫХ СТРУКТУР

На примере солянокупольной области, охватывающей мегантиклиналь Юго-Западного Гиссара и Афгано-Таджикскую впадину, рассчитаны скорости роста соляных диапиров, поступление масс солей на дневную поверхность за единицу времени.

Скорости протекания различных геологических процессов привлекают внимание исследователей постоянно. Например, в седиментологии совсем недавно принята единица скорости накопления современных и древних осадков – 1Б, размерность которой – 1 мм/1000 лет. Однако возможности более или менее достоверных численных определений этого важнейшего параметра, как правило, ограничены, поэтому и оценки имеют обычно лишь качественный характер. Скорости постседиментационных геологических процессов практически вообще не оцениваются. К таким процессам относится и широко распространенный соляной тектогенез.

Следует сразу же отметить, что рост соляных структур происходит, как известно, вследствие взаимодействия ряда факторов: литологического (требуется наличие соляной формации, причем толща каменной соли должна быть достаточно мощной и чистой, не "армированной" пропластками нерастворимых образований); тектонического (проявление подсолевых разломов и подвижек блок-ступеней подсолевого субстрата); гравитационного (наличие мощной покрывающей толщи, причем чем контрастнее распределение массы перекрывающих пород, тем выразительнее проявление соляного тектогенеза).

В частном случае гравитационная контрастность может быть следствием очень глубоких линейных эрозионных врезов. Совместное действие этих факторов и приводит к необычному эффекту – соляной тектонике, фиксируемой в виде различных по морфологии и размерам соляных структур. Нами сделана попытка оценить скорость их роста, а также скорости "солеизвержения" – способа мобилизации пластичного вещества, поступающего из глубоко залегающих горизонтов осадочного чехла на дневную поверхность, на примере Юго-Восточной Туркмении и Таджикистана. Здесь выделяется крупная солянокупольная область, охватывающая южную часть Туранской плиты, эпиплатформенные дислокации Юго-Западного Гиссара и Афгано-Таджикской впадины [9]. Возникновение соляных структур в пределах этой тектонически гетерогенной области связано с деформациями толщи солей верхнеюрского возраста в процессе альпийского орогенеза [2, 13 и др.].

Так как во многих регионах мира к солянокупольным структурам приурочены крупнейшие месторождения углеводородов, самородной серы и других полезных ископаемых, это обстоятельство предопределяет постоянный интерес к изучению механизма соляной тектоники и особенностей его динамики.

В Прикаспийской впадине, районе Голф-Коста, Северо-Германской, Днепровско-Донецкой впадинах и других солянокупольных областях мира установлена важная закономерность роста соляных структур, заключающаяся в том, что наиболее интенсивные подъемы соляных ядер происходили скачкообразно, совпадая с региональными тектоническими фазами [3, 12, 18 и др.]. Юго-Западный Гиссар

является альпийским горно-складчатым сооружением, где наряду с собственно тектоническими формами — системой субмеридиональных ярко выраженных антиклиналей и синклиналей, образующих мегантиклиналь, развиты и соляные складки различного типа. Они характерны также для альпийской Афгано-Таджикской впадины. В связи с многократными подвижками неогенового периода и точной их датировкой на примере некоторых складок Юго-Западного Гиссара и Афгано-Таджикской впадины представляется возможным показать соотношение во времени складкообразовательных движений и непосредственно соляной тектоники, рассчитать скорость роста соляного ядра складок.

МЕГАНТИКЛИНАЛЬ ЮГО-ЗАПАДНОГО ГИССАРА

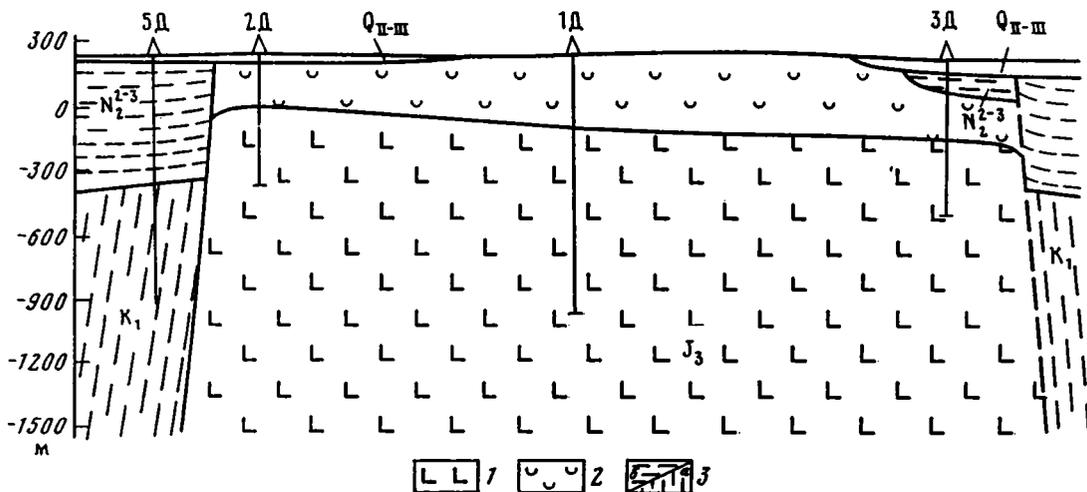
Разрез мегантиклинали расчленяется на три структурных этажа. Нижний этаж, охватывающий породы докембрия — палеозоя (герцинский фундамент), выходит на дневную поверхность в ядрах складок северной части мегантиклинали, а также в ядре Кугитангтауской складки. Средний этаж слагают три литолого-стратиграфических комплекса, соответствующих платформенному этапу (триас — олигоцен): подсолевой (алевролиты, глины, песчаники, известняки, 1000—1400 м), соленосный (600—800 м) и надсолевой (преимущественно глины, алевролиты и песчаники, 3000—3500 м). Соленосный комплекс представлен ангидритами (160—420 м) и каменной солью с пластами калийных солей (гаурдакская свита, кимеридж — титон). Мощность соляного разреза достигает 410 м, но к югу и западу в направлении погружения складчатых структур она возрастает до 800 м и более. В 300—350 м от подошвы надсолевого комплекса локально распространена нижнемеловая толща каменной соли (до 120 м), относящаяся к альмурадской свите [14], однако самостоятельных форм соляной тектоники она не образует.

Соответствующий верхнему структурному этажу олигоцен-неоген-четвертичный терригенный комплекс, накопившийся в обстановке резкой тектонической активизации региона, распространен в глубоких синклиналях и по периферии мегантиклинали, где его мощность колеблется от 2000 до 3000 м. Расчленение этого комплекса на свиты и толщи [17], уточнение характера их залегания и возраста [7, 8] позволили в ряде случаев датировать время формирования отдельных несоляных складок и структур, возникших вследствие соляного тектогенеза.

Процессы и конкретные проявления соляной тектоники в пределах мегантиклинали Юго-Западного Гиссара описаны многими исследователями. Однако вопрос о продолжительности роста соляных структур практически не рассматривался. Длительное время существовало мнение, что соляные складки распространены здесь очень широко. В частности, к ним относится Репетекская группа соляных антиклиналей и диапиров, происхождение которых объясняется гравитационным фактором [10, 11]. Авторы этой гипотезы связывают рост соляных складок с очень глубоким (до 1000 м) среднеплиоценовым размывом праАмударьей надсолевыми породами вдоль Репетек-Келифского разлома. По мнению Н.М. Радюкевича, соляные складки Репетекской зоны сформировались к началу заполнения эрозионного вреза аллювием Амударьи.

Исследованиями последних двух десятилетий установлено, что соляная тектоника имеет здесь гораздо меньшие масштабы, чем предполагалось, а соляные структуры вне связи с деформациями подсолевого комплекса отсутствуют [9, 13]. Солевые осложнения наблюдаются только у структур, связанных с крупными зонами герцинских разломов, которые испытали новейшую активизацию. Наиболее изучены Донгузыртский диапир, Кызылхоразская и Актагская антиклинальные складки, осложненные солью.

Донгузыртский соляной диапир образовался в зоне Репетек-Келифского глубинного разлома, характеризующейся многочисленными и очень активными проявлениями соляной тектоники в пределах Юго-Западного Гиссара и Туранской



Фиг. 1. Геологический разрез Донгузсыртского диапира

1 – каменная соль; 2 – гипсы (кепрок); 3 – условия залегания отложений (а – нижнемеловые, б – плиоценовые)

плиты. В ядре диапира сохранился останец сложнодислоцированных гипсов с прослоем плитчатого известняка. Он возвышается над поверхностью равнины, сложенной среднеплиоценовыми – современными осадками Амударьи [2, 16]. Под гипсами, которые принято относить к кимеридж-титону, хотя фактически это кепрок, на глубине до 406 м вскрыта каменная соль. Такие гипсы обнажаются в ядре Келифского и Шальгеричбабинского диапиров (последний из них расположен на территории Туранской плиты), что позволяет определить высоту соляного штока этих структур, равную 2500–3000 м [1].

Северо-западная часть Донгузсыртского диапира изучена при поисках самородной серы профилем скважин 5Д, 2Д, 1Д, 3Д, ориентированным параллельно Репетек-Келифскому разлому [5, 6]. Здесь скв. 5Д (фиг. 1) вблизи останца гипсов под средне-верхнечетвертичными песками (40 м) до глубины 610 м пересечены горизонтально залегающие серые, желто-серые пески и алевроиты с прослоями голубовато-серых и красновато-коричневых глин, относящиеся к среднему – верхнему плиоцену. Ниже залегают коричневые глины, алевролиты, песчаники с прослоями гипса и доломита (валанжин – готерив), имеющие наклон 75–80°. Подобное соотношение средне-верхнеплиоценовой толщи мощностью 718 м и подстилающих ее нижнемеловых красноцветов установлено скважиной 4Д в южной части диапира. Эта толща выполняет глубоко врезанную в отложения раннего неогена, палеогена и мезозоя Ербент-Репетекскую погребенную долину. В ядре диапира на гипсах кепрока лежат алевроиты и глины (скв. 3Д), характерные для низов плиоценового разреза скв. 5Д. Но подошва их располагается на 470 м выше западной части профиля.

Таким образом, Донгузсыртский диапир представляется структурой со сложной историей развития. Очень глубокому эрозионному врезу долины праАмударьи, возникшему скорее всего в самом начале среднего плиоцена, предшествовало резкое оживление Донгузсырт-Репетекского разлома, связанное с тектоническими подвижками, которые охватили огромные пространства Средней Азии, включая Юго-Западный Гиссар и Афгано-Таджикскую впадину. Одновременно очень резко изменился базис эрозии бассейнов рек, впадающих в Каспийское море. Вдоль разлома возникла цепь узких антиклиналей, формирующихся в над- и подсолевом комплексе [1].

На участках наиболее высокой динамической активности разлома каменная

соль оказалась переведенной в пластическое состояние и устремилась вверх, прорвав на Донгузсыртской складке, очевидно полностью, досреднеплиоценовый комплекс пород. Об этом свидетельствует крутое залегание меловых толщ ниже уровня среднеплиоценового вреза и на других соляных структурах Туранской плиты. К началу заполнения эрозионного вреза осадками в ядре диапира сформировался гипсовый кепрок.

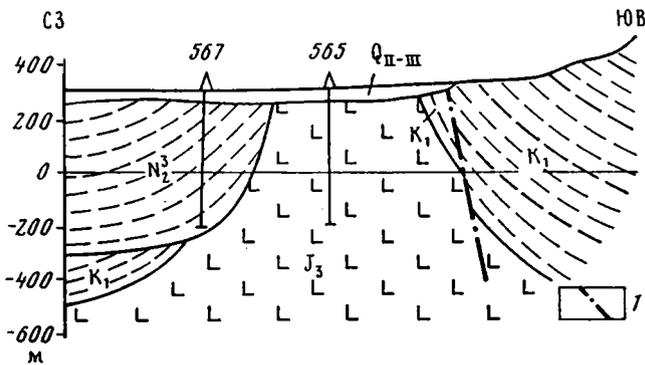
В плиоцене рост штока не происходил. Прорыв слабоуплотненных отложений плиоцена совершился на рубеже неогеновой и четвертичной эпох или, скорее всего, в предсреднеплейстоценовое время. Гипсы кепрока и лежащие на них плиоценовые глины и алевроиты оказались выведенными на дневную поверхность, а затем почти полностью перекрыты аллювием Амударьи. Прирост соляного штока превысил 618 м [5, 6]. Очевидно, строение и характер развития Келифского и Шальгеричбабинского диапиров близки Донгузсыртскому.

Приведенный материал свидетельствует о том, что в формировании Донгузсыртского диапира четко выделяются два этапа: досреднеплиоценовый и постплиоценовый (досреднечетвертичный). Для определения скорости роста соляного ядра на каждом этапе необходимо определить высоту столба соли, соответствующего собственно солевой фазе роста структуры, и продолжительность этого процесса.

Для досреднеплиоценового этапа указанные параметры определены следующим образом. Учитывая особенности антиклинальных складок и соляных структур Юго-Западного Гиссара, можно предположить, что соляной шток Донгузсыртского диапира развивался, скорее всего, в сводовой части антиклинальной структуры, связанной с Репетек-Келифским разломом. В Юго-Западном Гиссаре амплитуда антиклинальных складок такого типа не превышает 200–400 м, только у Кундальянградской складки она достигла 800 м [7]. Эти цифры (200–800 м) и принимаются нами как предполагаемая высота Донгузсыртской антиклинали — предшественника соляного диапира. Мощность надсолевых отложений с учетом минимальной мощности (до 1000 м) миоценовых и нижнеплиоценовых образований составляет 4000–4500 м, но около 700 м этого разреза размыто в предсреднеплиоценовое время праАмударьей. Следовательно, досреднеплиоценовый шток соли имел высоту 2800–3100 м. Определение продолжительности роста штока соли является более сложной задачей, так как пока нет фактов, однозначно свидетельствующих о том, что он сформировался одноактно. Тектонические подвижки Юго-Западного Гиссара установлены в позднем миоцене (в предтандырчинское время), на рубеже среднего — верхнего сармата [7]. Поэтому не исключается, что рост Донгузсыртского диапира на досреднеплиоценовом этапе происходил в две фазы: предверхнесарматскую и собственно досреднеплиоценовую. Максимальная продолжительность двух фаз (верхний сармат — нижний плиоцен, если считать, что соль выжималась непрерывно) — порядка 7 млн лет. Минимальная скорость роста диапира составит 3100 м: 7 млн лет, т.е. приблизительно 440 мм/1000 лет. Если считать, что соляной шток сформировался в одну фазу (предсреднеплиоценовую), время его роста не более 1 млн лет, а скорость роста, являющаяся в этом случае максимальной, достигает 3100 м: 1 млн лет = 3100 мм/1000 лет.

На постплиоценовом этапе прирост соляного штока, прорвавшего средне-верхнеплиоценовые отложения праАмударьи, превысил 618 м. Так как гипсы кепрока перекрыты средне-верхнечетвертичными аллювиальными песками, можно предположить, что Донгузсыртский диапир окончательно сформировался в раннечетвертичное время, т.е. на протяжении 0,69 млн лет, по датировке продолжительности этого века С.Л. Афанасьевым [4]. Следовательно, скорость роста диапира на втором этапе составляла 618 м: 0,69 млн лет = 900 мм/1000 лет.

Актагская брахиантиклиналь, осложненная соляной тектоникой, образовалась в зоне Восточно-Кугитанского разлома. Восточная переклиналь и крутое (до 70°) северное крыло складки почти полностью скрыты под средне-верхне-



Фиг. 2. Геологический разрез Актагской соляной складки
 I – разрывные нарушения. Остальные условные обозначения см. на фиг. 1

четвертичной толщей. В южном крыле пласты имеют наклон от 30 до 60°. В области узкого гребневидного свода, осложненного соляным наплывом, под средне-верхнечетвертичные отложения выведена соляная толща кимеридж-титона. Северное крыло складки слагают нижнемеловые красноцветы и неогеновые отложения, последние установлены скв. 567 (фиг. 2). Эта скважина глубиной 500 м не вышла из отложений акчагыла, имеющих наклон 40–50°. Они залегают, по-видимому, на соляной толще юры или на нижнемеловых породах. Углы наклона северного крыла по мезозойским горизонтам, вскрытым вблизи скв. 567, существенно увеличиваются по сравнению с верхнеплиоценовыми горизонтами, что может свидетельствовать об угловом несогласии между ними. Круто наклонные пласты конгломератов акчагыла – апшерона обнажаются в пределах складки и на дневной поверхности.

Морфология Актагской складки и характер залегания верхнеплиоценовых отложений свидетельствуют о том, что к началу среднеплиоценового времени эта складка, как и Донгузсыртский диапир, была выражена достаточно четко. Последующий очень быстрый рост структуры, главным образом как соляной дислокации, произошел в послеплиоценовое время, вследствие чего средне-верхнеплиоценовая толща приобрела значительный наклон. Затем свод Актагской складки был срезан до соляного ядра и перекрыт горизонтально лежащей толщей средне-верхнечетвертичных галечников. Следовательно, формирование актагской складки как соляной структуры ограничивается интервалом времени конец плиоцена – средний плейстоцен. Прирост соляного ядра к среднему плейстоцену составил не менее 500–600 м. Скорость роста соляного ядра 500–600 м: 0,69 млн лет равняется 720–870 мм/1000 лет.

Таким образом, на Донгузсыртском диапире и Актагской осложненной солью складке, которую также следует относить к структурам диапирового типа, вертикальное перемещение массы солей в предсреднеплейстоценовое время происходило практически с одинаковой скоростью – 720–900 мм/1000 лет. Очевидно, важнейшей причиной этого являлась тектоническая: обе складки связаны с зонами разломов южной, наиболее погруженной части мегантиклинали Юго-Западного Гиссара, характеризующейся примерно одинаковой тектонической напряженностью.

АФГАНО-ТАДЖИКСКАЯ ВПАДИНА

Уникальные материалы для расчетов скорости роста соляных структур имеются по Афгано-Таджикской впадине. Строение осадочного чехла впадины принципиально не отличается от мегантиклинали Юго-Западного Гиссара. Но в пределах

впадины, за исключением ее прибортовых частей, полные разрезы верхнеюрских и меловых отложений бурением не вскрыты. Мощность надсолевой толщи оценивается в 4500–5000 м, из них только меловые образования составляют около 2000 м. Здесь давно известны соляные структуры Кулябской мегасинклинали: Саят, Ходжамумын, Южный Пушион, Ходжасартис и др., описанные многими исследователями [9 и др.].

Соляные купола Кулябской мегасинклинали располагаются на оси линейно вытянутых в северо-восточном направлении узких антиклинальных зон, сопровождающихся обычно крупными разрывными нарушениями. Морфологический тип этих соляных структур имеет следующие специфические признаки: высокий (несколько километров) и узкий соляной шток, прорезающий по зоне разрывного нарушения всю толщу надсолевых пород; грибообразная форма верхней части соляного массива, выведенного на дневную поверхность или находящегося на небольшой глубине; относительно небольшая (десятки метров) мощность кепрока, сложенного преимущественно гипсом и ангидритом. В формировании Кулябских структур наряду с верхнеюрской, по-видимому, приняла участие и нижнемеловая галогенная толща [15]. Соляные выходы образуют положительные формы рельефа – крупные куполообразные, округлые в плане поднятия в долине рек Яхсу и Казылсу. Одним из таких поднятий является соляная гора Ходжамумын, возвышающаяся над речной долиной на 880 м при абс. высоте 1334 м. Купол Ходжасартис имеет относительное превышение над равниной около 400 м. По высоте подъема соляных штоков над современной эрозионной поверхностью Кулябские купола принадлежат к числу самых значительных в мире. Образование соляными массивами более крупных положительных форм рельефа отмечается для солянокупольных областей Ирана (гора Ку-и-Намак) и побережья Мертвого моря (гора Джебель-Уздум).

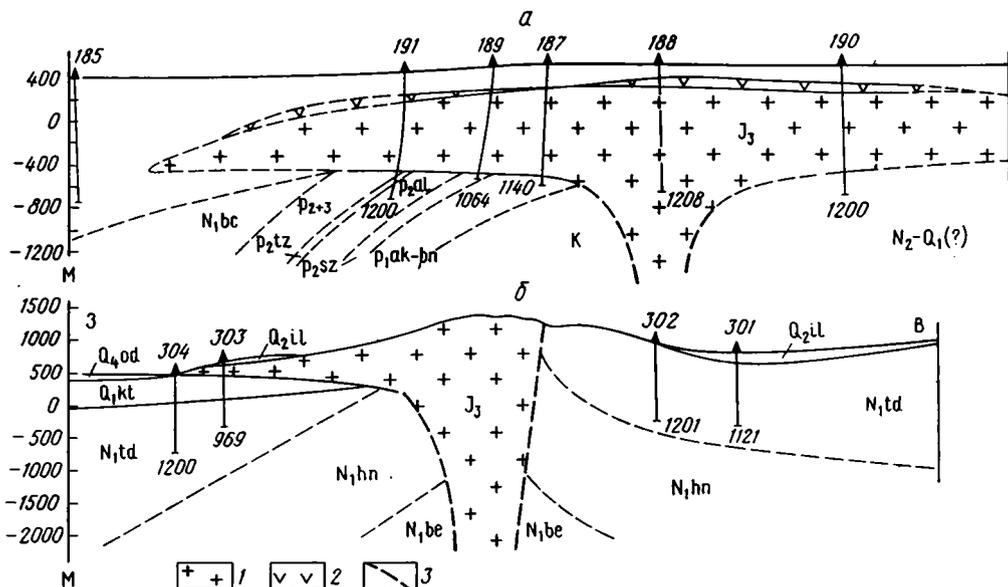
Своеобразная грибовидная форма верхней части соляных массивов, свойственная Кулябским структурам, возникла в результате растекания соли в местах выходов ее на поверхность. Мощность образующегося при этом соляного покрова может достигать многих сотен метров, а расстояние от его края до центрального штока составляет обычно несколько километров. Расплывшаяся масса соли перекрывает отложения самого различного возраста – от нижнечетвертичных до палеогеновых. Это позволяет рассчитать не только скорости роста соляного диапира, но и массу каменной соли, поступавшей за определенный интервал времени на дневную поверхность.

Имеющиеся данные о высоте соляного штока диапиров Кулябской группы сводятся к следующему.

На Саятской структуре (фиг. 3, а), в ее западной части, под соляным грибом, перекрытым среднечетвертичными образованиями буровыми скважинами вскрыты отложения среднего и нижнего палеогена, имеющие наклон до 45° . В восточной части соль залегает на образованиях, достаточно условно датированных как плиоценовые – раннечетвертичные. Это позволяет оценить высоту соляного штока примерно в 2000 м.

На Ходжамумынском диапире (см. фиг. 3, б) соляной наплыв перекрывает нижнечетвертичную кулябскую свиту, под которой вскрыты отложения тавильдаринской свиты (верхний миоцен – нижний плиоцен?). Высота соляного штока до основания соляного наплыва, как и на Саятском диапире, также перекрытого среднечетвертичными осадками, не менее 4500–5000 м.

Подобно соляным диапирам Репетек-Келифского разлома Юго-Восточной Туркмении, рост Ходжамумынского и Саятского диапиров, скорее всего, не был одноэтапным. Отсутствие средне-верхнеплиоценовых отложений не позволяет судить об этом однозначно. Интервал времени роста соляного штока определяется как послетавильдаринский (скорее всего предсреднеплиоценовый) – предсреднечетвертичный, о чем свидетельствует наличие в пределах соляных структур мощных отложений миоцена (больджуанской, хингоуской и тавильдаринской



Фиг. 3. Геологические разрезы соляных структур Кулябской группы (а – Саятский диапир; б – Ходжамумынский диапир)
1 – каменная соль; 2 – гипсы (кепрок); 3 – тектонические контакты

свет), установленных бурением. Если считать рост штока солей кулябских диапиров непрерывным, что противоречит имеющимся фактам о процессах формирования соляных структур, максимальное время их формирования (средний плиоцен – ранний плейстоцен) составляет 3,47 млн лет. Следовательно, минимальная скорость роста соляного штока Ходжамумынского диапира составляет 5000 м: 3,47 млн лет = 1440 мм/1000 лет, Саятского диапира – 2000 м: 3,47 млн лет = 600 мм/1000 лет. Если считать, что Ходжамумынский и Саятский диапиры возникли на рубеже нижний – средний плейстоцен, то максимальная скорость роста их соляных штоков, причем явно заниженная, составит соответственно 5000 м: 0,69 млн лет = 7200 мм/1000 лет и 2000 м: 0,69 млн лет = 3000 мм/1000 лет.

Морфологические особенности Саятского и Ходжамумынского диапиров, взаимоотношения наплыва солей с четвертичными подстилающими и перекрывающимися осадками, как уже говорилось, позволяют рассчитать массу каменной соли, поступившей на дневную поверхность, и количество соли, "извергшейся" за какой-то интервал времени, например в течение года или 1000 лет.

Объем солей в наплыве Саятского диапира рассчитан по формуле усеченного конуса: $V = \frac{1}{3} \pi h (r_1^2 + r_1 r_2 + r_2^2)$, где h – высота соляного наплыва, равная

900 м; r_1 – большой радиус наплыва, равный 4,5 км; r_2 – меньший радиус наплыва, равный 3,0 км. $V_{\text{сол.наплыва}} = \frac{1}{3} \cdot 3,14 \cdot 0,9 (4,5^2 + 4,5 \cdot 3,0 + 3^2) = 39,66 \text{ км}^3$. При объемной массе каменной соли около 2 г/см³ масса соли в соляном грибе Саятского диапира составляет 79 320 млн т. Фактически ее было намного больше, о чем свидетельствует кепрок мощностью в несколько десятков метров. Считая, что соляной наплыв сформировался в течение раннечетвертичного времени (т.е. за 0,69 млн лет), получаем минимальную цифру поступления соли на дневную поверхность: 79 320 млн т: 690 000 лет = 115 000 т/год, или 115 млн т/1000 лет.

Соляной наплыв Ходжамумынского диапира по форме скорее всего близок половине конуса, так как в восточной части структуры растеканию солей, по-видимому, препятствовал барьер, сложенный породами тавильдаринской свиты. Поэтому объем солей наплыва рассчитан по формуле половины объема конуса: $V =$

$= (\frac{1}{3} \pi r^2 h)$: 2, где h — высота наплыва, равная 1000 м; r — радиус наплыва, равный 5000 м. Тогда $V_{\text{сол.наплыва}} = (\frac{1}{3} \cdot 3,14 \cdot 25 \cdot 1) : 2 = 13,8 \text{ км}^3$, масса соли — 26160 млн т, время формирования, как и Саятского диапира, — 0,69 млн лет. Следовательно, на Ходжамумынском диапире в течение года на дневную поверхность поступало 26160 млн т : 0,69 млн лет = 38000 т каменной соли, или 38 млн т за 1000 лет.

Для Саятского диапира можно подсчитать массу солей, которая наращивала шток за определенный интервал времени. Расчеты удобно вести для 1 года или 1000 лет. Диаметр соляного штока, по крайней мере в его верхней части, не более расстояния между скв. 187 и 190, т.е. 2,5 км (см. фиг. 3, а). Высота подъема соли за 1000 лет составляла от 600 до 3000 мм. Расчеты показывают, что если скорость роста соляного штока 600 мм/1000 лет, то за это время прирост массы солей составляет 6,25 млн т или 6250 т/год. Если скорость роста достигала 3000 мм/1000 лет, то прирост массы солей составляет 31,25 млн т/1000 лет, или 31250 т/год. При сравнении этих цифр с годовыми массами соли, наращивающими соляной гриб диапира (115 млн т/1000 лет, или 115 000 т/год), следует, что они оказались соответственно в 20 и в 4 раза меньшими. Расхождения могут иметь следующие причины: во-первых, нагнетание солей в шток диапира до прорыва им вскрышных пород должно быть гораздо более медленным по сравнению с "излиянием" соли на дневную поверхность, протекающим беспрепятственно; во-вторых, методика расчета скорости роста соляных штоков допускает возможность того, что рост штоков происходил значительно быстрее.

1. Приведенные расчеты и полученные цифры скоростей роста соляных штоков и соляных тел на дневной поверхности вряд ли могут механически переноситься на соляные структуры других регионов без учета их особенностей. Наши данные базируются на геологических особенностях области мощнейшей неоген-четвертичной активизации, в пределах которой соляной тектогенез ограничен узким интервалом времени — от рубежа ранний — средний плиоцен до рубежа ранний — средний плейстоцен. Подходя с осторожностью к имеющимся фактам, мы считаем, что скорости роста соляных штоков и массы солей, поступающих в соляные наплывы за единицу времени, занижены. Это надо учитывать при дальнейших исследованиях в данном направлении и сравнении получаемых результатов. Наиболее объективными следует признать цифры скоростей роста штоков солей, прирост которых произошел в предсреднеплейстоценовое время на Донгузсыртском диапире и Актагской структуре. Они составляли соответственно 900 м/1000 лет и 720–870 мм/1000 лет, т.е. оказались почти равными. Скорости роста штоков соли среднеплиоценовой — раннеплейстоценовой (?) (досреднеплейстоценовой) активизации могут колебаться, по нашим расчетам, от 600–1440 до 3000–7200 мм/1000 лет и более.

Фактически принятая методика дает нижний предел скорости роста соляных структур и масс солей, поступающих на дневную поверхность за единицу времени. Так как описанные явления имеют дискретный характер, верхний предел их скорости остается неизвестным. Для его определения требуются иные подходы.

2. Поступление огромных масс легко растворимых солей на дневную поверхность (38–115 млн т/1000 лет) не может не повлиять на процессы седиментации в солянокупольных регионах даже аридного климата, где массовому растворению солей препятствует недостаток влаги. Однако до сих пор на эту возможность внимания не обращалось.

3. Интереснейшую информацию о скоростях роста соляных структур могут содержать кепроки, запирающие соляной шток диапиров. Особенности кепроков позволяют предполагать, что эти образования по скорости роста должны быть синхронизированы с соляным штоком, в результате растворения солей которого кепрок формируется. Важнейшим элементом расчетов в этом случае кроме мощности кепрока является содержание нерастворимого остатка в солях. Сопоставление скоростей роста соляных штоков и кепроков представляется совершенно

необходимым, так как позволит, по нашему мнению, повысить объективность получаемых данных.

4. Нам представляется, что единица скорости подвижек (положительных и отрицательных) любых тектонических структур – 1 мм/1000 лет, как это принято и в седиментологии, должна иметь собственное название. Поэтому мы предлагаем в честь акад. Н.С. Шатского именовать ее Шатский, или сокращенно 1Ш.

Список литературы

1. *Айзберг Р.Е., Амурский Г.И., Барташевич О.В.* и др. Геология и нефтегазоносность Восточной Туркмении. М.: Недра, 1966. 291 с.
2. *Айзберг Р.Е., Камышев Н.Н.* О солянокупольных поднятиях Юго-Восточных Каракумов и возрасте слагающих их отложений // Геология нефти и газа. 1960. № 6. С. 26–30.
3. *Айзенштадт Г.Е.-А., Горфункель М.В.* Тектоника и нефтегазоносность Прикаспийской и Северо-Германской впадин. М.: Недра, 1965, 156 с.
4. *Афанасьев С.Л.* Геохронологическая шкала фанерозоя и проблема геологического времени. М.: Недра, 1987. С. 144.
5. *Байков А.А.* Новые данные о соляной тектонике Юго-Западного Гиссара // Докл. АН СССР. 1981. Т. 256. № 3. С. 654–657.
6. *Байков А.А.* О времени проявления соляной тектоники в Юго-Западном Гиссаре // Новые данные по геологии, геохимии, подземным водам и полезным ископаемым соленосных бассейнов. Новосибирск: Наука, 1982. С. 135–141.
7. *Байков А.А., Беркелиев К.П., Жданов Б.П.* и др. Геология и полезные ископаемые Гаурдак-Кугитангского района Туркменской ССР. Ростов-на-Дону: Изд. Ростов. ун-та, 1974. 261 с.
8. *Байков А.А., Тимофеев Ю.В.* Неогеновые отложения Юго-Западного Гиссара и характер их сочленения с одновозрастными образованиями Юго-восточных, Низменных Каракумов и Копет-Дага // Геология и полез. ископаемые Туркмении. Вып. 8. Ашхабад: Ылым, 1972. С. 5–15.
9. *Белеловский М.Л., Седлецкий В.И., Коробка В.С.* О соляной тектонике мегантиклинали Юго-Западного Гиссара и Афгано-Таджикской впадины // Геотектоника. 1971. № 2. С. 102–114.
10. *Гарецкий Р.Г., Юревич А.Л.* К вопросу о происхождении Репетекской и Байрамалийской зон соляных антиклиналей в Юго-Восточной Туркмении // Докл. АН СССР. 1964. Т. 158. № 3. С. 598–601.
11. *Радюкевич Н.М.* К вопросу о происхождении Репетекской и Байрам-Алийской цепей линейных складок // Изв. АН ТССР. Сер. физ.-тех., хим. и геол. наук. 1970. № 1. С. 91–96.
12. *Рихтер-Бернбурге Г., Шотт В.* История формирования соляных куполов и их значение для образования залежей нефти и газа // V междунар. нефтяной конгресс. Т. 1. М: Гостоптехиздат, 1961. С. 49–63.
13. *Седлецкий В.И.* Особенности проявления соляной тектоники в Гаурдак-Кугитанском районе // Тектоника Туркмении. М.: Наука, 1966. С. 161–168.
14. *Седлецкий В.И.* Новые данные о соленосных отложениях Хива-Мургабской впадины и мегантиклинали Юго-Западного Гиссара // Геология нефти и газа. 1970. № 9. С. 29–34.
15. *Седлецкий В.И., Байков А.А.* Нижнемеловая галогенная формация Средней Азии // Литология и полез. ископаемые. 1990. № 2. С. 3–12.
16. *Смирнов Л.Н.* Мургабская впадина – перспективный нефтегазоносный бассейн // Геология нефти и газа. 1957. № 10. С. 27–35.
17. *Смирнов Л.Н., Ибрагимов Н.С.* Неоген Юго-Восточного Туркменистана // Вопросы геологии Туркмении. Ашхабад: Туркмениздат, 1965. С. 121–138.
18. *Холбоути М.Г., Хардин Д.К.* Геологическая оценка современного состояния и перспектив исследований соляных куполов в области Гольфа в США // V междунар. нефтяной конгресс. Т. 1. М.: Гостоптехиздат, 1961. С. 95–109.

Ростовский государственный
университет

Поступила в редакцию
12.III.1991

УДК 550.4:551.247.2

© 1992 г. **Станкевич Е.Ф., Баталин Ю.В.,
Чайкин В.Г.**

К МИНЕРАЛОГИИ СОЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Сообщение 1. Минералы соленосных отложений сульфатного галогенеза

Приведены данные по ассоциациям аутигенных соляных и несоляных минералов формаций сульфатного галогенеза. В сульфатном типе по ассоциациям аутигенных минералов выделены собственно сульфатно-натриевый, сульфатно-магниевый и хлоридный (хлоридно-магниевый) подтипы, а также нитратная разновидность.

Для выяснения ассоциаций аутигенных минералов галогенеза сульфатного типа были проанализированы опубликованные данные по относительно хорошо изученным 14 объектам. К ним относятся соленосные формации (названия формаций по [6]): верхнефаменская Припятской [20, 24] и Днепровско-Донецкой [9] впадин, ассельско-сакмарская Днепровско-Донецкой впадины [3, 20], кунгурская Соликамской [5, 8, 20, 21, 24, 26] и Прикаспийской [12, 16, 20, 22, 24, 26] впадин, верхнепермская Прикаспийской впадины [16], цехштейновая Центрально-Европейской впадины Германии [20, 28] и Австрии [29], верхнеюрская Средней Азии [20, 24], неогеновая Предкарпатского прогиба [11, 20, 23, 24, 26] и Тянь-Шаня [20, 25], акчагыльская Кушканатау [15], четвертичная Данакильской впадины [7] и современные осадки залива Кара-Богаз-Гол [10, 13]. Сведения об аутигенных карбонатных, сульфатных, хлоридных и фторидных минералах приведены в таблице. Некоторые из минералов образовались в результате диагенетических, катагенных и, возможно, гипергенных процессов. Надо отметить, что мине-

**Аутигенные карбонатные, сульфатные, хлоридные и фторидные минералы
в соленосных отложениях (сульфатный тип галогенеза)**

Минерал	Формула	Галогенные формации													
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
<i>Карбонатные минералы</i>															
Кальцит	CaCO ₃	+	+	+	+	+	+			+	+	+			+
Арагонит	CaCO ₃								+						
Доломит	CaMg(CO ₃) ₂	+	+	+	+	+	+	+		+	+	+			+
Магнезит	MgCO ₃	+			+	+				+	+				+
Гидромагнезит	Mg ₂ (CO ₃) ₄ (OH) ₂ · 4H ₂ O							+							
Анкерит	Ca(Fe, Mg, Mn)(CO ₃) ₂	+	+		+										
Несквегонит	MgCO ₃ · 3H ₂ O	+				+									
Сидерит	FeCO ₃	+	+							+					
Манассит	Mg ₆ R ₂ ³⁺ (OH) ₁₀ (CO ₃) ₂					+									
<i>Сложные карбонатные минералы</i>															
Паризит	CaCe ₂ F ₂ (CO ₃) ₃														+

Минерал	Формула	Галогенные формации													
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
<i>Сульфатные минералы</i>															
Ангидрит	CaSO_4	+	+	+	+	+	+	+		+	+	+	+	+	
Гипс	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	+	+	+	+	+	+	+		+	+	+	+	+	+
Полугидрит	$\text{CaSO}_4 \cdot 0,5\text{H}_2\text{O}$			+		+								+	
Целестин	SrSO_4				+	+	+			+	+	+			
Барит	BaSO_4	+			+	+									
Мирабилит	$\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$				+	+			+			+	+		+
Тенардит	Na_2SO_4				+	+			+			+	+		+
Глауберит	$\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{CaSO}_4$				+	+			+			+	+	+	+
Полигалит	$\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 2\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	+	+		+				+	+		+	+	+	+
Астраханит	$\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$					+			+	+		+	+	+	+
Левеит	$\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 2,5\text{H}_2\text{O}$				+	+			+	+		+	+		
Глазерит	$\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 3\text{K}_2\text{SO}_4$					+			+			+			
Вантгоффит	$3\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4$								+	+					
Сингонит	$\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot \text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$					+						+			
Лангбейнит	$\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot 2\text{MgSO}_4$				+	+			+	+		+			
Шенит	$\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$					+						+			
Леонит	$\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$					+			+			+		+	
Гергеит	$\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot 9\text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$					+			+						
Кизерит	$\text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$				+				+	+		+			+
Леонгардит	$\text{MgSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$								+	+					
Гексагидрит	$\text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$								+					+	+
Эпсомит	$\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$					+			+					+	+
Уклоновскит	$\text{NaMg}(\text{OH})(\text{SO}_4) \cdot \text{H}_2\text{O}$													+	

Сложные сульфатные минералы

Каинит	$\text{MgSO}_4 \cdot \text{KCl} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$				+	+			+	+		+			+
--------	--	--	--	--	---	---	--	--	---	---	--	---	--	--	---

Хлоридные минералы

Галит	NaCl	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Сильвин	KCl	+	+	+	+	+			+		+	+		+	
Карналлит	$\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	+		+	+	+			+		+	+		+	+
Бишофит	$\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$				+	+			+					+	+
Тахгидрит	$\text{CaCl}_2 \cdot 2\text{MgCl}_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$					+			+						
Риннеит	$\text{NaK}_2(\text{FeCl}_6)$								+						+
Эритросидерит	$\text{K}_2(\text{FeCl}_6) \cdot \text{H}_2\text{O}$								+						

Фторидные минералы

Флюорит	CaF_2	+		+	+							+			
Селлаит	MgF_2								+						

Примечание. 1, 2 – верхнефаменская соответственно Припятской и Днепровско-Донецкой впадины, 3 – асельско-сакмарская Днепровско-Донецкой впадины, 4, 5 – кунгурская соответственно Соликамской и Прикаспийской впадин, 6 – верхнепермская Прикаспийской впадины, 7, 8 – цехштейновая Центрально-Европейской впадины соответственно Германии и Австрии, 8–9 – верхнеюрская Средней Азии, 10, 11 – неогеновая соответственно Предкарпатского прогиба и Тянь-Шаня, 12 – акчагыльская Кушканатау, 13 – четвертичная Данакильской впадины (Масли), 14 – современные осадки зал. Кара-Богаз-Гол.

ральный состав многих соленосных формаций изучен недостаточно (изучались главным образом собственно соляные минералы), с чем приходится считаться при интерпретации данных. Кроме того, следует учитывать, что сравниваемые формации отражают различную полноту галогенеза. К наиболее полноразвитым соленосным формациям (по присутствию бишофита и карналлита) относятся ассельско-сакмарская Днепровско-Донецкой и кунгурская Прикаспийской впадин, цехштейновская Центрально-Европейской впадины (Германия) и четвертичная Данакильская впадины. В Кара-Богаз-Голе бишофит появляется на эвтонической стадии.

Среди полноразвитых соленосных формаций сульфатного галогенеза по ассоциациям сульфатных и хлоридных минералов выделяются два подтипа. К первому подтипу относятся формации, в которых среди сульфатных минералов встречаются минералы, содержащие в своем составе сульфаты натрия и калия (нижнепермская Днепровско-Донецкой впадины, кунгурская Прикаспийской, цехштейновская Центрально-Европейской впадины (Германия), неогеновая Предкарпатского прогиба, четвертичная Данакильская впадины и современные осадки залива Кара-Богаз-Гол). Второй подтип полноразвитых формаций сульфатного типа характеризуется господством хлоридных солей. В них практически отсутствуют сульфаты щелочных металлов. Широко распространены сульфатные минералы кальция (ангидрит, гипс) и иногда барит и целестин. К этому подтипу относятся верхнефаменская формация Припятской впадины, кунгурская Соликамской и верхнеюрская Средней Азии. Неясно, к какому подтипу принадлежит верхнепермская формация Прикаспийской впадины, возможно, ко второму. Присутствие глауберита, полигалита и других сульфатных солей натрия, калия и магния свидетельствует о принадлежности формаций к первому подтипу. Неогеновая формация Тянь-Шаня и ачкагыльская Кушканатау отличаются от других формаций тем, что в них основными (породообразующими) являются минералы, содержащие сульфаты натрия — тенардит, мирабилит, глауберит, астраханит и др. Их принято считать производными галогенеза сульфатно-натриевого подтипа. Несомненно, что эта точка зрения имеет под собой основание, так как воды солеродных бассейнов, в которых образовались эти формации, относились к сульфатно-натриевому подтипу и содержали повышенные количества сульфатов натрия. Вместе с тем не исключена вероятность, что в ряде случаев они представляют собой недоразвитые соляные формации, накопление которых не дошло до стадии сульфатных и хлоридных солей магния. По нашему мнению, особенности минерального состава, условия их залегания, формирования и водно-солевого питания этих формаций позволяют выделить их в самостоятельный подтип. Таким образом, среди соленосных формаций сульфатного типа следует выделять формации сульфатно-натриевого, сульфатно-магниевого и хлоридного подтипов.

Сульфатно-натриевый подтип формаций, как уже было упомянуто, отличается присутствием минералов, содержащих сульфаты натрия, образующих глауберитовые, тенардитовые, мирабилитовые, астраханитовые пласты. Минералы с сульфатами магния (кроме астраханита) и калия встречаются в виде примеси. Ангидрит и гипс характерны для всех подтипов формаций сульфатного типа. Хлориды представлены галитом, карбонаты — доломитом и кальцитом.

В формациях сульфатно-магниевого подтипа может быть встречен весь набор аутигенных сульфатных минералов, в том числе целестин и барит (таблица). Большая часть сульфатных минералов является породообразующими (лангбейнит, шенит, леонит, левеит, кизерит и др.). Тенардит встречается не в столь большом количестве, как в формациях сульфатно-натриевого подтипа и чаще всего обнаруживается или бывает породообразующим лишь на локальных участках (поднятие Чапчачи, кунгурская формация Прикаспийской впадины). Среди хлоридов кроме галита присутствуют сильвин, карналлит, бишофит, среди фторидов — флюорит и селлаит. Тахгидрит, который отмечен в кунгурской формации Прикаспийской впадины и цехштейновской Центрально-Европейской впадины (Германия),

определен не петрографически, а химически. Имеются все основания считать, как это показано в работе [19], что хлориды кальция появляются в водной вытяжке из солей в результате взаимодействия образующего соляного раствора с нерастворимым остатком — карбонатными и алюмосиликатными минералами, содержащими кальций. Наиболее характерный карбонатный минерал — доломит, распространены кальцит, магнезит, иногда встречается арагонит, гидромагнезит, анкерит, несквегонит, сидерит, паризит, манасеит. Последний, как установлено Т.Н. Соколовой [16], характерен для самой последней стадии сгущения рапы солеродного бассейна.

Хлоридные минералы в формациях хлоридного подтипа (правильнее называть — хлоридно-магниевого подтипа) представлены карналлитом, сильвином и галитом [2]. В этих формациях присутствует также флюорит. Из сульфатных минералов в них встречены ангидрит, гипс, целестин, барит; сульфаты магния и натрия отсутствуют. Карбонатные минералы представлены доломитом, кальцитом, реже магнезитом, несквегонитом, анкеритом, сидеритом. Ассоциации аутигенных минералов хлоридного подтипа сульфатного галогенеза самые бедные (см. таблицу).

Среди аутигенных минералов сульфатного галогенеза встречаются бораты и боросиликаты. Наиболее изучены они в пермских формациях, в которых преобладают магниевые (ашарит, сульфоборит, преображенскит, пинноит, борацит и др.) и кальциевые (хильгардит, стронций-хильгардит, джинорит и др.) минералы. В формациях других типов галогенеза бораты и боросиликаты встречаются реже. Обращают на себя внимание находки сирлезита в кунгурской формации Прикаспийской впадины (район г. Чапчачи) и неогеновой формации Тянь-Шаня (Чульдырское месторождение сульфатов натрия). Этот боросиликат характерен для отложений галогенеза содового типа. Характерно, что в обоих случаях сирлезит приурочен к прослоям туфогенного материала. Поэтому не исключена вероятность, что в процессе седиментации, а скорее всего в последующее время — на локальных участках солеродного бассейна создавалась особая гидрогеохимическая обстановка, благоприятствовавшая образованию этого минерала. Характерно, что в районе г. Чапчачи в интервале разреза с сирлезитом развиты пласты тенардита, практически отсутствуют гипс и ангидрит. В верхнеюрской формации Средней Азии отмечен другой аутигенный боросиликат — турмалин.

Сульфидные минералы (пирит, марказит, халькопирит, галенит, сфалерит) чаще встречаются в формациях хлоридного подтипа; самородная сера — преимущественно в формациях сульфатно-магниевого подтипа. Ее появление обязано уже гипергенным условиям. Почти во всех соленосных формациях отмечается присутствие битумов, а иногда — повышенное содержание органических веществ.

Из оксидов и гидроксидов встречаются аутигенные минералы железа (гематит, магнетит, гётит, гидрогётит и гидроксиды железа) и кремния (кварц, халцедон, опал). Их содержание невелико, и на них обычно не обращают внимания. Значение и распространение оксидов больше в пластах, возникших на более высоких стадиях галогенеза, по сравнению с пластами солей и соляных пород, возникших на начальных стадиях. В формациях содового типа галогенеза значение оксидов кремния намного выше, чем в формациях сульфатного типа. Среди осадков Кара-Богаз-Гола обнаружен брусит.

Аутигенные алюмосиликатные минералы соленосных формаций сульфатного типа галогенеза изучались многими исследователями. Большую ценность представляет работа Т.Н. Соколовой [16], изучавшей аутигенное силикатное минералообразование разных стадий осолонения в пермских солеродных бассейнах юго-востока Восточно-Европейской платформы. Сведения об алюмосиликатных минералах в этой и других соленосных формациях имеются в работах В.А. Вахрамеевой, М.Л. Вороновой [8], В.В. Лобановой [11], В.С. Деревягина с соавторами [12], М.В. Пастуховой [14], Ю.А. Третьякова и И.В. Сидорова [21], И.А. Шамрая с соавторами [24], Е.А. Яржемской [26], Я.Я. Яржемского и др., что позво-

ляет охарактеризовать в общих чертах ассоциации алюмосиликатных минералов, возникших при сульфатном галогенезе. Создается впечатление, что на состав их ассоциации больше влияет стадия сгущения вод солеродного бассейна, чем различия в химическом составе и соотношении основных солей в паре, в которой осуществлялось минералообразование. Ассоциация аутигенных алюмосиликатных минералов, образующихся в солеродных бассейнах сульфатного галогенеза, заметно отличаются от ассоциации минералов, образующихся в пресноводных водоемах, в кислых озерах и содовых солеродных бассейнах. Это может дать дополнительный критерий для более четкого определения типа (и химического состава) вод бассейнов осадконакопления и помочь в определении комплексов полезных ископаемых, приуроченных к соленосным формациям.

Из алюмосиликатных минералов в соленосных формациях галогенеза сульфатного типа отмечены магнезиевый и железистый монтмориллонит, гидрослюда, железистая гидрослюда, железистый и алюминиевый иллит, лейкофиллит, гидромусковит, магнезиевый и железомагнезиевый хлорит, биотит, мусковит, тальк, гидроталькит, корренсит, смешанослойные (хлорит-монтмориллонит, хлорит-вермикулит, биотит-хлорит-монтмориллонит, тальк-вермикулит, тальк-сапонит, хлорит-разбухающий хлорит и др.), железисто-алюминиевый вермикулит, серпентин, альбит, полевой шпат, цеолиты, анальцит, палыгорскит, сепиолит, каолинит, диксит, глауконит. По данным Т.Н. Соколовой, смена индикаторных минералов разных стадий осолонения пермских бассейнов юго-востока Восточно-Европейской платформы происходит в такой последовательности. На стадии накопления терригенных и карбонатных осадков в осолоняющемся бассейне среди алюмосиликатных минералов индикаторными являются алюминиевая гидрослюда и железисто-магнезиевый хлорит. Индикаторами начала стадии садки доломита являются магнезиевый монтмориллонит, корренсит, магнезиевый хлорит, железистый иллит, а стадии садки сульфатных солей — магнезиевый хлорит. Галитовую стадию индексируют серпентин, гидратированный тальк, гидроталькит. Лейкофиллит и флогопит характерны для стадии садки калийно-магнезиевых солей (сильвин, карналлит, кизерит, лангбейнит). На заключительной стадии, когда выпадают бишофит, индикаторами являются разбухающий гидротальк, кварц и магнезиевый хлорит [16, с. 150]. При этом, по мнению Т.Н. Соколовой, "в условиях эвтонических хлормагнезиевых рассолов с предельной концентрацией солей (36–38%) не создаются условия для активного синтеза алюмосиликатов, а происходит как бы разобшение Al и Si в процессе аутигенного минералообразования" [16, с. 148].

М.В. Пастухова замечает, что большинство авторов считает глинистые минералы (гидрослюда, хлорит, иллит-монтмориллонит) в осадках водоемов с соленостью 15–27%, в которых шла садка гипса, обломочными, но сама сомневается в этом, "ибо в нижнекембрийских соленосных отложениях Сибири отмечаются отчетливые аутигенные Mg-гидрохлориды" [14, с. 79]. В палеогеновых лагунных гипсоносных отложениях Ферганского бассейна отмечен аутигенный сепиолит. М.В. Пастухова устанавливает следующие ассоциации аутигенных силикатных минералов в осадках разных стадий соленакпления морских и озерных сульфитных и хлоридных бассейнов: для карбонатной стадии (рапа 14–15%) — Mg-силикаты, сепиолит, палыгорскит; для сульфатной стадии (рапа 15–27%) — Mg-гидрохлорит, гидрослюда, хлорит; для галитовой зоны хлоридной стадии (рапа 25–30%) — Mg-гидрохлорит, гидрослюда, тальк, кварц; для калийно-магнезиевой зоны хлоридной стадии (рапа 30–32%) — Mg-гидрослюда, Mg-хлорит; для мирабилитовой — галитовой озерной зоны хлоридной стадии (рапа 35–37%) — стевенсит, сепиолит.

Преобразование обломочного материала (в том числе алюмосиликатов) в водах сульфатного типа начинается при меньшей минерализации, чем указано. Так, имеются данные, что кальциевый монтмориллонит, выносимый р. Гваделупа в Мексиканский залив, в морской воде переходит в хлорит, а экспериментами Р. Гримме и Ф. Лаугнэна установлено, что вермикулит в морской среде преобра-

зуется в иллит [18]. В искусственной морской воде за 3 года монтмориллонит переходит в хлорит или судоит и иллит. При повышении солености морской воды монтмориллонит преобразуется в тальк через корренсит.

В настоящее время еще недостаточно материалов для того, чтобы установить ассоциации аутигенных алюмосиликатных минералов для формаций всех подтипов и стадий сульфатного галогенеза, как это сделано для соляных минералов [1, 2, 4, 5, 19]. Имеющийся материал позволяет лишь наметить общие тенденции в смене минералов. Так, наиболее характерные минералы для формаций сульфатно-натриевого подтипа — кальциевый и железистый монтмориллонит, вермикулит, сепиолит и палыгорскит. Их образование более вероятно в водах сульфатно-натриевого подтипа, чем в водах сульфатно-магниевого подтипа. В соляных и рассольных водах начинает преобладать образование магниевых алюмосиликатов — гидрослюда, хлорита, корренсита, а также смешанослойных. При наибольшей степени сгущения рапы солеродных бассейнов, особенно при пониженном содержании в ней сульфатов, синтезируются гидроталькит, тальк, серпентин, полевои шпат. При поступлении вулканогенного материала в солеродные бассейны на локальных участках возникают специфические условия, при которых могут появляться минералы, не характерные для соленосных отложений сульфатного типа.

Среди формаций сульфатного типа имеется еще одна разновидность, выделяющаяся своим необычным составом — нитратная, которую можно отнести как к сульфатно-натриевому, так и к сульфатно-магниевоу подтипам. Нитратные отложения широко распространены в Чилийских и некоторых других пустынях Америки, Азии, Африки и Австралии. Они отличаются присутствием нитратных, йодных и борных минералов, скопления которых имеют промышленное значение. Источник поступления необычных соединений в солеродные бассейны неясен и вызывает споры. В Чили нитратные образования приурочены к подножиям восточных склонов береговых хребтов на дне широких долин, окруженных холмами. Среди них различают два типа: каличе аллювиального типа и каличе коренных пород. В первом типе соли цементируют обломки, во втором — образуют жилы и включения в породах. По данным Эриксона [27] и Сонненфельда [17], в Чилийской нитратной пустыне известны следующие соляные минералы:

Селитра калиевая	KNO_3
Селитра натриевая	NaNO_3
Даралскит	$\text{Na}_3\text{SO}_4(\text{NO}_3)\text{H}_2\text{O}$
Нитробарит	$\text{Ba}(\text{NO}_3)_2$
Нитроглауберит	$6\text{NaNO}_3 \cdot 2\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 31\text{H}_2\text{O}$
Хамберстонит	$\text{Na}_7\text{K}_3\text{Mg}_2(\text{NO}_3)_2(\text{SO}_4)_6 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
Гумберстонит	$\text{K}_3\text{Na}_7\text{Mg}_2(\text{SO}_4)_6(\text{NO}_3)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
Галит	NaCl
Кадвеларит	$\text{Al}(\text{OH})_2\text{Cl} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Труделлит	$4\text{AlCl}_3\text{Al}_2(\text{SO}_4)_3 \cdot 4\text{Al}(\text{OH})_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Иодат натрия	NaIO_3
Лаутерит	$\text{Ca}(\text{IO}_3)_2$
Бруггенит	$\text{Ca}(\text{IO}_3)_2\text{H}_2\text{O}$
Дитцеит	$\text{Ca}_2(\text{IO}_3)_2(\text{Cr}_2\text{O}_4)$
Бихромат натрия	Na_2CrO_4
Лопезит	$\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$
Улексит	$\text{NaCaB}_5\text{O}_9 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$

Пробергит	$\text{NaCaB}_5\text{O}_9 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
Джинорит	$\text{Ca}_2\text{B}_{14}\text{O}_{23} \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
Гидроборацит	$\text{CaMgB}_6\text{O}_{11} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
Калиборит	$\text{KHMg}_2\text{B}_{12}\text{O}_{16}(\text{OH})_{10} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Тенардит	Na_2SO_4
Глауберит	$\text{Na}_2\text{Ca}(\text{SO}_4)_2$
Астраханит	$\text{Na}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Кизерит	$\text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Эпсомит	$\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
Гипс	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Ангидрит	CaSO_4
Полугидрит	$\text{CaSO}_4 \cdot 0,5\text{H}_2\text{O}$

Сведения об аутигенных несоляных минералах отсутствуют.

Изучение ассоциаций аутигенных соляных и несоляных минералов галогенеза сульфатного типа очень важно для решения теоретических (особенности и масштабы галогенеза, источники питания солеродных бассейнов и др.) и практических (поисковые критерии, комплекс полезных ископаемых) вопросов. Наиболее актуальны в настоящее время следующие проблемы: выявление ассоциаций аутигенных минералов, характерных для каждого подтипа формаций и для каждой стадии осолонения солеродных бассейнов; определение комплекса полезных ископаемых, приуроченных к каждому подтипу формаций сульфатного галогенеза; установление взаимосвязи между литологией соляных пород (основными породообразующими минералами и полезными ископаемыми) и соотношением основных солей в водах солеродных бассейнов.

Список литературы

1. Баталин Ю.В., Станкевич Е.Ф. Парагенезисы соляных минералов и гидрохимические типы галогенеза // Изв. АН СССР. 1975. № 8. С. 88–94.
2. Баталин Ю.В., Станкевич Е.Ф. Континентальные соленосные отложения и условия их формирования // Проблемы соленакпления. Новосибирск: Наука, 1977. С. 34–49.
3. Бобров В.П. О минералогии пермских галогенных образований Донбасса // Межвед. сб. "Минералогия осадочных образований". Киев: Наук. думка, 1976. Вып. 3. С. 75–90.
4. Валышко М.Г. Геохимические закономерности формирования отложений калийных солей. М.: Изд-во МГУ, 1962. 395 с.
5. Вахрамеева В.А. К стратиграфии и тектонике Верхнекамского месторождения // Мат-лы современного и древнего соленакпления. Л.: Госхимиздат, 1956. С. 277–313.
6. Жарков М.Д., Благовидов В.В., Жаркова Т.М. и др. Классификация соленосных формаций по вещественному составу и закономерностям пространственного положения // Основные проблемы соленакпления. Новосибирск: Наука, 1981. С. 3–22.
7. Иванов А.А. Месторождение калийных солей Масли в Эфиопии // Сов. геология. 1970. № 7. С. 118–123.
8. Иванов А.А., Воронова М.Л. Верхнекамское месторождение калийных солей. Л.: Недра, 1975. С. 219.
9. Карпова Г.В. Некоторые вопросы вещественного состава девонских соленосных отложений Днепровско-Донецкой впадины // Вестн. Харьков. ун-та. 1979. № 184. С. 3–8.
10. Лепешков И.Н., Буймевич Д.В., Буймевич Н.А., Седельников Г.С. Перспектива использования солевых богатств Кара-Богаз-Гола. М.: Наука, 1981. 274 с.
11. Лобанова В.В. Вопросы петрографии калийных залежей Восточного Предкарпатья // Мат-лы изучения районов современного и древнего соленакпления. Л.: Госхимиздат, 1956. С. 164–214.
12. Нижнепермская галогенная формация Северного Прикаспия / Под ред. Деревягина В.С., Свицинского С.А., Седлецкого В.И. и др. Ростов н/Д: Изд-во Ростов. ун-та, 1981. 397 с.
13. Нурегдыев М., Пасевицева Л.М., Ельманов А.Ч. Солнечное испарение поверхностных рассолов залива Кара-Богаз-Гол // Изв. АН ТуркССР. Сер. ФТХиГН. 1984. № 3. С. 97–100.

14. *Пастухова М.В.* К познанию аутигенных силикатов и алюмосиликатных минералов в соленосных породах // Литология и полез. ископаемые. 1965. № 3. С. 78–90.
15. *Рубанов И.В.* Озерно-почвенное соленакопление в Узбекистане (континентальный галогенез). Ташкент: Фан, 1977. 158 с.
16. *Соколова Т.Н.* Аутигенное силикатное минералообразование разных стадий осолонения (на примере Русской платформы). М.: Наука, 1982. 164 с.
17. *Сонненфельд П.* Рассолы и эвапориты. М.: Мир, 1988. 480 с.
18. *Станкевич Е.Ф.* О минералогических отличиях морских и озерных отложений // Геология и геофизика. 1980. № 1. С. 93–99.
19. *Станкевич Е.Ф.* К вопросу о хлоридном типе галогенеза и хлоридных соляных отложениях // Общие проблемы галогенеза. М.: Наука, 1985. С. 60–68.
20. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. Т. III. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 550 с.
21. *Третьяков Ю.А., Сидоров И.В.* Состав сульфатов, карбонатов и гидрослюды в соляных отложениях юго-восточной части Верхнекамского калийного месторождения // Геология месторождений калийных солей и изменчивость их свойств. Л.: Наука, 1971. С. 18–25.
22. *Халтурина И.И., Бочаров В.М., Аврова Н.Г., Баранников А.Г.* Условия формирования боросодержащих калийно-магниево-боросодержащих солей Прикаспийской впадины и их вещественный состав // Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. 1978. Вып. 17. С. 88–92.
23. *Ходькова С.Я.* Минералы и породы Стебникского месторождения калийных солей // Мат-лы по гидрогеологии и геологической роли подземных вод. Л.: Изд-во Ленинград. ун-та, 1971. С. 82–91.
24. *Шамрай И.А., Седлецкий В.И., Мельникова Е.М., Седлецкая Е.М.* Состав водонерастворимых остатков соляных отложений юга Средней Азии // Тр. ВНИИГ, 1972. Вып. 56. С. 12–29.
25. *Щербина В.Н.* О характере карбонатной минерализации гипсоносных и соленосных отложений третичных континентальных образований межгорных впадин Тянь-Шаня // Тр. Ин-та геологии АН КиргССР. 1955. Вып. VI. С. 97–126.
26. *Яржемская Е.А.* Вещественный состав галопелитов // Тр. ВНИИГ. 1954. Вып. 29. С. 260–314.
27. *Ericson G.E.* Nitrate resources in Deserte-Alternative stratiy desert Dev. and Manag. Proe // Int. Conf. Sacramento, Calif. 1977. V. 1. P. 135–144.
28. *Herzmann A.Y.* Grundkenntnisse über die Entstehung mariner Salzlagerstätten // Aufschluss. 1981. B. 32. № 2. S. 42–72.
29. *Kirchner E.Ch.* Salzlagerstädte Winern an Grundlsea, Steiermark, Österreich // Fortschritte der Mineralogie. 1979. B. 57. № 2. S. 106–113.

Всесоюзный научно-исследовательский институт геологии нерудных полезных ископаемых, Казань

Поступила в редакцию
9.IX.1991

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.35:551.79 (262.5)

© 1992 Сорокин В.М., Соколов В.Н.

О ЦИКЛИЧНОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ЧЕРНОМ МОРЕ
В ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

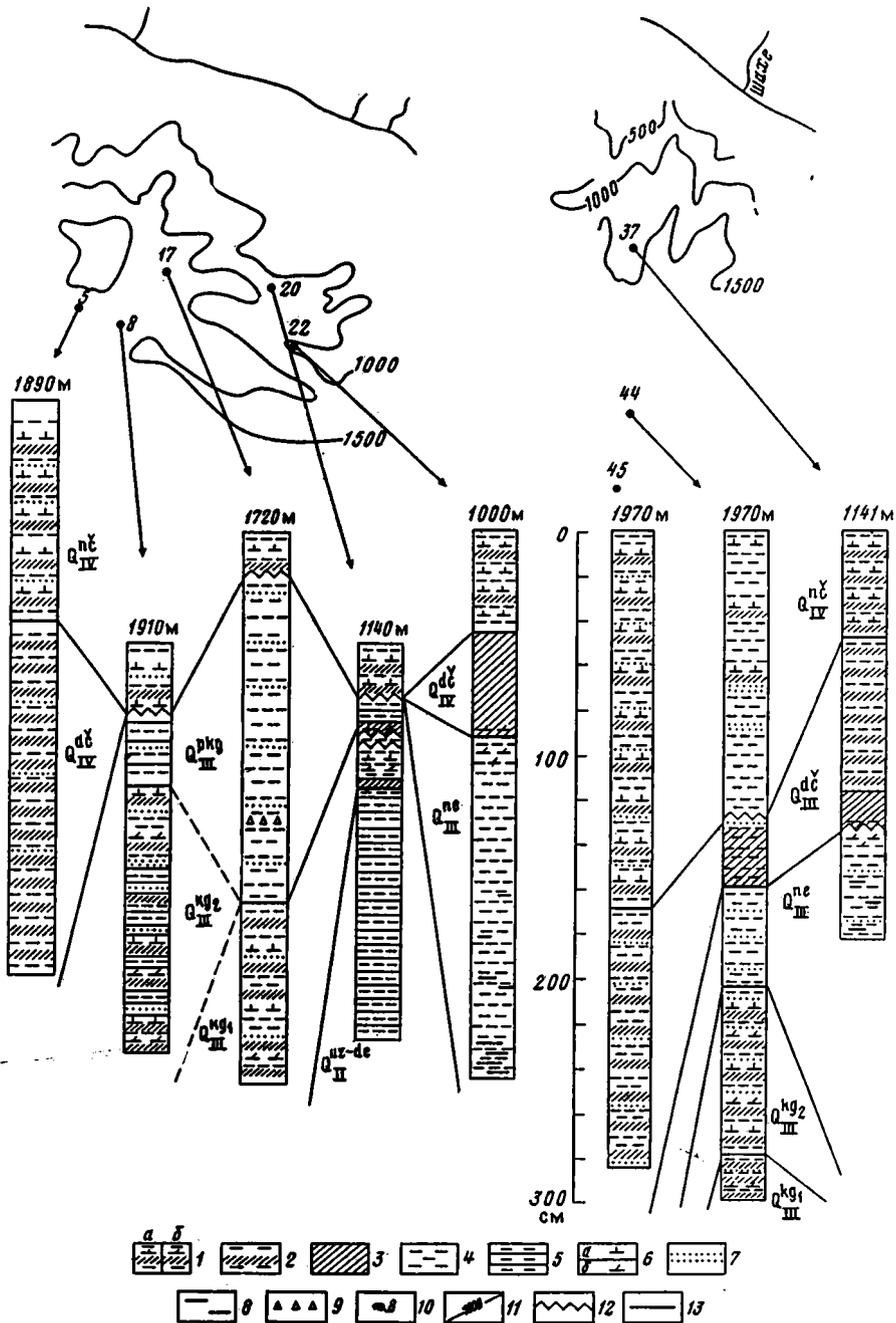
Как установлено многочисленными исследованиями, природная обстановка в четвертичное время развивалась циклично, что определялось особенностями развития четвертичного оледенения [4]. Периоды оледенений сменялись межледниковыми потеплениями климата, причем в морских осадках это запечатлено в смене комплексов макро-, микрофауны и флоры. Изменения климата вызывали колебания уровня океана, который понижался во время оледенений и поднимался в межледниковья. Во внутриконтинентальных морях (Черное, Красное и др.), отделенных от океана неглубокими проливами, колебания уровня приводили к периодическому полному или частичному их отчленению. Последнее сопровождалось колебаниями солености, сменой органического мира и т.д. и в конечном счете вело к изменению обстановок осадконакопления.

Для позднечетвертичного времени по материалам глубоководного бурения в Черном море зафиксированы отложения двух межледниковых периодов (карангатского, отвечающего микულიнскому межледниковью, и голоценового) и двух стадий валдайского оледенения (калининской – новозвксин-I, ошашковской – новозвксин-II), разделенных молого-мексинским потеплением климата. За это время уровень Черного моря дважды глубоко падал ниже глубины прол. Босфор, что вызывало опреснение водоема, и трижды поднимался, что вело к осолонению его вод [1, 3, 7, 9].

Можно предположить, что и характер осадконакопления в позднечетвертичное время должен был подвергнуться циклическим изменениям, и если это так, то их можно найти в разрезе осадков. Действительно, в скв. 379 и 380 установлены (в первом приближении) некоторые черты сходства глубоководных голоценовых и карангатских отложений, проявившиеся в наличии сапропелевых горизонтов. Однако специфика отбора керна при бурении не позволяет более детально сопоставить соответствующие интервалы разреза.

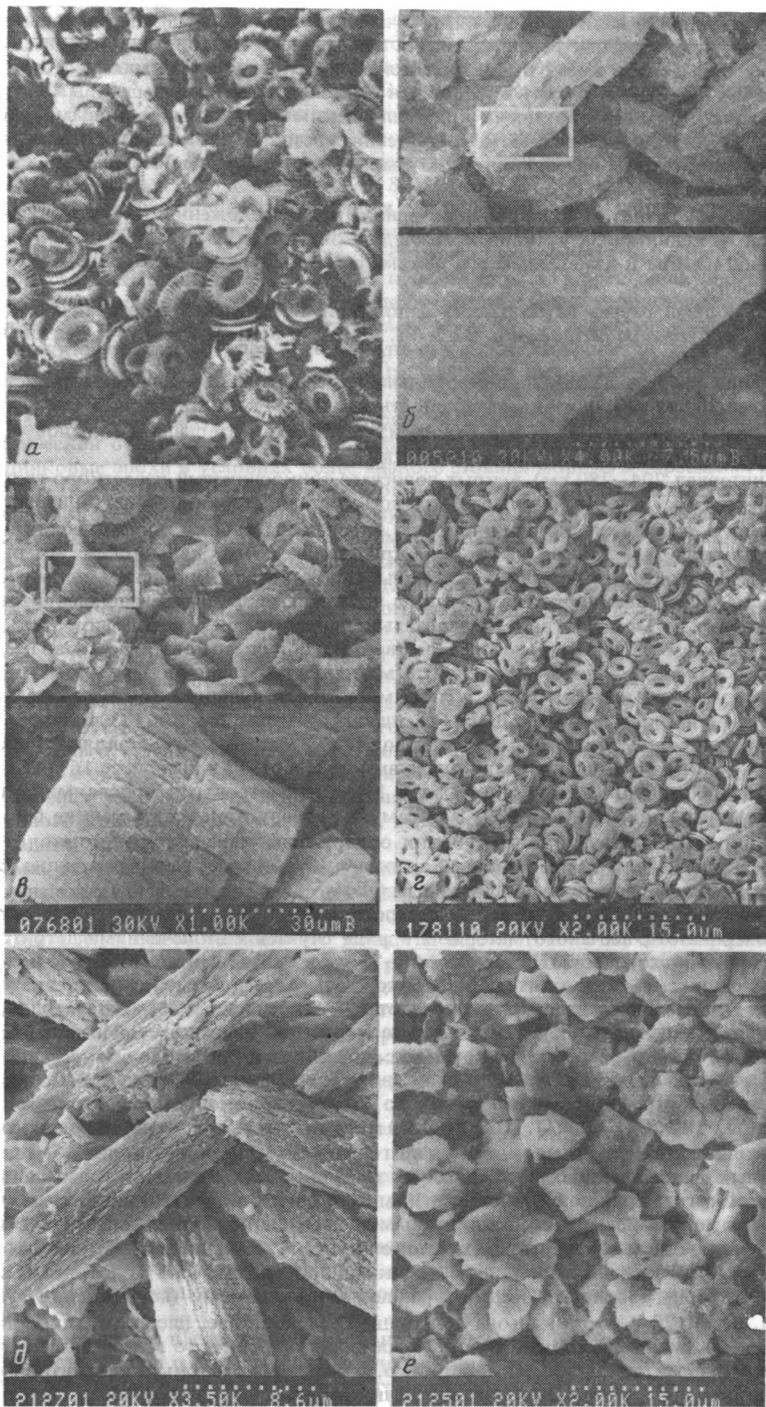
Во время экспедиционных работ в восточной части Черного моря сотрудниками лаборатории морской геологии МГУ впервые грунтовыми трубками вскрыты непрерывные разрезы глубоководных карангатских отложений. Полученные материалы позволяют установить черты сходства и различия рассматриваемых ледниковых и межледниковых осадков, что углубляет наши знания об эволюции осадочного процесса в этом уникальном бассейне.

Колонки, вскрывшие карангатские и более молодые осадки, расположены в разных частях континентального склона и у его подножия (фиг. 1). Разрезы нормально стратифицированных позднеплейстоцен-голоценовых отложений состоят из новозвксинского, древне- и новочерноморского горизонтов. Новочерноморский горизонт представлен полосчато-микрослоистым илом. Полосчатая разность (ст. 5, 45) состоит из основного глинистого ила, в котором залегают микрослоистые единицы толщиной 1–3 см, включающие тонкие (до 1 мм) слойки известкового ила из кокколитофорид вида *Emiliania huxleyi* (Lohm) и слойки, обогащенные органическим веществом (фиг. 2, а). Отмечается наличие также тонких турбидитовых прослоев песка и алевроита. Содержание S_{org} колеблется в пределах 2–3%, $CaCO_3$ – 15–20%. Мощность данной разности достигает на конусах выноса каньонов 170 см (скорость накопления более 50 см/тыс. лет). Микрослоистая разность (см. 22, 37) состоит из тонко переслоенных известковых (кокколитовых), сапропелевых и глинистых отложений. Мощность микрослоистого ила не превышает 50 см (скорость накопления менее 15 см/тыс. лет). Древнечерноморский горизонт представлен также двумя разностями: полосчатой и микрослоистой. В отличие от новочерноморских отложений здесь характерным элементом является сапропелевый ил. Содержание S_{org} в горизонте возрастает до 5%, а $CaCO_3$ остается примерно на том же уровне. Вскрытая мощность полосчатого ила превышает 160 см (скорость накопления более 40 см/тыс. лет), микрослоистого – колеблется от 50 до 80 см (скорость накопления 12–20 см/тыс. лет). Кокколитофориды здесь редки. Характерной чер-



Фиг 1. Расположение изученных станций и разрезы осадков

1-4 - ил (1 - полосчато-микрослоистый сапропелево-глинистый: а - с кокколитами, б - с хемогенным карбонатом, 2 - полосчато-микрослоистый сапропелево-глинистый, 3 - микрослоистый сапропелевый, 4 - глинистый); 5 - ил-глина; 6 - известковый материал (а - биогенный - кокколитами, б - хемогенный - арагонит, кальцит); 7 - песок; 8 - гидротроилит; 9 - раковинный детрит; 10 - станции; 11 - изобаты, м; 12 - эрозийные границы слоев; 13 - ровные



Фиг. 2. Микрофотографии осадков

a – новочерноморские кокколиты (размер диска 2 мкм); *б* – древнечерноморский арагонит; *в* – новозвксинский кальцит; *г* – карангатские кокколиты; *д* – карангатский арагонит; *е* – карангатский кальцит

той горизонта является наличие в его нижней части тонких (до 1 мм) известковых прослоев, состоящих из примесодобных зерен арагонита хемогенного или биогенно-терригенного генезиса [2, 6] с примесью в низах высокомагнезиального кальцита и кальцита (см. фиг. 2, б). Новозвксинский горизонт представлен в разной степени известковыми глинистыми илами. Верхняя его часть обогащена кристаллическим кальцитом со следами растворения (см. фиг. 2, в). Вниз по разрезу отмечаются снижение карбонатности и обогащение ила гидротроилитом вплоть до образования четко выраженных прослоев. Количество CaCO_3 в горизонте составляет 20–45%, $\text{C}_{\text{орг}}$ – 1,5–2,5%.

Рассмотренный разрез новозвксин-новочерноморских отложений отражает последовательный переход от ледниковых условий к межледниковью, сопровождавшийся подъемом уровня, осолонением моря и изменением его режима от нормального кислородного до застойного сероводородного.

Наиболее полный разрез карангатских отложений, определенных по наличию кокколитофорид вида *Gephyrocapsa caribbeanica* В о u d г. et Н а у, вскрыт на ст. 44, взятой на конусе выноса каньона р. Шахе.

В основании разреза лежит толща довольно плотного бледно-зеленого глинистого ила с прослоями сапропеля табачного цвета мощностью до 0,7 см с остатками рыб ($\text{C}_{\text{орг}}$ 1,5–2,6%). Здесь же встречаются редкие слои белого известкового материала и большое число слоев песка и алеврита мощностью до 1 см (турбидиты).

Выше (интервал 204–280 см) вскрыт полосчато-тонкослоистый известково-глинистый ил с содержанием $\text{C}_{\text{орг}}$ 1,6%. Значительную его часть составляет микрослоистый известковый ил мощностью до 1 см. Микроскопически в нем определены слои, линзы, сгустки карангатских кокколитофорид, линзы и слои кристаллического кальцита и арагонита (см. фиг. 2, з–е). Известковые прослои разделены серо-зеленым глинистым илом мощностью от 1 до 10 см. Существенной частью интервала являются прослои песчано-алевритового материала мощностью до 1 см иногда с горизонтально-параллельной и косою слоистостью (турбидиты). В иле отмечается значительное количество остатков диатомовых, детрита ОВ.

Описанные отложения перекрыты плотным полосчатым глинистым илом голубоватых тонов с многочисленными слоями и линзами песка и алеврита (интервал 160–204 см).

У подножия склона между городами Геленджик и Туапсе (ст. 8 и 17) вскрыты две литологические разновидности карангатских отложений, которые представляют собой фации нижней части каньона и верхней части конуса выноса. На ст. 17 в интервале 167–250 см лежит толща плотного, зеленого, глинистого ила с 1–2-сантиметровыми прослоями сапропеля и тонкими слоями песка ($\text{C}_{\text{орг}}$ 2,6%). По всему интервалу отмечаются редкие белые известковые слои мощностью до 3 мм. В них обнаружены карангатские кокколитофориды, кристаллический кальцит и рисоподобный арагонит. Кроме того, в шлифах видно насыщение осадка диатомовыми, рассеянным и детритным ОВ.

Выше по резкой границе лежит толща пестрого, полосчатого, глинистого ила с прослоями более грубозернистого песчаного материала в ряде случаев с включениями детрита раковин турбидитового происхождения. На отметке 65–75 см в ней обнаружены скорее всего переотложенные карангатские кокколитофориды, что, возможно, указывает на посткарангатский (новозвксин-I) возраст осадков. Судя по составу, описанная карангатская толща соответствует нижней ("сапропелевой") части разреза карангатских отложений на ст. 44. Верхняя ("кокколитовая") часть разреза в данном месте, по-видимому, размыта.

На ст. 8 в интервале 65–185 см вскрыт неравномерно-слоистый глинистый ил зеленоватого цвета с серыми микрослоистого известкового и известково-сапропелевого ила мощностью до 1 см (CaCO_3 , 18%, $\text{C}_{\text{орг}}$ 2,4%). Известковый материал здесь представлен также кокколитофоридами, кристаллическими кальцитом и арагонитом. В описанной толще имеется большое число песчаных и алевритовых турбидитовых прослоев с элементами горизонтально-параллельной, косою и градационной слоистости. Илы обогащены остатками диатомовых и детритного ОВ. Характер слоистости с кокколитовым элементом позволяет сопоставить вскрытый интервал с верхней частью карангатских отложений ст. 44. Карангатские отложения перекрыты плотной зеленовато-серой глиной-илом с редкими прослоями песка и алеврита (CaCO_3 22%, $\text{C}_{\text{орг}}$ 2,2%). Авторы относят эти осадки к ранненовозвксинскому (новозвксин-I) горизонту.

Наконец, на ст. 20 с борта каньона под толщей зеленоватого, плотного, глинистого ила в интервале 35–64 см лежит сложно построенная пачка оползневой генезиса, в которой имеются участки с характерной микрослоистостью за счет кокколитовых, кальцитовых и арагонитовых слоев ($\text{C}_{\text{орг}}$ 3%). В основании пачки залегает бурый сапропель со штриховато-горизонтальными включениями известкового материала. Под оползневой толщей карангатского возраста по резкой границе вскрыта плотная известковая глина-ил серых тонов сложного генезиса (CaCO_3 31%, $\text{C}_{\text{орг}}$ 1,4%). По-видимому, это докарангатские отложения (узунлар-древнезвксин?).

Из приведенного фактического материала можно составить следующий сводный разрез. На глинистых илах-глине узунлар-древнезвксинского возраста лежат полосчато-микрослоистые сапропелево-глинистые илы нижнего карангата (ст. 20, 17, 44). Над ними расположены полосчатые с элементами микрослоистости отложения с характерными глинистыми, сапро-

пелевыми и известковыми слоями разного генезиса, прежде всего кокколитовыми, позднекарангатского возраста (ст. 8, 44). Карангатские осадки перекрыты преимущественно глинистыми образованиями с перетолженной фауной, что позволяет отнести их к новозвксину-I (ст. 17, 44). Выше они сменяются поздненозвксинскими глинистыми илами с повышенной карбонатностью и гидротроилитизацией (ст. 22, 37). Над ними залегают голоценовые отложения: полосчато-микрослоистые сапропелево-глинистые илы древнечерноморского возраста (ст. 5, 22, 37, 44, 45) и венчающие разрез слоистые сапропелево-глинисто-кокколитовые илы новочерноморского возраста (ст. 5, 8, 17, 20, 22, 37, 44, 45).

Таким образом, действительно наблюдается циклическое строение разреза средне- и позднечетвертичных отложений Черного моря, причем более молодой цикл не завершен. Оба цикла начинаются с известково-глинистых илов, по-разному уплотненных и диагенетически измененных: докарангатские илы-глины содержат прослойки пирита, а предголоценовые – сульфиды в форме гидротроилита. По резкой границе преимущественно терригенные разности сменяются илами с сапропелем, а затем сапропелево-известково-глинистыми илами, обогащенными кокколитофоридами. Ранний карангатский цикл завершается терригенными глинистыми илами. Можно предположить, что и голоценовый цикл также закончится аналогичными по составу отложениями.

Описанная циклическость хорошо увязывается с упомянутыми выше изменениями климата и гидрологической обстановки в бассейне. Терригенные глинистые илы отлагались в поздней и раннеледниковые эпохи в условиях более низкого стояния моря, его опреснения и нормального газового режима. Сапропелевые и кокколитовые илы накапливались в теплые межледниковые эпохи, когда восстанавливалась в результате подъема уровня связь со Средиземным морем и бассейн осолонялся. В это время формируются застойные условия и сероводородное заражение вод. Более высокая соленость карангатского моря подтверждается наличием более соленолобных видов кокколитофорид. По аналогии с голоценом можно утверждать, что максимальной солености воды карангатского водоема достигли во второй половине, когда произошел расцвет кокколитовой флоры.

Наряду с отмеченным сходством процесса осадконакопления за рассмотренные отрезки времени отмечается различия, выразившиеся в особенностях карбонатонакопления и проявившиеся в следующем. В отложениях предкарангатского и предголоценового времени карбонаты присутствуют в виде кристаллического калыцита со следами растворения. Согласно ранее высказанным предположениям [5], обогащение поздненозвксинских илов калыцитом связано с его хемогенным выпадением из морских слабосоленых вод. По аналогии с большой степенью уверенности можно объяснить и происхождение известкового материала, представленного кристаллическим калыцитом, в предкарангатских отложениях, накапливавшихся в сходных условиях.

Во время образования древнечерноморской и раннекарангатской сапропелевой толщ различия в накоплении форм карбонатов выразились в следующем. В древнечерноморском горизонте в самых его низах находится рисоподобный арагонит хемогенного генезиса с примесью калыцита и высокомагнезиального калыцита. Кроме того, отмечаются редкие слои, образованные остатками кокколитофорид. В раннекарангатском горизонте отмечаются также прослойки из рисоподобного арагонита, часто со следами травления, в некоторых случаях с примесью калыцита и высокомагнезиального калыцита. При этом арагонитовые прослойки располагаются по всему разрезу. Здесь есть и редкие слои из кокколитофорид. Но в отличие от древнечерноморских осадков в раннекарангатских илах встречается прослойки из хорошо окристаллизованных зерен калыцита размером 5–10 мкм. Следовательно, в раннекарангатское время, отвечающее климатическому оптимуму, наряду с хемогенным выпадением арагонита точно таким же образом накапливался и калыцит.

Новочерноморские осадки Черного моря содержат в большом количестве только биогенный калыцит. В позднекарангатских илах при преобладании биогенных карбонатов (остатки кокколитов) отмечаются слои, сформированные как из арагонита, так и из хорошо окристаллизованного калыцита, причем в некоторых слоях в арагоните наблюдается небольшая примесь калыцита и высокомагнезиального калыцита. Таким образом, наряду с биогенным процессом, как в конце голоцена, в позднекарангатское время реализовывалось и хемогенное карбонатонакопление с образованием нескольких минералогических форм карбонатов.

Выявленные различия в накоплении карбонатов, вероятно, указывают на различия в геохимической обстановке в рассмотренные межледниковые периоды. Наличие сероводородного заражения в голоценовое время, понижающего щелочность глубинных вод, препятствовало развитию хемогенного процесса, за исключением начальной стадии его формирования, когда накапливался арагонит. Согласно имеющимся представлениям, морские воды в это время отличались высоким отношением Mg к Ca, что в условиях щелочной среды и пересыщения их карбонатом калыцита привело к выпадению арагонита [2, 8, 10]. Позже весь растворенный в воде карбонат извлекался биогенным путем.

В карангатское время хемогенный процесс протекал активно и разнообразно. Из этого можно заключить, что среда в водной толще благоприятствовала накоплению хемогенных арагонита и калыцита на протяжении всего изученного временного интервала. Можно пред-

положить, что это осуществлялось в условиях более значительного пересыщения морских вод с близкой к нормальной соленостью по отношению к карбонату при более высоких температурах и слабом развитии биогенного процесса. Возможно, не столь мощным и агрессивным было сероводородное заражение карангатских вод. Косвенно на это указывают следующие факты. Соленость поверхностных вод (~30‰) была близка к солености глубинных вод [7]. Поэтому вряд ли существовала резкая плотностная стратификация водной массы, и, следовательно, происходил вертикальный обмен поверхностных и глубинных вод. Продуктивность карангатского моря была не столь высокой, как в голоцене, о чем свидетельствуют более низкие концентрации C_{org} в соответствующих осадках, не сильно отличающиеся от таковых в подстилающих и перекрывающих отложениях. Это не могло не сказаться на снижении степени сероводородного заражения бассейна. Прослой арагонита и кальцита в толще карангатских илов пространственно разобщены. Поэтому трудно объяснить их осаждение стадийностью процесса выпадения карбонатов, определяемой изменением химизма воды, а именно величиной Mg/Ca [2, 10]. Скорее всего периодически создавались условия с более высоким отношением указанных элементов, когда выпадал арагонит, и с более низким их соотношением, когда отлагался кальцит.

В то же время низкомагнезиальный кальцит, судя по теоретическим представлениям и примеру из новозвксинских осадков Черного моря, должен отлагаться из сильноопресненных вод. Поэтому, учитывая высокую соленость вод, не исключено, что низкомагнезиальный кальцит карангатских илов – результат диагенетического превращения первоначально выпавшего высокомагнезиального кальцита. Об этом свидетельствуют примеры образования высокомагнезиального кальцита в условиях высокой солености в Средиземном и Красном морях [10], а также хорошая окристаллизованность кальцита.

Таким образом, в результате проведенных исследований установлена значительная схожесть строения разрезов двух последних межледниковых периодов, причиной чего является схожесть развития природной среды и обстановки осадконакопления в Черном море. Различия в вещественном составе отложений двух исследованных циклов при этом связаны с различиями геохимической обстановки в бассейне.

Список литературы

1. Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения. М.: Наука, 1980. 212 с.
2. Георгиев В.М. Магнезиальный кальцит и проблема генезиса карбонатов в древнечерноморских глубоководных осадках // *Geologica Balcanica*. Sofia. April. 1988. P. 51–60.
3. Куприн П.Н., Сорокин В.М. Отражение в разрезе четвертичных осадков изменений уровня Черного моря // *Изменения уровня моря*. М.: Изд-во МГУ, 1982. С. 221–226.
4. Марков К.К., Лазуков Г.И., Николаев В.А. Четвертичный период. Т. 1. М.: Изд-во МГУ, 1965. 371 с.
5. Сорокин В.М. О хомогенных карбонатах в осадках Черного моря // *Литология и полез. ископаемые*. 1978. № 5. С. 87–90.
6. Сорокин В.М., Соколов В.Н., Шлыков В.Г. Генетические типы карбонатов позднечетвертичных осадков Черного моря // *Литология и полез. ископаемые*. 1987. № 1. С. 24–31.
7. Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия // *Тр. ГИН АН СССР*. 1978. Вып. 310. 164 с.
8. Deuser W.G., Dagens E.T., Stoffers P. O and ^{13}C contents of carbonats from deep-sea drilling sites in the Black Sea // *Initial Reports of DSDP*. Wash. 1978. V. 42. 1244 p.
9. Initial Reports of the DSDP Wash. 1978. V. 42. Pt 2. 1244 p.
10. Milliman J.D. Marine Carbonates. Springer-Verlag, 1974. 375 p.

Московский государственный
университет

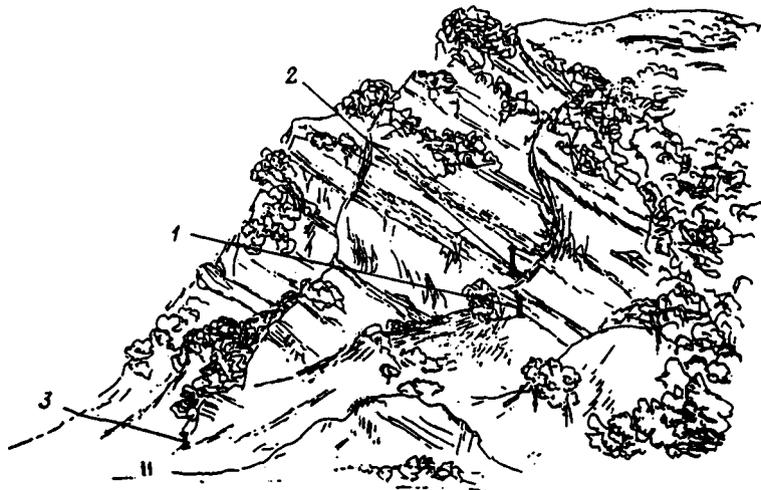
Поступила в редакцию
15.V.1991

УДК 551.762(470.6)

© 1992 Кузнецов В.Г., Скобелева Н.М.,
Сухи В., Фойгт Т.

О СТРОЕНИИ И УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ ТИТОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗА БАЛТА (СЕВЕРНАЯ ОСЕТИЯ)

Мощная (до 1200 м) толщина титонских отложений входит в состав карбонатной формации верхней юры – нижнего мела (оксфорд – валанжин), широко распространенной в Северном Предкавказье и выходящей на поверхность на северном склоне Большого Кавказа в пределах Скалистого и Пастбищного хребтов и их аналогов.

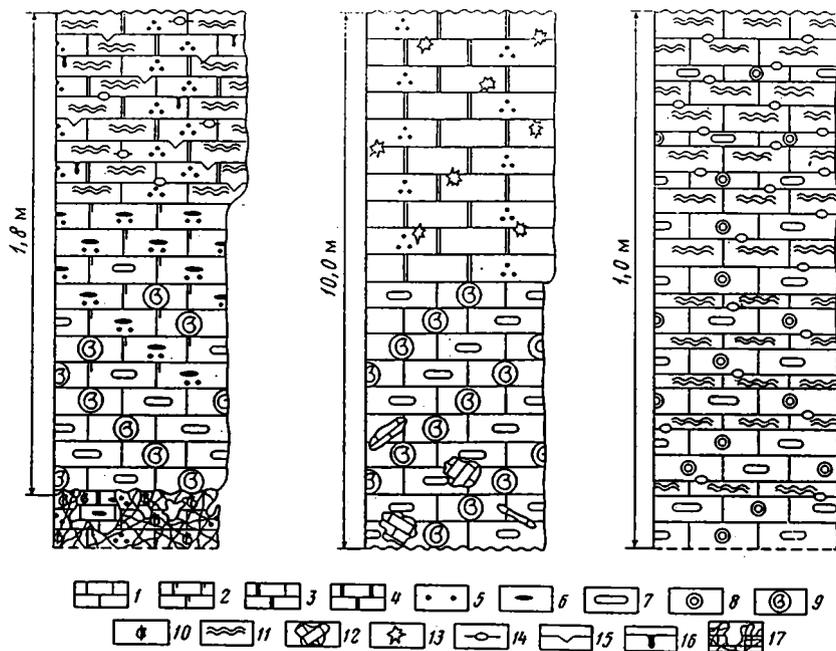


Фиг. 1. Общий вид обнажения
1-3 — положение описываемых наборов слоев

Состав и условия образования карбонатных отложений формации в целом и отдельных ее частей достаточно подробно изучены. Вместе с тем внутреннее строение формации, характер наложения и переслаивания, смена отдельных разновидностей пород в разрезе исследованы далеко недостаточно. Именно эти вопросы на примере строения одного из разрезов титона рассматриваются в настоящей статье. Авторы не ставили себе целью дать послынное описание всего титона или даже одного обнажения. Важнее было подробно рассмотреть некоторые достаточно типичные последовательности, смену пластов карбонатных пород разного структурно-генетического типа и на их анализе выявить детали обстановок осадконакопления. Представленные ниже материалы получены при изучении разреза, который располагается в основании Пастбищного хребта на западном склоне долины р. Терек севернее пос. Балта на 32 км Военно-Грузинской дороги (фиг. 1). Данный разрез достаточно типичен для соответствующей фациальной зоны титонских отложений Предкавказья [1-3], поэтому и описанные ниже последовательности, а следовательно, и структура рассмотренного интервала формации в целом типична для этой фациальной зоны. Стратиграфически отложения относятся к матламской свите (суммарная мощность до 400 м) и датируются средним и верхним титоном. Здесь выделены три различных по строению серии (набора пластов), каждая из которых четко обособляется поверхностями перерывов.

Первая серия представляет собой разрез общей мощностью 1,9-2,0 м (фиг. 2, 3). В его основании залегает пласт пятнистого известняка мощностью 10-15 см. В образцах и особенно хорошо в обнажении на выветрелой поверхности в пласте по цвету и структуре различаются два типа пород. Основу пласта составляют известняки, довольно темные в свежем сколе коричневатого-серые плотные однородные пелитоморфные с сетью тонких трещин. На этом фоне выделяются светло-серые пятна с более грубой разнородной структурой. Форма пятен, как правило, неправильная причудливая, а размеры варьируют от долей до нескольких сантиметров. Исследования шлифов показали, что темная плотная порода основы пласта — это известняк с неясно выраженной комковато-сгустковой структурой и с примесью тонкого детрита. Комки и сгустки размером 0,05-0,3 мм имеют скрытокристаллическую внутреннюю структуру. Они составляют 80-90% объема породы. Форменные элементы плотно прилегают друг к другу и различимы неясно. Они сцементированы микрокристаллическим кальцитом, который занимает не более 5% площади шлифа. В основной массе породы равномерно распределен тонкий органогенный детрит, количество которого не превышает 10%. Среди трудноопределимых мелких (как правило, доли миллиметра) обломков встречаются отдельные тонкие, но хорошо сохранившиеся раковины фораминифер, а также раковинки и створки остракод. Порода рассечена многочисленными тонкими трещинами шириной около 0,1 мм, которые залечены тонкокристаллическим кальцитом.

Светлые пятна в породе имеют доломит-известковый состав. В среднем содержание первичного известкового и вторичного доломитового материала равно соответственно 60 и 40%. Первый имеет сложную комковато-детритово-обломочную структуру. Преобладают комки и желвачки размером 0,5-1,5 мм, сложенные скрытокристаллическим кальцитом. Детрит представлен трудноопределимыми обломками, среди которых различаются отдельные раковинки фораминифер. И макроскопически, и в шлифах в комковато-детритовой основной массе



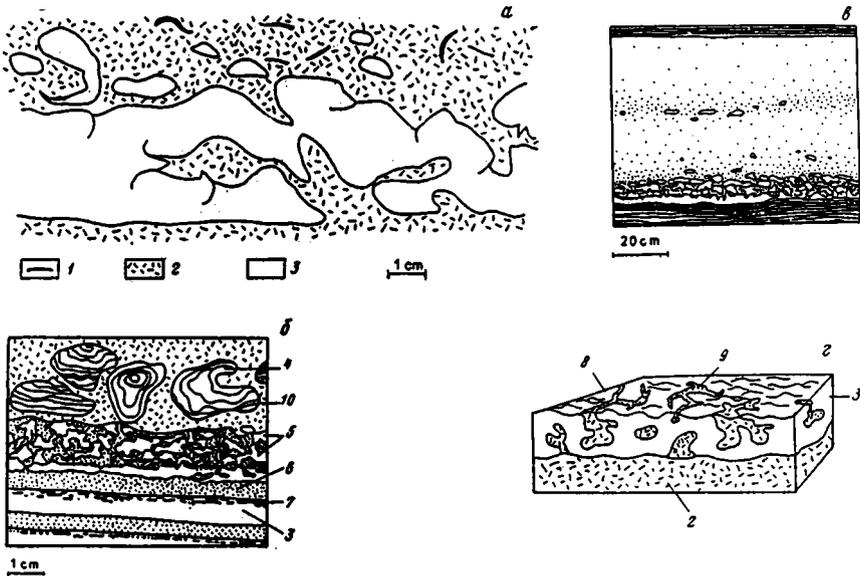
Фиг. 2. Схемы строения основных типов наборов слоев

1 — известняк; 2 — доломитистый известняк; 3 — доломит известковый; 4 — доломит; 5 — сгустки и мелкие комки; 6 — комки и желваки; 7 — пеллеты; 8 — ооиды; 9–10 — детрит (9 — окатанный крупный, 10 — мелкий); 11 — строматолиты; 12 — интракласты; 13 — каверны; 14 — фенестры; 15 — трещины усыхания; 16 — следы биотурбации; 17 — микрокарст

различаются обломки размером от одного до нескольких, иногда до 10 мм. Одни из них — это обломки темного комковато-сгусткового известняка основы слоя. Другие — агрегаты-шетки — это фрагменты крустификационных корочек. Доломит имеет мелкокристаллическую структуру, в меньшей степени — тонко- и среднекристаллическую структуру. Довольно равномерная в целом по породе доломитизация, на микроуровне неоднородна. В отдельных участках содержание доломита изменяется от 10 до 80%. Отчетливо выражен наложенный характер доломитизации; в участках, где преобладает доломитовый материал, сохраняется теневая первичная структура породы.

Выше залегает пласт коричнево-серого известняка мощностью 1,0–1,1 м, имеющий внутреннюю градационную слоистость. В нижней части он сложен форменными элементами размером 0,5–3,0 мм, вверх по разрезу их количество и размер сокращаются и, наконец, в верхней части пласта структура становится пелитоморфной. Изучение шлифов показало, что порода из нижней части пласта представляет собой пеллоидно-детритовый известняк, форменные элементы которого на 80–90% представлены двумя видами. Две трети составляют пеллеты, одну треть — органогенный детрит. К пеллетам отнесены разнообразные по структуре и, возможно, генезису образования. Это комки и желваки округлой, овальной, булавовидной и неправильной формы размером от 0,1 до 2,0 мм (преобладающий размер около 1,0 мм). Одни из них имеют первичную скрыто- и мелкокристаллическую однородную или неясно сгустковую структуру, причем у отдельных комков различается одно- или многослойная внешняя оболочка. Другие комки и желваки сложены тонкокристаллическим кальцитом и имеют оболочку скрытокристаллической структуры. Они образовались в результате перекристаллизации первичных комков, причем наблюдаются разные стадии этого процесса. Пеллеты имеют скорее всего водорослевую природу, часть из них, возможно, является копролитами. В породе присутствуют отдельные фрагменты водорослей размером 2–3 мм, имеющие причудливую “кружевную” структуру. Детрит представлен обломками в основном раковин брахиопод, в меньшей степени — криноидей и мшанок. Он, как правило, хорошо окатан, имеет тонкую микритовую оболочку, образовавшуюся в результате грануляции. Форменные элементы сцементированы тонко- и мелкокристаллическим кальцитом. Цемент крустификационно-порового типа. В породе отмечается незначительная примесь регенерированных обломков кварца алевритовой и мелкопесчаной размерностей.

Верхняя часть пласта сложена доломитистым известняком с неясно выраженной комковато-сгустковой структурой. Комки и сгустки составляют около 80% объема породы, имеют



Фиг. 3. Зарисовки текстур и структур пород из набора первого типа

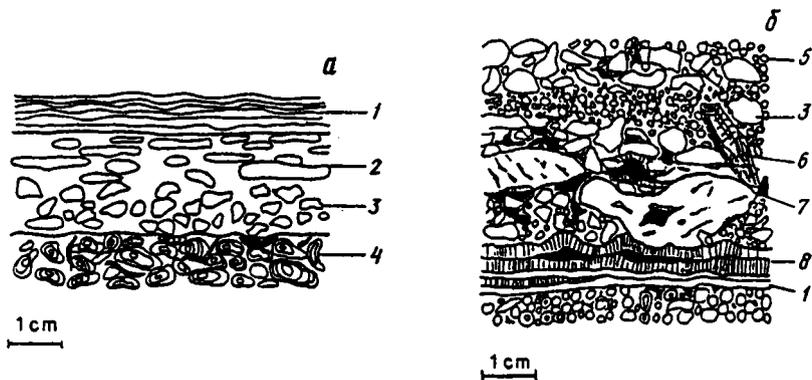
а – пятнистый пласт основания набора первого типа (соотношение известняков комковато-детритовых с интракластами и известняков пелитоморфных микросгустковых); *б* – залежание органогенно-обломочного и пеллоидного известняков с интракластами на микрозернистых и микросгустковых известняках с текстурой “птичьих глазок”; *в* – градационная слоистость пеллоидно-детритовых известняков; *г* – биотурбация пелитоморфного микросгусткового известкового доломита кровли набора; 1 – обломки раковин; 2–3 – известняк (2 – органогенно-обломочный, 3 – микрозернистый); 4 – обломки строматолитовых известняков; 5 – интракласты; 6 – тонкодетритовый известняк; 7 – “птичьи глазки”; 8 – волнистая поверхность; 9 – биотурбация; 10 – пеллоидно-детритовый известняк

скрытокристаллическую внутреннюю структуру. Размер сгустков около 0,05 мм, комков – 0,1–0,5 мм, реже крупнее. Они плотно прилегают друг к другу и различаются неясно; микрокристаллический цемент составляет не более 5%. По основной комковато-сгустковой массе породы относительно равномерно распределены кристаллы доломита размером 0,1–0,25 мм, как правило, идиоморфного, мутного за счет реликтового известкового материала. Содержание доломита составляет 15–20%.

В этом пласте с градационной слоистостью отмечаются редкие образования прозрачного мелкокристаллического кальцита в виде четких прямоугольников с размером длинной стороны 1–2 мм. Не исключено, что это псевдоморфозы кальцита по гипсу.

Разрез завершает пласт коричнево-серого известкового доломита с неясно выраженной тонкослоистой/слабоволнистой текстурой строматолитового типа, иногда с вкрапленниками и кристалликами кальцита, образующих текстуру типа “птичьих глазок”, с трещинками усыхания и вертикальными следами биотурбации. Мощность пласта 0,7 м. В шлифах основная масса породы (60–70%) сложена доломитом тонко- и мелкокристаллическим (размер кристалликов 0,05–0,35 мм). Известковая составляющая представлена комками и сгустками. Слойки толщиной 0,3–1,5 мм неровные, иногда линзовидные, не имеют четких границ. Они отличаются соотношением доломитовой и известковой составляющих. Одни слои практически полностью сложены тонкокристаллическим доломитом, идиоморфизм кристаллов выражен слабо. В этих слоях различается тневая первичная комковато-сгустковая структура. Другие слои имеют порфиоровидную структуру. Здесь в основной комковато-сгустковой массе равномерно распределены крупные хорошо образованные кристаллы доломита, содержание которого составляет 10–15%. Возможно, степень доломитизации обусловлена первичной послойной неоднородностью породы. В этом пласте встречаются редкие каверны выщелачивания, залеченные прозрачным крупнокристаллическим кальцитом. В породе отмечаются участки с незначительной глинисто-битуминозной примесью, здесь ромбоздры доломита имеют резкую темную каемку. Присутствуют отдельные обломки кварца средне- и крупноалевритовой размерности.

При генетической интерпретации описанного разреза прежде всего важно установить происхождение нижнего слоя пятнистых известняков. Скорее всего это результат микрокарста. При этом темные комковато-сгустковые известняки завершают разрез подстилающих отложений; во время перерыва они карстовались с образованием каверн и неправильных по фор-



Фиг. 4. Зарисовки текстур и структур пород из набора второго типа

a – мелкая слоистость пеллоидно-детритового известняка с интракластами, в том числе уплощенным; *б* – ооидно-детритовый известняк с интракластами; 1 – слоистый микрозернистый известняк; 2–3 – интракласты (2 – плоскогалечные, 3 – округлые); 4 – ооидно-пеллетовый и детритовый известняк; 5 – ооиды и пеллеты; 6 – биокласты; 7 – поры; 8 – кристификационные кальцитовые каемки

ме полостей, в процессе выщелачивания разрабатывались и расширялись отдельные трещины. Образовавшиеся в результате неровности позднее при перекрытии морем заполнялись детритом и комковатым известковым илом. В материал, заполняющий неровности, попадали и обломки карстующегося ступчатого известняка, причем в обломках сохраняются даже трещины выщелачивания, в то время как в самом заполняющем комковато-детритовом материале трещины отсутствуют. При последующей трансгрессии здесь установились условия мелкого моря средней океанической солености, о чем свидетельствует наличие остатков водорослей и разнообразной, в том числе стеногазированной фауны. Энергетический потенциал среды был достаточно высок, что привело к дроблению органогенных остатков и окатыванию обломков. Последовательное уменьшение вверх по разрезу размеров форменных элементов, смена пеллоидно-детритовых известняков строматолитовыми, наличие в кровле трещин усыхания и глазковых текстур указывают на снижение энергии среды, причем это связано с общим обмелением вплоть до осушения. Другими словами, верхняя часть описанной последовательности представляет собой литоральные и сублиторальные отложения. В этих условиях несколько повышалась соленость и щелочность, в результате чего в существующих количествах осаждались магниевые соединения, обусловившие затем диагенетическую доломитизацию. Наложенный характер последней устанавливается наличием темных первичных структур, распределением доломита по слоям и другим показателям.

Вторая серия представляет собой двухслойный разрез общей мощностью 8,5–9,0 м (см. фиг. 2 и фиг. 4). Нижний пласт сложен известняком, коричнево-серым массивным органогенно-обломочным с легко различимыми невооруженным глазом остатками раковин, иглокожих, кораллов. В нижней части пласта отмечаются интракласты серовато-коричневого пелитоморфного тонкослоистого трещиноватого известняка. Форма и размеры интракластов достаточно разнообразны: округлые – диаметром 3–4 см, уплощенные – толщиной 3–5 и длиной 7–10 см, совсем плоские, толщиной 0,3–0,5 и длиной 5–7 см. То, что эти обломки внесены в описываемый пласт, подтверждается, в частности, наличием в интракластах наклонной или явно перевернутой относительно данного пласта слоистости. В шлифах коричнево-серый массивный известняк имеет пеллоидно-детритовую структуру. Порода на 80–85% сложена форменными элементами, среди которых преобладают пеллеты, в меньшем количестве встречаются органогенные обломки. Мелкие (0,1–0,3 мм) пеллеты сложены полностью скрытокристаллическим кальцитом, более крупные (до 2,5 мм) имеют либо первичную скрытомикрокристаллическую равномерную, ступчатую или комковатую структуру, либо в различной степени перекристаллизованы и имеют микротонкокристаллическое ядро и тонкую оболочку скрытокристаллической структуры. Органогенный детрит представлен обломками, главным образом раковин брахиопод, реже – криноидей, кораллов. Обломки размером 0,3–5,0 мм (преобладающий размер 1,0–1,5 мм) окатаны и имеют микритовую оболочку, образовавшуюся в результате грануляции. Цемент кальцитовый тонко- и мелкокристаллический базально-порового типа. В породе содержится незначительная примесь кварцевых обломков крупноалевритовой и мелкопесчаной размерностей, сильно корродированных кальцитом.

Интракласты, содержащиеся в пласте, имеют тонкослоистую, похожую на строматолитовую, макротекстуру и сложены доломитистым известняком с неявно выраженной комкова-

то-сгустковой структурой. Сгустки размером около 0,05 мм и редкие комки размером около 0,1 мм (около 80% объема) сложены скрытокристаллическим, а сцементированы микрокристаллическим кальцитом. В основной массе породы равномерно распределены идиоморфные кристаллы доломита размером 0,05–0,3 мм. Иногда они включают комки и сгустки. Доломит составляет около 20% объема породы, а форма и характер распределения кристаллов обуславливают порфиридовидную микроструктуру породы. Присутствуют единичные кварцевые обломки алевритовой размерности, сильнокорродированные.

Пеллоидно-детритовые известняки постепенно сменяются доломитами, известковыми светлыми, бежево-серыми мелкокристаллическими, тонкокавернозными, мощностью 4–5 м. В шлифах видно, что породы на 80% сложены доломитом разнокристаллической структуры однородной (равномерной) текстуры. Кристаллики доломита замутненные, в разной степени идиоморфные, размером 0,01–0,5 мм, однако более половины из них имеют размер 0,1–0,25 мм. Участками более или менее явно просвечивает теневая первичная комковато-сгустковая структура породы. Около 20% объема породы составляют каверны размером 0,1–1,0 мм. Они распределены в породе довольно равномерно, а часть из них залечена новообразованным чистым прозрачным средне- и крупнокристаллическим кальцитом. В породе присутствуют единичные обломки кварца крупноалевритовой размерности.

Судя по характеру флоры и фауны, а также по структуре, образование нижнего (известнякового) элемента данного набора происходило в обстановке мелкого моря нормальной солености в условиях высокоэнергетической среды. При этом в начальные этапы сюда вносились обломки, в том числе плоскогалечные, подстилающих микритовых и строматолитовых известняков. Значительная доломитизация верхней половины разреза затрудняет однозначную генетическую интерпретацию обстановки осадконакопления. Вместе с тем реликты комковато-сгустковой структуры позволяют судить о том, что здесь формировались водорослевые крайние мелководные отложения; именно это мелководье, высокая температура вод обусловили повышенное накопление магниевых соединений, а затем и интенсивную, видимо, диагенетическую доломитизацию.

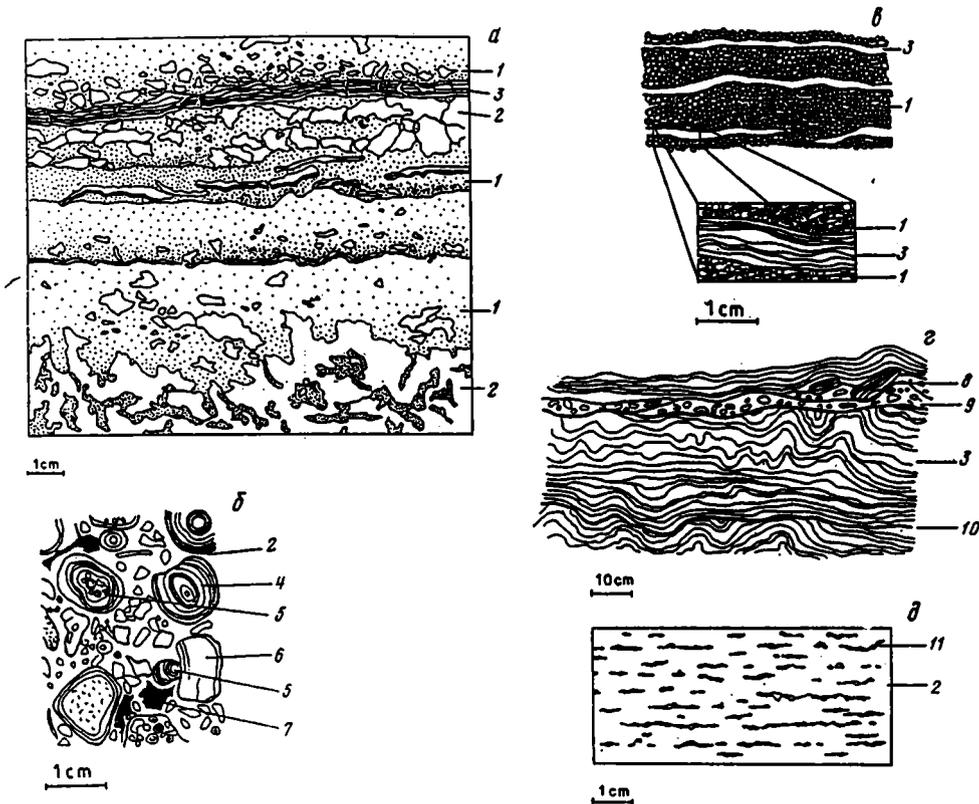
Третья серия представляет собой разрез, который можно условно назвать однослойным, так как определенная направленность изменений свойств наблюдалась в пределах одного, внешне однородного пласта мощностью 1,0–1,1 м, причем в обнажении установлена верхняя эрозионная его граница, нижняя же не обнажается (см. фиг. 2 и фиг. 5). Не исключено, что этот разрез характеризует лишь верхнюю часть более полного набора. Однако изменения внутри этого пласта тоже достаточно показательны, поэтому он описан как отдельный тип.

По внешнему виду это плотные и крепкие кориннево-серые и бежевые известняки. В пласте различается внутренняя слоистость, которая обусловлена чередованием ооидно-пеллетовых и пелитоморфных со строматолитовой волнистой микрослоистостью разностей. При этом в нижней части пласта преобладают ооидно-пеллетовые известняки, в верхней – строматолитовые, здесь же появляется текстура типа "птичьих глазок".

Ооидно-пеллетовые известняки на 65–70% сложены форменными элементами двух видов, которые представлены примерно в равных объемах. Первый – это относительно крупные (1–5 мм) желваки и ооиды, имеющие ядро со скрытомикрокристаллической однородной или комковато-сгустковой внутренней структурой, вокруг которого существует концентрически-слоистая оболочка, где чередуются слойки толщиной 0,01–0,04 мм, сложенные скрытомикрокристаллическим карбонатом. Установлено от одной до четырех пар подобных слойков. Наличие концентрической оболочки создает подобие оолитовых структур, и эти породы часто описывают как оолитовые известняки. Второй вид форменных элементов – округлые, овальные, палочковидные комочки скрытокристаллического кальцита размером 0,05–0,6 мм, которые распределяются между крупными желваками. Цемент кальцитовый яснокристаллический, кристификационно-порового типа. Кристификационные каемки ("друзовый цемент") толщиной около 0,1 мм сложены тонкокристаллическим кальцитом, оставшееся пространство выполнено мелко- и крупнокристаллическим кальцитом ("блоковый изометричный цемент"). Подобные типы цемента, как известно, характерны для субкавальных обстановок [4–6].

Строматолитовые известняки сохраняют в шлифах микрослоистую текстуру. Слойки толщиной от одного до нескольких миллиметров, волнистые, изгибающиеся, с неровной извилистой поверхностью. Иногда они как бы раздвигаются и пространство между ними выполняется яснокристаллическим кальцитом, образующим друзовый, а между ним и блоковый цементы, слойки имеют "окошечную" фенестральную текстуру, когда на фоне скрытомикрокристаллической неясной комковато-сгустковой основной массы породы выделяются причудливой формы поры – окна, фенестры, выполненные яснокристаллическим кальцитом. Размер фенестр от долей до нескольких миллиметров, а кальцит (как и в межслоевых пространствах) двух генераций: тонкокристаллический, образующий кристификационные корки, друзовый и мелкокристаллический (блоковый), выполняющий оставшееся пространство. Фенестральная текстура на макроуровне представляет собой "птичьих глазки". В строматолитовых известняках встречаются единичные зерна кварца алевритовой размерности.

Даже в пределах описанного неполного разреза отмечаются важные изменения обстановок осадконакопления. Так, образование осадков нижней части пласта происходило в водной сре-



Фиг. 5. Зарисовка текстур и структур пород из "однослойного" набора

a – характер переслаивания ооидно-пеллетовых известняков с интракластами и микрослоистых строматолитовых известняков основания разреза; *б* – ооидно-пелловый известняк основания разреза; *в* – переслаивание ооидно-пелловых и строматолитовых известняков середины слоя; *г* – строматолитовые микрослоистые известняки с отдельными и перерывами, иногда зафиксированными мелкообломочными известняками, из верхней части слоя; *д* – текстура типа "птичьих глазок"; 1 – ооидно-пелловый известняк; 2 – микролит; 3 – строматолитовый известняк; 4 – ооиды; 5 – агрегаты ооидов; 6 – интракласты; 7 – поры; 8 – обломки строматолитов; 9 – мелкообломочный известняк с интракластами; 10 – эрозийная поверхность; 11 – "птичьих глазки"

де с относительно активной гидродинамикой, по крайней мере достаточной для перекачивания форменных элементов (а возможно, и нахождения их во взвешенном состоянии) и обрастания их известняковыми оболочками. Характер цемента указывает также на субкавальные условия. Отложения верхней части разреза формировались в обстановке крайнего мелководья и частичного осушения, где образовывались строматолитовые маты. Тип цемента, а именно наличие контактового и менискового цемента, также указывает на недостаток воды и субаэральные обстановки. Газы, образующиеся при разложении органического вещества строматолитов, образовывали пузырьки внутри слойков или, сливаясь вместе, "раздвигали" отдельные слойки. Стенки этих пустот вначале инкрустировались кальцитовыми кристаллами, а затем пустоты полностью заполнялись янокристаллическим кальцитом, создавая в итоге текстуру "птичьих глазок".

Во всех трех случаях, несмотря на разницу в составе и структуре слагающих разрезы пород, имеется и существенно общее. Во-первых, это ограничение каждого набора слоев поверхностями перерыва, причем длительность и характер перерывов были различны. Обычно это неровные слабобугристые поверхности размыва, реже (по-видимому, во время более длительных перерывов) происходило карстование выведенных выше уровня моря в той или иной степени уже литифицированных отложений. Во-вторых, это однотипность смены в разрезе пластов разных структурно-генетических типов пород – от более грубозернистых, преимущественно известняковых в основании последовательностей к тонкомикрокристаллическим, часто строматолитовыми известнякам и доломитами в кровле. В-третьих, это градационная

слоистость, выраженная уменьшением размеров и количества форменных элементов снизу вверх в пределах пласта. Эти общие черты состава и строения отражают однотипность условий образования и изменений этих условий во время формирования всех трех наборов пород. В целом это был мелководный и часто осушающийся морской бассейн нормальной или близкой к ней солёности. После каждого осушения и перерыва в результате быстрого подъёма уровня моря формировались осадки высокоэнергетической морской обстановки – детритовые, пеллетовые и ооидные известняки. При этом в основаниях разрезов залегают обломки строматолитовых известняков, завершающих подстилающие наборы. В случае закарстованного основания эти обломки находятся в комковато-сгустковых и детритовых доломитизированных известняках, выполняющих каверны и желобки между карстовыми каррами. В разрезе второго типа – это интракласты в основании органогенно-обломочных и комковато-водорослевых известняков. Наличие плоских интракластов (плоскогалечных конгломератов) свидетельствует о литификации выведенных выше уровня моря подстилающих отложений. При осушении в осадках образуются трещины усыхания, на поверхности отдельные корочки слегка выгибаются и отслаиваются от нижележащих отложений. При трансгрессии эти корочки легко отрывались и переоткладывались в виде плоских галек. Наличие высокоэнергетической среды и характер фауны указывают на то, что морской бассейн был мелководным, но в то же время глубина была достаточной для активной волновой деятельности. Выше по разрезу во всех случаях устанавливается последовательное снижение энергетического потенциала среды, связанное с обмелением и, наконец, полным осушением. При этом возникают строматолитовые маты, в условиях крайнего мелководья в повышенных количествах накапливаются магнитные соединения биохемогенного и частично хемогенного происхождения, обусловившие диагенетическую доломитизацию, в литорали формируются глазковые текстуры. Другими словами, все три набора относятся к весьма частым в карбонатных толщах "мелющим к кровле последовательностям" (shallow up sequences) и характеризуют определённую цикличность развития бассейна и цикличность строения разреза.

Вместе с тем подобная цикличность не абсолютная, она нередко нарушается незакономерными явлениями и "событийной" седиментацией. Так, например, в верхней трети обнажения в южной его части с глубоким размывом залегает линза желтовато-серых брахиоподовых известняков мощностью 3,0–3,5 м. Обломки раковин размером от 0,1 до 10 мм и более имеют самую разнообразную ориентировку, в незначительном количестве встречаются фрагменты иглокожих и веточки мшанок. Органогенные обломки скреплены цементом базального типа, который составляет до 40% объёма породы. Цемент кальцитовый; имеет преимущественно первичную скрытомикрокристаллическую неясно различимую сгустковую структуру, участками перекристаллизован до тонкокристаллической структуры. В цементе присутствуют единичные мелкие (< 0,5 мм) обломки раковин фораминифер. До 10% в объёме породы составляет новообразованный мелко- и крупнокристаллический кальцит, который выполняет первичные пустоты между обломками раковин. В породе отмечаются единичные зёрнышки кварца алевритовой размерности. Формирование этой линзы связано, видимо, с глубокой, хотя и локальной, эрозией и последующим заполнением образовавшейся ложбины тафрогенным материалом.

В отдельных близлежащих обнажениях титона вдоль Военно-Грузинской дороги и в долинах рек Геналдон, Гизельдон, Фиагдон, параллельных Тереку, встречаются и другие типы карбонатных пород – оолитовые, крупнодетритовые и т.д. Это наряду с "событийными" отложениями указывает на пестроту фациальной обстановки мелководно-морского бассейна, однако эти отложения не меняют общего циклического строения с серией последовательно меняющихся наборов пластов с общей тенденцией обмеления кверху.

Список литературы

1. Объяснительная записка к стратиграфической схеме юрских отложений Северного Кавказа. М.: Недра, 1973. 194 с.
2. Сахаров А.С., Лозгачева Е.Ф. Юрские соленосные отложения Северо-Восточного Кавказа // Особенности строения осадочных формаций: Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. Вып. 535. Новосибирск: Наука, 1982. С. 64–73.
3. Юра юга СССР. М.: Наука, 1983. 208 с.
4. Carbonate cements / Ed. by Schneidermann N., Harris P.M., Tulsa, Okla. SEPM. Sp. Publ., 1985. № 36.
5. Carbonate Diagenesis / Ed. by Tucker M.E. Reprint Ser. V. 1. of the IAS. R.G.C. Bathurst Blackwell Sci. Publ. Oxford, 1990. 312 p.
6. Longman M.W. Carbonate diagenesis textures from near-surface diagenetic environments // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1980. V. 64. P. 461–487.

**ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОДЕРЖАНИЙ МУСКОВИТОВОЙ, ПАРАГОНИТОВОЙ
И ЛЕЙКОФИЛЛИТОВОЙ СОСТАВЛЯЮЩИХ В СОСТАВЕ БЕЛЫХ СЛЮД-2M₁
ПО ПАРАМЕТРАМ ЭЛЕМЕНТАРНЫХ ЯЧЕЕК**

Известно, что ранние стадии эпигенетического преобразования осадочных пород характеризуются широким разнообразием глинистых минералов. По мере погружения, увеличения температуры и давления минеральная ассоциация упрощается и сводится к двум-трем минеральным видам. Основными минералами, представленными в предметаморфических породах и породах начальной стадии метаморфизма, являются слюды и хлориты. Они встречаются в самых разнообразных обстановках и характеризуются значительными вариациями химического состава. В общем виде состав диоктаэдрической слюды, описываемый формулой типа $K_{1-x}Na_x(Al, Fe^{3+})_{1+y}(Mg, Fe^{2+})_{1-y}(Si_{4-y}Al_y)O_{10}(OH)_2$, может рассматриваться как твердый раствор мусковита $KAl_2(Si_3Al)O_{10}(OH)_2$, парагонита $NaAl_2(Si_2Al)O_{10}(OH)_2$ и лейкофиллита $K(Al, Fe^{3+})_1(Mg, Fe^{2+})_1Si_4O_{10}(OH)_2$, концентрации которых равны соответственно x, y и $1-x-y$.

Соотношение рассматриваемых компонентов в составе слюд тесно связано с условиями их образования.

Так, неоднократно отмечалось [10, 11], что содержание так называемой *селадонитовой* или, точнее, *лейкофиллитовой* (*LPh*) компоненты в составе белых слюд увеличивается при повышении давления и сравнительно низких температурах. Содержание *парагонитовой* (*PG*) компоненты в белых слюдах мусковитового состава при увеличении температуры в определенном интервале возрастает (в породах начальной и средней стадии метаморфизма), а затем падает, и при этом образуются обогащенные натрием минералы (парагониты и полевые шпаты). Таким образом, имеется потенциальная возможность по данным химического состава белых слюд-2M₁ получать дополнительную информацию о степени и характере постседиментационных преобразований осадочных пород на стадиях начального метаморфизма. В то же время использование для этой цели стандартных методов химического анализа часто затруднено или даже невозможно, так как рассматриваемые минералы представляют собой тонкодисперсные образования, смеси, нередко содержащие разные минеральные виды (например, слюда-хлорит-полевые шпаты и др.).

В этих условиях многие авторы пытались в качестве индикаторов температур и давлений использовать параметры элементарных ячеек белых слюд, значения которых в той или иной степени зависят от катионного состава соответствующих образцов. Анализ обширного литературного материала свидетельствует о том, что, несмотря на многочисленные попытки, в общем случае эта задача пока не решена. Хотя в ряде работ [6-8, 10, 11, 15, 22] были получены регрессионные уравнения, связывающие величины b и d_{060} с содержанием *LPh*- и *PG*-компонент, однако они не отличались универсальностью применения.

Так, содержание *лейкофиллитовой* компоненты предлагалось определять с помощью уравнений вида

$$d_{060} = d_0 + k \cdot RM, \quad (1)$$

где d_{060} – межплоскостное расстояние рефлекса 060; $RM = MgO + FeO + 2Fe_2O_3$ (мол.%); d_0 и k – константы (различные в разных работах). Для проверки этих соотношений авторы воспользовались имеющимися в литературе прецизионными данными о параметрах ячеек и химическом составе мусковитов, фенгитов и парагонитов с уточненными структурами. Оказалось, что из всех уравнений типа (1) оптимально уравнение, предложенное в работе [7] ($d_0 = 1,498$ А; $k = 0,082$). Это уравнение удовлетворительно описывает величины d_{060} в случае слюд ряда мусковит-фенгит ($\sigma = 0,012$ А). В работе [11] приводится уравнение, связывающее параметр $b = 6 \cdot d_{060}$ с содержанием не только *селадонитовой*, но и *парагонитовой* компоненты:

$$b = 8,995 + 0,321RM - 0,039Na/(Na + K), \quad (2)$$

где $Na/(Na + K)$ – относительное содержание катионов Na в межслоевом промежутке. Формула описывает величины b в мусковитах и фенгитах с тенденцией к занижению, однако абсолютно неприменима для K-содержащих парагонитов. Заметим, что в случае Mп-содержащего фенгита-2M₁ с необычно высоким параметром b [2] из всех упомянутых уравнений только формула Фрея с соавторами [7] дает значение, близкое к экспериментальному.

Как видим, предложенные в литературе формулы типа (1), (2) в лучшем случае применимы в весьма ограниченной области составов. На этом основании авторы работ [15, 16] пришли к выводу, что эти соотношения могут применяться только для полуколичественного анализа тонкодисперсных слюд.

В работе [1] было получено соотношение, связывающее величины b диоктаэдрических слюд любого состава с природой и содержанием катионов в тетраэдрах и октаэдрах 2:1 слоев и межслойных промежутках. Однако сложный характер этой зависимости не позволяет оценивать с ее помощью состав слюд по величине параметра b .

В настоящей работе для белых слюд- $2M_1$ (изоморфные ряды мусковит-фенгит и мусковит-парагонит) удалось получить более простое соотношение

$$b = 9,005 + 0,102 \Sigma - 0,104 \text{Na}/(\text{Na} + \text{K}), \quad (3)$$

где Σ – суммарное содержание катионов Mg, Fe, Cr, Mn (в атомах на $\text{O}_{10}(\text{OH})_2$). В отличие от известных формул типа (1) и (2) это выражение применимо как для Na-мусковитов и фенгитов, так и для K-парагонитов. В табл. 1 приводятся экспериментальные и вычисленные значения для белых слюд с уточненными структурами (№ 1–12), а также ряда образцов (№ 13, 14, 20–23) белых слюд из метapelитов штата Мэн (США); минералогическое описание приводится в работе [9].

Известно, что величина базального межплоскостного расстояния ($c \sin \beta/2$, или d_{002}) белых слюд также зависит от содержания катионов Na в межслоях и лейкофиллитовой составляющей. Если бы удалось получить регрессионное уравнение, которое адекватно описывало бы эту зависимость для того же диапазона составов слюд, что и уравнение (3), можно было бы использовать эти два соотношения для оценки содержания LPh- и PG-компонент.

Ранее в ряде работ [6, 8, 10, 22] были предложены соответственно следующие уравнения:

$$d_{002} = 10,023 - 0,316 \text{Na}/(\text{Na} + \text{K}) - 0,484 \text{RM} \quad (4)$$

$$d_{002} = 10,00 - 0,2584 \text{Na}/(\text{Na} + \text{K}) \quad (5)$$

$$d_{002} = 10,00 - 0,00217X - 0,0000259X^2 \quad (6)$$

$$d_{002} = 10,034 - 0,427 \text{Na}/(\text{Na} + \text{K}), \quad (7)$$

где $X = \text{Na}/(\text{Na} + \text{K})$, %.

Однако ни одно из них не может быть использовано для всего спектра составов белых слюд. Так, уравнения (1)–(6) дают резко завышенные значения d_{002} для фенгитов (при $\text{RM} > 0,1$). Для парагонитов вычисленные значения соответствуют экспериментальным только в случае уравнения (7). Формулы (4) и (5) значительно завышают эти величины, а соотношение (6) сильно занижает их.

Таким образом, формула (7) применима только для слюд ряда мусковит-парагонит при $\text{RM} < 0,05$, формула (6) – при $\text{RM} < 0,05$ и $\text{Na}/(\text{Na} + \text{K}) < 0,3$, формула (4) – для калиевых слюд ряда мусковит-фенгит, а формула (5) – только для мусковитов.

Анализ данных по 12 прецизионно уточненным структурам мусковитов, фенгитов и парагонитов- $2M_1$ и 11 белым слюдам из штата Мэн, проведенный в настоящей работе, показывает, что величина d_{002} в этих слюдах с высокой точностью ($\sigma = 0,008 \text{ \AA}$) описывается следующими соотношениями:

$$\text{а) при } d_{002} > 9,96 \text{ \AA} \text{ и } \begin{cases} d_{002} < 9,96 \text{ \AA} \\ b > 9,02 \text{ \AA}, \end{cases}$$

что соответствует $\text{Na}/(\text{Na} + \text{K}) < 0,15$;

$$d_{002} = 10,031 - 0,120 \Sigma - 0,427 \text{Na}/(\text{Na} + \text{K}); \quad (8a)$$

$$\text{б) при } \begin{cases} d_{002} < 9,96 \text{ \AA} \\ b < 9,02 \text{ \AA}, \end{cases}$$

что соответствует $\text{Na}/(\text{Na} + \text{K}) > 0,15$;

$$d_{002} = 10,031 - 0,427 \text{Na}/(\text{Na} + \text{K}). \quad (8б)$$

Таким образом, при достаточно высоких содержаниях катионов Na величина d_{002} полностью определяется значением $\text{Na}/(\text{Na} + \text{K})$. Итак, если известны b и d_{002} , с помощью соотношений (3) и (8) можно успешно оценивать величины $\text{Na}/(\text{Na} + \text{K})$ и Σ в мусковитах, фенгитах и парагонитах. В табл. 1 приведены соответствующие экспериментальные и вычисленные значения для упомянутых выше образцов белых слюд. Видно, что относительная ошибка возрастает с уменьшением значений $\text{Na}/(\text{Na} + \text{K})$ и Σ . Кроме того, для дополнительной проверки предлагаемого метода были привлечены данные по шести белым слюдам, приведенные в работе Б. Вельде [21]. Как видно из табл. 2, для этих образцов также наблюдается близкое соответствие вычисленных и экспериментальных значений b , d_{002} и соответственно $\text{Na}/(\text{Na} + \text{K})$ и Σ .

Еще одним параметром, для которого наблюдается четкая зависимость от состава белых слюд, является величина $c \cos \beta/a$. В работе [4] отмечается, что смещение центров дитригональных петель ближайших сеток соседних слоев в парагонитах более значительно по величине и противоположно по направлению по сравнению с соответствующим смещением в K-слюдах.

Таблица 1

Экспериментальные и расчетные значения b , $d_{0,02}$, $Na/(Na + K)$, Σ и $|r|$ для белых слюд

№ п/п	Образец	b , Å	$d_{0,02}$, Å	$Na/(Na + K)$	Σ , ат.ед.	$ r $	Литературный источник
1	Мусковит- $2M_1$	9,008/9,007	9,973/9,971	0,104/0,100	0,130/0,131	0,387/0,387	[12]
2	—"	9,015/9,011	9,973/9,972	0,095/0,085	0,155/0,185	0,386/0,389	[18]
3	—"	9,000/9,017	9,974/9,990	0,048/0,115	0,170/0,068	0,386/0,390	[3]
4	—"	9,018/9,027	9,985/9,977	0,050/0,056	0,268/0,185	0,391/0,390	[13]
5	—"	9,027/9,025	10,002/9,986	0,033/0,006	0,230/0,222	0,390/0,391	[17]
6	—"	8,994/8,998	10,011/9,996	0,079/0,061	0,01/0,000	0,392/0,390	[20]
7	Фенгит- $2M_1$	9,038/9,062	9,923/9,922	0,075/0,126	0,640/0,452	0,385/0,382	[12]
8	—"	9,043/9,052	9,936/9,948	0,051/0,092	0,512/0,466	0,386/0,387	[19]
9	—"	9,080/9,067	9,942/9,958	0,000/0,002	0,610/0,737	0,382/0,386	[2]
10	Na-мусковит- $2M_1$	8,976/8,970	9,890/9,885	0,34/0,33	0,000/0,05	0,374/0,369	[5]
11	К-парагонит- $2M_1$	8,907/8,921	9,656/9,668	0,85/0,878	0,04/0,00	0,304/0,304	[5]
12	Парагонит- $2M_1$	8,898/8,909	9,616/9,622	0,958/0,972	0,04/0,00	0,285/0,287	[14]
13	O-C-35	9,001/8,991	9,943/9,940	0,214/0,206	0,085/0,170	0,387/0,380	
14	O-I-53	9,005/8,994	9,946/9,943	0,210/0,199	0,105/0,202	0,387/0,381	
15	O-I-73	—	9,947/9,949	0,193/0,197	0,100/—	—	
16	O-I-55	—	9,947/9,951	0,187/0,197	0,105/—	—	
17	O-K-57	—	9,954/9,958	0,172/0,181	0,09/—	—	
18	O-I-89'	—	9,959/9,963	0,160/0,169	0,09/—	—	
19	O-C-17	—	9,963/9,967	0,150/0,159	0,09/—	—	
20	O-I-16'	9,016/9,012	9,982/9,982	0,079/0,067	0,145/0,176	0,391/0,389	
21	O-K-31	9,004/8,999	9,962/9,964	0,157/0,161	0,105/0,154	0,390/0,384	
22	O-K-9	9,010/9,012	9,984/9,983	0,074/0,076	0,140/0,126	0,388/0,388	
23	O-K-8'	9,011/9,017	9,981/9,985	0,058/0,079	0,180/0,139	0,389/0,389	
24	σ	0,010	0,008	0,021	0,074	0,003	
25	r	0,969	0,996	0,996	0,919	0,993	

Примечание. В этой и следующей таблице в числителе приведены экспериментальные данные, в знаменателе — расчетные.

Экспериментальные и вычисленные значения b , d_{002} , $Na/(Na + K)$, Σ и $|t|$ для образцов белых слюд- $2M_1$ [21]

Образец	b , Å	d_{002} , Å	$Na/(Na + K)$	Σ , ат.ед.	$ t $
BRIG 13	8,900/8,922	9,643/9,647	0,90/0,93	0,1/0,0	0,280/0,296
BOU 15	8,9/8,918	9,628/9,621	0,96/0,94	0,12/0,0	0,283/0,286
FAY	9,050/9,046	9,920/9,921	0,11/0,11	0,52/0,55	0,378/0,381
CAMP	9,040/9,044	9,916/9,930	0,10/0,14	0,49/0,48	0,379/0,382
BRIG 14	9,060/9,053	9,926/9,922	0,09/0,07	0,57/0,61	0,380/0,383
В 8'	9,050/9,071	9,929/9,902	0,09/0,09	0,74/0,53	0,386/0,380

Поэтому результирующее смещение вдоль оси $\vec{a}t = c \cos \beta / a$ уменьшается по абсолютной величине при повышении содержания катионов Na в межслоях. Кроме того, при близком составе межслоевых катионов, величина $|t|$ в фенгитах, как правило, меньше, чем в мусковитах. Из анализа имеющихся экспериментальных данных получено следующее соотношение:

$$|t| = 0,393 - 0,112[Na/(Na + K)]^{1,414} - 0,016Mg,$$

где содержание катионов Mg выражено в ат.ед. на $O_{10}(OH)_2$. Вычисленные и экспериментальные значения приведены в табл. 1. Уравнение (9) можно использовать как независимый способ оценки содержания Na в тех случаях, когда $Na/(Na + K) > 0,3$, так как при этом содержание Mg, как правило, пренебрежимо мало. Это соотношение могло бы применяться также для оценки содержания катионов Mg, но для этого требуется, чтобы предварительно величина $Na/(Na + K)$ была точно оценена другим способом (например, с помощью химического анализа, если в образце нет примесей других K- и Na-содержащих минералов). Степень надежности определения $Na/(Na + K)$ по уравнениям (3) и (8) возрастает при повышении содержания PG-компоненты, однако в этом случае содержание Mg невелико, и точность в его определении также мала. В то же время при высоком содержании Mg PG-составляющая, как правило, незначительна, и относительная ошибка определения по формулам (3) и (8) возрастает.

Таким образом, предлагаемый в настоящей работе подход позволяет количественно оценивать содержание парагонитовой и лейкофиллитовой составляющих в белых слюдах в интервалах составов мусковит-фенгит и мусковит-парагонит, что может быть использовано при картировании зон метаморфических преобразований осадочных пород.

Список литературы

1. Смоляр Б.Б., Дриц В.А. Зависимость параметра b элементарной ячейки диоктаэдрических слюд от химического состава // Минерал. журн. 1988. Т. 10. № 6. С. 10–16.
2. Смоляр Б.Б., Рождественская И.В., Кашаев А.А., Дриц В.А. Кристаллическая структура марганецсодержащего фенгита- $2M_1$ // Кристаллография. 1989. Т. 34. С. 621–627.
3. Ципурский С.И., Дриц В.А. Эффективность электрометрического способа измерения интенсивностей при проведении электронографических структурных исследований // Изв. АН СССР. Сер. физ. 1977. Т. 41. С. 2263–2271.
4. Bailey S.W. Crystal chemistry of the true micas // Reviews in Mineralogy. V. 13. Micas/Ed. Bailey S.W. Min. Soc. America. 1984. P. 13–60.
5. Burnham C.W., Radoslovich E.W. Crystal structures of coexisting muscovite and paragonite // Carnegie Inst. Wash. 1964. Year book 63. P. 232–236.
6. Cipriani C., Sassi F.P., Viterbo-Bassani C. La composizione delle miche chiare in rapporto con le costanti reticolari e col grado metamorfico // Rend. Soc. Ital. Miner. Petrol. 1968. V. 24. P. 153–187.
7. Frey M., Hunziker Y.C., Jager E., Stern W.B. Regional distribution of white K-mica polymorphs and their phengite content in the Central Alps // Contrib. Miner. Petrol. 1983. V. 83. P. 185–197.
8. Guidotti C.V. Transition from staurolite to sillimanite zone, Rangeley quadrangle, Maine // Bull. Geol. Soc. America. 1974. V. 85. P. 475–490.
9. Guidotti C.V. Compositional variation of muscovite in medium- to high-grade metapelites of northwestern Maine // Amer. Mineralogis. 1978. V. 43. P. 878–884.
10. Guidotti C.V. Micas in metamorphic rocks // Reviews in Mineralogy 13. Micas/Ed. Bailey S.W. Min. Soc. America. 1984. P. 357–468.
11. Guidotti C.V., Sassi F.P. Muscovite as a petrogenic indicator mineral in pelitic schists // N. Jahrb. Mineral. Abhandl. 1976. V. 127. P. 97–142.

12. *Guven N.* The crystal structures of $2M_1$ phengite and $2M_1$ muscovite//Z. Krist. 1971. V. 134. P. 196–212.
13. *Knurr R.A., Bailey S.W.* Refinement of Mn-substituted muscovite and phlogopite//Clays and Clay Minerals. 1986. V. 34. P. 7–16.
14. *Lin C.-yi, Bailey S.W.* The crystal structure of paragonite – $2M_1$ //Amer. Mineralogist. 1984. V. 69. P. 122–127.
15. *Lindqvist J.-E., Widmark T.* Paragenetical influence on Fe–Mg content in white K-micas from pelitic rocks in the central Scandinavian Caledonides// N. Jahrb. Mineral. Abhandl. 1986. V. 155. P. 307–317.
16. *Naef U., Stern W.B.* Some critical remarks on the analysis of phengite and paragonite components in muscovite by X-ray diffraction//Contrib. Miner. Petrol. 1982. V. 79. P. 355–360.
17. *Richardson S.M., Richardson J.W.* Crystal structure of a pink muscovite from Archer a Post, Kenya: implications for reverse pleochroism in dioctahedral micas//Amer. Mineralogist. 1982. V. 67. P. 69–75.
18. *Rothbauer R.* Untersuchung ecnes $2M_1$ Muscovits mit neutronenstrahlen//N. Jahrb. Mineral. Mh. 1971. Hft 4. P. 143–154.
19. *Rule A., Bailey S.W.* Refinement of the crystal structure of phengite- $2M_1$ //Clays and Clay Minerals. 1985. V. 33. P. 403–409.
20. *Schultz P.K., Slade P.G., Tiekink P.R.T.* Refinement of a muscovite in C1 symmetry//N. Jahrb. Miner. Mh. 1989. Hft 3. P. 121–129.
21. *Velde B.* Les eclogites de la region nantaise (de Campbon au Cellier, Loire-Atlantique)//Bull. Soc. Mineral. France. 1970. V. 93. P. 370–385.
22. *Zen-Fan, Albee A.L.* Coexistent muscovite and paragonite in pelitic schist//Amer. Mineralogist. 1964. V. 49. P. 904–925.

Геологический институт РАН,
Москва

Поступила в редакцию
4.VII.1991

УДК 550.4:552.313:551:763 (571.5)

© 1992 Федоров П.И., Жуйкова Т.Л.,
Мурогова Р.Н.

О СОСТАВЕ ГАЗОВ В МЕЛОВЫХ ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОДАХ КОРЯКСКО-КАМЧАТСКОГО РЕГИОНА

При изучении геохимии вулканогенных образований, формировавшихся в различных геодинамических обстановках, и последующей их петрогенетической интерпретации, определенный интерес представляют особенности распределения в них газов. В настоящей работе рассматриваются состав и концентрации газов в мел-палеоценовых эффузивах юга Корякского нагорья и Срединного хребта Камчатки.

На юге Корякского нагорья (Олюторская зона) и Срединном хребте Камчатки мел-палеоценовые вулканические образования известны в составе трех крупных вещественных ассоциаций: кремнисто-вулканогенной, вулканогенно-обломочной и терригенной.

Породы терригенной ассоциации в структурном отношении являются относительным автохтоном и по составу близки к субаркозовым, реже вулканомиктовым образованиям, среди которых изредка встречаются пачки яшм и потоки высокотитанистых толеитов.

В Олюторской зоне образован тремя тектоническими пластинами [2]. Нижние части пластин выполнены образованиями кремнисто-вулканогенной ассоциации, различающимися соотношениями вулканогенного и кремнистого материала. Выделяют три типа разреза: снеговой, определяющую роль в составе которого играют вулканогенные образования; эпильчикский, где при значительном развитии вулканитов увеличивается количество кремнистого материала; матыскенский, отличающийся широким развитием кремнистого материала при незначительной роли вулканогенного. Осадочные породы лишены терригенной примеси и по генезису близки к гемипелагическим; базальты по изотопно-геохимическим характеристикам отвечают MORB [3]. Породы вулканогенно-обломочной ассоциации, надстраивающие разрезы кремнисто-вулканогенной ассоциации, включают фациально изменчивые эффузивно-туфогенные (в нижней части разрезов) и вулканогенно-терригенные (в верхней части) комплексы. По изотопно-геохимическим признакам среди вулканитов ассоциации выделены низко-титанистая толеитовая, известково-щелочная базальтовая и шошонитовая серии, характеризующие начальные стадии формирования энеиматической островной дуги [3]. К эффузивно-туфовому комплексу эпильчикской пластины приурочены сложно построенные массивы дунит-габбро-пироксенитов.

Таблица 1

Содержание адсорбированных газов в базальтах юга Корякского нагорья, см³/кг

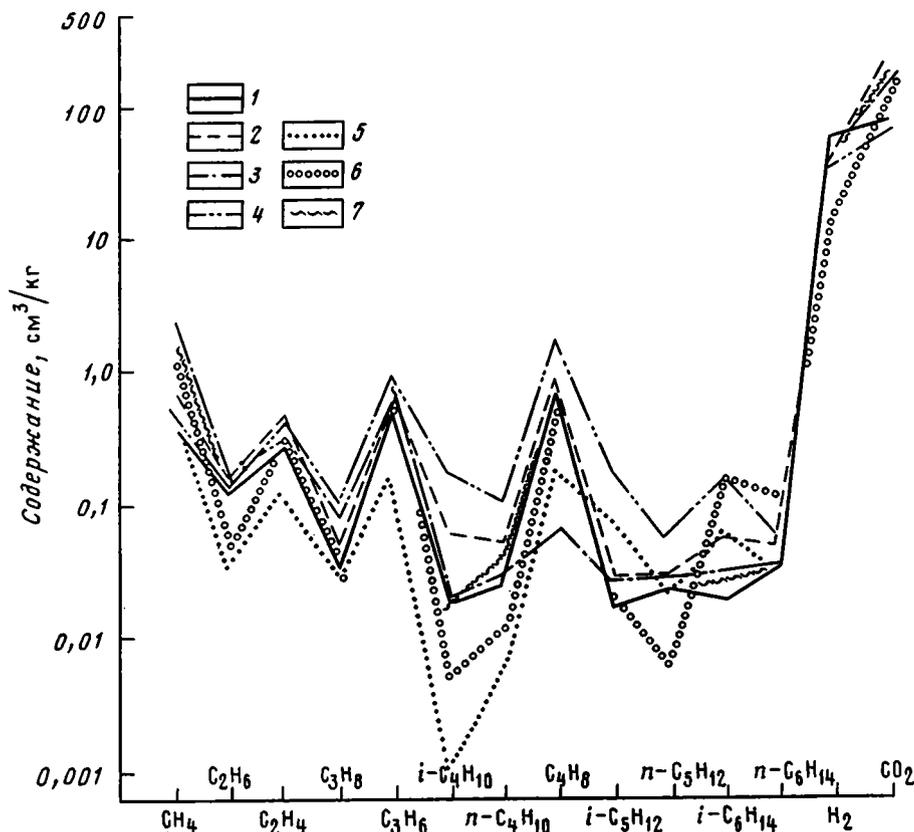
Газ	Кремнисто-вулканогенная ассоциация							Серии вулканогенно-обломочной ассоциации										
								толеитовая			известково-щелочная				шошонитовая			
CH ₄	2,2	1,64	1,31	0,7	1,3	0,54	3,61	2,62	1,64	0,54	1,64	1,64	3,61	0,49	1,24	0,82	2,20	2,20
C ₂ H ₆	0,2	0,16	0,14	0,03	0,04	0,02	0,45	0,09	0,20	0,07	0,12	0,06	0,16	0,04	0,06	0,04	0,08	0,17
C ₂ H ₄	0,45	0,2	0,42	0,14	0,25	0,06	1,00	0,2	0,27	0,09	0,39	0,43	0,44	0,13	0,26	0,15	0,19	0,28
C ₃ H ₈	0,12	0,07	0,06	0,009	0,02	0,08	0,24	0,04	0,10	0,03	0,06	0,02	0,08	0,01	0,03	0,015	0,04	0,07
C ₃ H ₆	0,84	0,60	0,56	0,13	0,27	0,05	1,60	0,41	0,51	0,22	0,77	0,42	0,64	0,14	0,70	0,25	0,49	0,67
C ₄ H ₁₀	0,04	0,01	0,01	0,001	0,004	0,0007	0,04	0,005	0,01	0,006	0,02	0,002	0,01	0,0025	0,01	0,002	0,03	0,008
C ₄ H ₈	0,05	0,03	0,03	0,004	0,010	0,0025	0,09	0,01	0,06	0,016	0,03	0,009	0,03	0,007	0,01	0,007	0,02	0,03
C ₄ H ₆	0,85	0,62	0,79	0,20	0,44	0,024	0,89	0,36	1,18	0,29	0,86	0,34	0,55	0,12	0,75	0,27	0,89	0,44
C ₅ H ₁₂	0,04	0,02	0,02	0,012	0,01	0,002	0,03	0,04	0,03	0,01	0,02	0,025	0,02	0,008	0,01	0,008	0,04	0,02
C ₅ H ₁₀	0,03	0,02	0,02	0,002	0,006	0,001	0,04	0,007	0,04	0,01	0,02	0,005	0,02	0,003	0,008	0,004	0,02	0,01
C ₆ H ₁₄	0,03	0,01	0,01	0,008	0,009	0	0,02	0,019	0,01	0,005	0,05	0,01	0,025	0,008	0,02	0,01	0,05	0,01
C ₆ H ₁₂	0,07	0,02	0,02	0,004	0,005	0	0,04	0,01	0,08	0,03	0,01	0,01	0,03	0,003	0,01	0,007	0,03	0,019
H ₂	78,0	89,9	59,8	22,90	13,9	14,1	62,4	44,2	120,6	109,2	42,6	23,9	54,6	49,1	3,3	20,8	36,4	41,6
CO ₂	284,0	128,0	0	130,0	96,0	71,0	270,0	130,0	68,0	40,0	122,0	194,0	368,0	83,0	104,0	70,0	125,0	86,0
CO	10,8	11,8	20,5	14,0	7,5	3,2	34,5	8,6	0	0	7,6	10,80	23,7	0	4,32	3,24	0	7,5

Примечание. Нулевые значения — ниже предела чувствительности. Температура нагрева проб 450°C.

Таблица 2

Содержание адсорбированных газов в эффузивах Среднего хребта Камчатки, см³/кг

Газы	Базальты терригенной ассоциации				Яшмово-базальтовый комплекс		Кремнисто-диабазовый комплекс				Эффузивно-туфовый комплекс							
CH ₄	0,76	0,44	0,26	3,81	0,26	0,43	1,54	0,64	0,47	0,91	0,37	0,30	0,47	0,88	0,44	1,36	0,44	
C ₂ H ₆	0,26	0,10	0,15	0,71	0,19	0,12	0,29	0,09	0,14	1,11	0,08	0,12	0,11	0,08	0,05	0,11	0,12	
C ₂ H ₄	0,41	0,34	0,32	0,93	0,22	0,61	0,63	0,90	0,32	1,03	0,22	0,20	0,50	0,28	0,53	0,54	0,36	
C ₃ H ₈	0,08	0,04	0,03	0,71	0,02	0,09	0,29	0,06	0,13	0,16	0,03	0,03	0,05	0,019	0,03	0,07	0,06	
C ₃ H ₆	0,08	0,37	0,45	1,45	0,45	0,86	1,58	0,86	0,92	1,68	0,43	0,45	0,65	0,25	0,53	1,007	0,68	
C ₄ H ₁₀	0,14	0,01	0,01	0,17	0,008	0,19	0,41	0,023	0,15	0,13	0,02	0,011	0,03	0,008	0,01	0,03	0,04	
C ₄ H ₈	0,11	0,04	0,02	0,25	0,012	0,11	1,29	0,03	0,10	0,09	0,01	0,01	0,03	0,012	0,02	0,04	0,04	
C ₄ H ₆	0,99	1,02	0,82	1,78	0,50	1,75	2,4	0,96	1,19	1,62	0,69	0,67	0,86	0,45	0,70	1,15	0,28	
C ₅ H ₁₂	0,04	0,03	0,02	0,11	0,008	0,15	0,3	0,02	0,13	0,04	0,01	0,01	0,03	0,009	0,02	0,03	0,03	
C ₅ H ₁₀	0,03	0,03	0,01	0,16	0,015	0,06	0,1	0,04	0,04	0,02	0,02	0,03	0,03	0,016	0,02	0,04	0,02	
C ₆ H ₁₄	0,13	0,02	0,01	0,09	0,010	0,14	0,64	0,03	0,14	0,13	0,02	0,01	0,04	0,009	0,02	0,03	0,03	
C ₆ H ₁₂	0,06	0,01	0,02	0,02	0,023	0,05	0,12	0,09	0,05	0,10	0,04	0,03	0,03	0,02	0,03	0,04	0,05	
H ₂	9,0	0	6,0	18,0	0	6,0	22,5	12,0	9,0	14,63	0	0	3,0	0	0	6,0	6,0	
H ₂	60,6	19,2	24,2	28,44	28,2	38,4	53,0	32,4	31,3	113,4	69,6	32,5	30,2	42,5	48,2	30,8	42,8	
CO ₂	257,2	142,08	91,2	590,4	74,8	82,5	192,0	240,0	34,5	98,37	80,64	96,0	216,9	97,92	105,6	273,6	117,0	



Состав газов в меловых эффузивных породах Корьякско-Камчатского региона
1-7 - геохимические кластеры

На Среднем хребте Камчатки в составе аллохтона принимают участие три комплекса пород, отличающихся по составу и слагающих определенные части разрезов: нижний - яшмово-базальтовый, средний - кремнисто-диабазовый и верхний - эффузивно-туфовый [1]. На широте перешейка Камчатки наряду с кремнисто-терригенными отложениями в составе аллохтона выделяется пластина, сложенная габбро-амфиболитами и амфиболитизированными габброидами, скриновое пространство между телами которых выполняют базальты. По геохимическим признакам среди вулканогенных образований выделяются следующие серии: высокотитанистая толеитовая в составе яшмово-базальтового комплекса; переходная - среди образований кремнисто-диабазового и интрузивного комплексов; непрерывно дифференцированная известково-щелочная базальт-риолитовая и шошонитовая серии, участвующие в строении эффузивно-туфового комплекса [4] и отвечающие образованиям островной дуги.

Газы извлекались из малых (> 1 г) количеств породы термогазохроматографическим методом (рабочая температура 450°C, время термообработки 3 мин). Процесс извлечения протекал в герметичном объеме, заполненном аргоном. Химический состав газа определялся хроматографически, при этом использовались параллельно два типа детектора: детектор по теплопроводности и пламенно-ионизационный, позволяющие из одной порции газа определять как углеводороды (парафины) и олефины до C₆ включительно), так и неуглеводородные компоненты (H₂S, N₂, H₂, CO₂).

Состав газов при 450°C, извлеченных из базальтов различных породных ассоциаций юга Корьякского нагорья и Камчатки, приведен в табл. 1 и 2.

При анализе распределения газов основной интерес заключался как в интерпретации их генезиса, так и в региональных различиях между базальтами одной ассоциации Корьякского нагорья и Камчатки. Для этой цели весь массив данных был обработан по программе кластерного анализа, позволившего сгруппировать изученные пробы по широкому набору признаков.

Как видно из таблиц и спайдер-диаграммы (фигура), химический состав газов из эффу-

зивов Корякско-Камчатского региона преимущественно углекислый. Обращает на себя внимание две особенности в распределении газов. Во-первых, при разделении всего массива на семь кластеров группирование анализов произошло вне зависимости от данных петрогенного и редкоземельного состава эффузивов. Такой характер распределения компонентов газа может быть объяснен лишь низкотемпературной гидротермальной переработкой толщ. Во-вторых, несмотря на близость химического состава газов из эффузивов юга Корякского нагорья и Камчатки, в каждый кластер (см. фигуру) попали либо вулканиты Срединного хребта Камчатки (кластеры 1, 2, 4), либо Олюторской зоны (кластеры 3, 5, 6, 7). Необходимо также отметить отсутствие значимых количеств СО в породах Камчатки и присутствие в них сероводорода, связанного с наложенной минерализацией, что также может указывать на проявление гидротермальной переработки толщ.

Резюмируя изложенное, можно прийти к выводу, что состав газов, извлекаемых из цельной породы, характеризует особенности лишь постмагматических процессов, затушевывая первичную природу вулканитов.

Список литературы

1. Григорьев В.Н., Шапиро М.Н. Верхнемеловые вулканиты перешейка Камчатки // Тихоокеан. геология. 1986. № 4. С. 58–66.
2. Казимиров А.Д., Крылов К.А., Федоров П.И. Тектоническая эволюция окраинных морей на примере юга Корякского нагорья // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 201–225.
3. Федоров П.И. Изотопно-геохимический состав меловых базальтов Олюторской зоны Корякского нагорья // Вопросы региональной геологии СССР. М.: Наука, 1987. С. 30–32.
4. Федоров П.И. Геохимия и петрология позднемеловых вулканитов Камчатского перешейка // Геохимия. 1988. Т. 11. С. 1627–1637.

Геологический институт РАН,
Москва

Поступила в редакцию
1. VII. 1991

КРИТИКА

УДК 551.8:551(763–781)

© 1992 Соловьев В.О.

К ВОПРОСУ О МААСТРИХТ-СРЕДНЕЗОЦЕНОВОМ ЭТАПЕ
В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

В течение последнего времени в журнале "Литология и полезные ископаемые" опубликованы статья П.П. Тимофеева с соавторами, резкие возражения по ряду затронутых там положений со стороны Б.А. Онищенко и ответ на эти критические замечания [2, 6, 7]. В данных публикациях поднимается важная проблема, к которой очень редко обращается современная литология: тектоническая подвижность и литологические критерии ее выражения. Разногласия, с моей точки зрения, возникли из-за того, что геология все еще не дала ответ на вопрос: какие режимы считать тектонически активными или пассивными. Основная причина, которая заставила меня обратиться к анализу маастрихт-среднеэоценового этапа – справедливость обоих полярных мнений. Дискуссия затронула многие частные, в той или иной степени справедливые замечания к излагавшимся представлениям. Было бы обидно, если бы она исчерпалась рассмотрением только этих вопросов.

А.А. Пронин [3], в течение многих лет изучавший тектонические движения фанерозоя, пришел к выводу о существовании этапов различной тектонической подвижности, подтвердив более ранние представления М.А. Усова, В.П. Казаринова, В.Е. Хаина и др. Он выделял "тектонические эпохи (эпохи активизации тектогенеза)" по резкому возрастанию в стратиграфических разрезах перерывов и несогласий, предполагая чередование их с примерно равновеликими по длительности эпохами затухания таких тектонических движений. Подобная точка зрения прочно утвердилась в геологии и принципиальной ревизии не подвергается.

Автор подходит с несколько иных позиций к изучению тектонических режимов [1, 4, 5]. На основе анализа мощностей отдельных возрастных подразделений девона – триаса выявлено периодическое возрастание или снижение средних скоростей осадконакопления и прогибания в разнородных депрессионных структурах Евразии. Возрастание скоростей прогибания и осадконакопления, как показала математическая обработка материала, сопровождалось увеличением частоты и величины их отклонения от среднестатистических значений. Такое явление, по нашему мнению, однозначно должно свидетельствовать о возрастании тектонической подвижности в соответствующие эпохи, увеличении дифференцированности рельефа в областях сноса (часто это сопровождалось появлением терригенных отложений в карбонатных разрезах), развивавшемся одновременно с увеличением темпов прогибания в депрессиях. Выделенные нами эпохи разной тектонической подвижности совпадали или были весьма близки к таковым А.А. Пронина, но времени его активизации отвечали наши эпохи затухания дифференциального тектогенеза и наоборот. Сложилась примерно такая же ситуация, как и в представлениях П.П. Тимофеева с соавторами и Б.А. Онищенко.

Анализ историко-геологического развития тектонических и седиментационно-палеогеографических обстановок позднего палеозоя – мезозоя позволил прийти к следующим выводам. В течение этого времени четко проявляются этапы с различной тектонической подвижностью, средняя продолжительность которых составляет приблизительно 25 млн лет. Одни из них выражены возрастанием средних скоростей прогибания и осадконакопления в седиментационных бассейнах, дифференцированными воздыманиями в областях сноса, формированием наложенных депрессий, преимущественным гранитоидным, плутолизмом и липарит-андезитовым вулканизмом (формации порфировая, островодужная и др.); одновременно с ними в других системах могут накапливаться мощные эвгеосинклинальные комплексы, что подчеркивает латеральную контрастность тектогенеза. Из осадочных отложений типичны сероцветные терригенные, угленосные, иногда соленосные. Стратиграфические разрезы для этих интервалов времени наиболее полные.

Примером эпох и повышенной, по нашим представлениям, тектонической подвижности была середина перми в интервале позднеартинское – казанское время. В течение данного этапа резко возрастают масштабы угленакопления в Печорском, Таймырском, Тунгусском,

Кузнецком и других бассейнах Евразии, а также в Австралии, формируются соленосные отложения Приуралья, Прикаспия, Днепровско-Донецкой впадины; в карбонатных разрезах Японии, Приуралья, Карнийских Альп и других регионов появляются терригенные образования. Это эпоха резкой активизации орогенного вулканизма на Кавказе, в Западной Европе, Средней Азии, Казахстане, Монголии, Забайкалье, Юго-Западном Приморье, Северо-Восточном Китае, Северной Корее, Восточной Австралии, Северной Америке; разновозрастные мощные геосинклинальные эффузивы известны в Сихотэ-Алине, Японии, Корейском нагорье. В ряде депрессионных зон Северо-Западного Кавказа, Закавказья, Северных Гималаев, Северного Памира, Пай-Хоя, Западного и Северного Верхоянья скорость прогибания и осадконакопления возрастает в несколько раз, иногда на порядок. И наоборот, в ДДВ с почти непрерывным позднелазейско-мезозойским разрезом на середину перми приходится седиментационный перерыв.

Аналогично или сходно проявлена позднемеловая (позднетуронско-раннемаастрихтская) эпоха, характеризующаяся активными прогибаниями на Сахалине, Камчатке, в ряде систем Средиземноморского пояса. В Сихотэ-Алине, Приамурье, частично на Северо-Востоке и Юго-Востоке Азии это время интенсивного орогенного магматизма. Вулкано-плутонические процессы, судя по многочисленным радиологическим определениям, укладываются обычно в интервал 90–65 млн лет, не проявляясь сколько-нибудь значительно в позднем маастрихте – среднем эоцене. Одновозрастный позднемеловой геосинклинальный вулканизм известен в пределах островных дуг на западе Тихого океана (Камчатка, Курильские острова и др.), а также в Средиземноморском поясе (на участках болгарского Среднегорья, о-ва Крит, Малого Кавказа и т.д.).

Эпохи, знаменующие затухание тектонической подвижности, сопровождаются снижением средних скоростей прогибания и осадконакопления примерно в 1,5 раза, уменьшением величины и частоты их отклонения от среднестатистической. Для данных этапов характерны сводовые воздымания малой и средней интенсивности, обуславливающие формирование денудированного рельефа и платформенного базальтоидного вулканизма, ардизацию климата и возрастание красноцветов, что является не только результатом сокращения морских площадей, но и прежде всего выположенного рельефа. Для разрезов депрессий характерны многочисленные седиментационные перерывы и другие несогласия, а на водоразделах формируются коры выветривания.

Именно такой эпохой и является маастрихт-среднеэоценовая. Она справедливо охарактеризована как время "затухания вертикальных рельефообразующих тектонических движений"; это этап "существования выравненной слабо расчлененной эрозией древней суши с мощными корами выветривания", "слабохолмистого денудационного рельефа" [6]. Аналогичными эпохами в фанерозое были позднекаменноугольно-раннеартинская, татарско-раннеладинская, рэт-лейасовая, позднейорская и др. В течение татарского века, раннего и среднего триаса угленакопление в большинстве регионов резко убывает или даже полностью прекращается, хотя в целом пермская система содержит свыше четверти общих мировых запасов угля. То же характерно для позднего карбона и начала перми, которые разделяют среднекаменноугольный и среднепермский максимумы угленакопления. Это время возрастания красноцветной седиментации, отсутствия контрастных тектонических движений (кроме опусканий в отдельных рифтовых депрессиях), формирования стратиграфических разрезов с частыми седиментационными перерывами.

Наряду с этим совершенно прав Б.А. Онищенко, отмечая, что маастрихт-среднеэоценовый этап характеризуется неоднократными седиментационными перерывами и угловыми несогласиями, частым чередованием морских и континентальных отложений, наличием кор выветривания, формирующихся в условиях относительно непрерывного осадконакопления. Данный этап начинает тектоническая фаза, получившая наименование ларамийской, а завершает не менее выразительная пиренейская, или ее возрастные аналоги – триалетская, журавская и др., проявленные на границе среднего и позднего эоцена. Все это, естественно, не свидетельствует о тектонической пассивности. К этому можно было бы добавить грандиозный трапповый вулканизм Декана (в пермо-триасе не менее крупный магматизм того же типа был на Сибирской платформе, а в начале юры – на юге Африки). Даже генетически однородный магматизм в эпохи различной тектонической подвижности существенно различается. Например, в Центральном Казахстане среди позднекаменноугольных гранитоидов преобладают щелочно-гранитные разновидности, сменившие среднекаменноугольные гранодиориты. В Сихотэ-Алине после активного липарит-андезитового вулканизма позднего мела, в течение которого формируется подавляющая часть вулканического пояса, масштабы и тип его меняются в результате появления контрастных или с повышенной щелочностью комплексов.

Границы рассматриваемых этапов обычно резки и выразительны; смена разнородных режимов происходит, как правило, в течение весьма непродолжительного времени. Тот факт, что эта инверсия фиксируется в разных районах Земли на одном и том же возрастном уровне (где это удастся точно датировать) и может предполагаться как одновозрастная во многих других районах, позволяет трактовать подобные преобразования как глобальные. Такое положение хорошо примиряет существующие у нас представления о тектонических эпохах и тектонических фазах (последние представляют собой инверсии тектонических режимов,

совершающиеся на границах эпох различной тектонической подвижности, которые сопровождаются активизацией складкообразования, магматическими и метаморфическими импульсами или культиминациями, иногда площадным перераспределением однотипного осадконакопления).

Строго говоря, представления о тектонической активности или ее затухании, которые разделяются и автором, не совсем правильны. Следует формулировать положение о разном характере тектонической подвижности в те или иные эпохи, о преобладании определенных проявлений тектогенеза в соответствующие интервалы времени: сводовых воздыманий (погружений) и частых колебаний или дифференциальных тектонических движений. В таком случае спор о том, какие эпохи активные, а какие пассивные, теряет свой смысл: они разные.

В одной из рассматриваемых работ [6] приводится ссылка на данные о преобладании карбонатной седиментации в результате уменьшения величины материкового водосбора. Однако это совершенно справедливое положение относится к предыдущему, позднеюрско-раннемаастрихтскому этапу, совпадающему с наиболее крупными в мезо-кайнозое трансгрессиями. В течение позднего маастрихта – первой половине палеогена происходит резкое сокращение морских площадей; во многих эпиконтинентальных бассейнах к этому времени приурочен седиментационный перерыв и максимум регрессии относится к палеоцену. Поэтому активная карбонатная седиментация данной эпохи связана прежде всего с резким сокращением сноса терригенного материала, что обусловлено, как отмечалось выше, выположенным рельефом. Причем, если маастрихтско-эоценовые карбонаты накапливались преимущественно в океанах, то позднемиоценовые – в прилежащих к Тетису эпиконтинентальных морях и Северной Атлантике. Возможно, что это еще один из признаков эпох различной тектонической подвижности: структурно-площадное перераспределение однотипной седиментации.

В заключение необходимо отметить, что со времен Л.В. Пустовалова, Н.М. Страхова, Л.Б. Рухина и В.П. Казаринова фундаментальных работ, устанавливающих связь седиментогенеза с тектоникой, было чрезвычайно мало. Следует подчеркнуть, что закон периодичности осадконакопления, сформулированный Л.В. Пустоваловым свыше 50 лет назад, базировался в значительной степени на выявлении подобных эпох с разным преобладающим типом седиментогенеза. В этой связи следует приветствовать появление публикации П.П. Тимофеева, Ю.Г. Цеховского, В.С. Ерофеева. Возникшие разногласия вполне естественны, так как рассматриваемый вопрос пока не получил достаточно широкого освещения и глубокой разработки. Следует полностью согласиться с выводом о том, что затронутая проблема заслуживает изучения на примере аналогичных более древних этапов геологической истории.

Список литературы

1. *Карачинский В.Е., Лапчинский Ю.Г., Соловьев В.О.* Интенсивность геотектонического процесса, структурные перестройки и прогнозирование зон нефтегазонакопления // Флюидодинамический фактор в тектонике и нефтегазоносности осадочных бассейнов. М.: Наука, 1989. С. 77–84.
2. *Онищенко Б.А.* О тектоническом режиме на рубеже мела и палеогена // Литология и полез. ископаемые. 1990. № 3. С. 136–138.
3. *Пронин А.А.* Новая геохронологическая шкала тектонических движений фанерозоя // Геологическая история Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 3–17.
4. *Соловьев В.О.* Трансгрессии, эпохи тектонической активности, структурно-палеогеографические перестройки и их отражение в седиментационной цикличности // Теоретические и методологические вопросы седиментационной цикличности и нефтегазоносности. Новосибирск: Наука, 1988. С. 56–63.
5. *Соловьев В.О., Жук Н.М., Мансуров А.Н.* Опыт количественной характеристики тектонических преобразований позднего палеозоя – триаса // Изв. вузов. Геология и разведка. 1987. № 2. С. 3–8.
6. *Тимофеев П.П., Цеховский Ю.Г., Ерофеев В.С.* Тектоническая активность и ее литологические индикаторы на рубеже мела и палеогена // Литология и полез. ископаемые. 1987. № 5. С. 7–26.
7. *Тимофеев П.П., Цеховский Ю.Г., Ерофеев В.С.* К вопросу о тектонической активности в маастрихте – эоцене // Литология и полез. ископаемые. 1991. № 1. С. 129–132.

Харьковский государственный
университет

Поступила в редакцию
19.VI.1991



К 70-ЛЕТИЮ Л.Ф. НАРКЕЛЮНА

Исполнилось 70 лет профессору, доктору геолого-минералогических наук, лауреату Государственной премии СССР, заслуженному деятелю науки РСФСР, Леониду Францевичу Наркелюну. Он родился 14 сентября 1921 года в г. Симферополе в рабочей семье и прошел большой жизненный путь от учащегося Московского дорожно-механического техникума до профессора Читинского политехнического института.

В научной и научно-организационной деятельности Л.Ф. Наркелюна можно выделить два главных этапа – джезказганский (1941–1961 гг.) и забайкальский (1961 г. и по настоящее время), связанных с исследованиями двух медных гигантов нашей страны – Джезказганского и Удоканского месторождений медистых песчаников.

На Джезказганском месторождении Л.Ф. Наркелюн открыл асимметричную зональность в расположении главных рудообразующих минералов и важнейших элементов-примесей. Это дало возможность прогнозировать качество руд на месторождении, целенаправленно вести эксплуатационную разведку и добычу, решать вопросы комплексного использования минерального сырья. Для объяснения происхождения зональности пришлось искать другие аналоги, привлекать теоретические расчеты. Несмотря на то что в настоящее время существуют различные точки зрения на генетическую природу этой зональности (как выяснилось, гипотеза Леонида Францевича сохраняет свое значение до сих пор), комплексный подход к изучению Джезказганского месторождения позволил Леониду Францевичу прийти к новым (для месторождений типа медистых песчаников и сланцев) выводам, базовой основой для которых послужила первично-осадочная модель формирования месторождения. Следует отметить, что творческая работа Леонида Францевича пришлась на самый разгар противостояния двух противоположных точек зрения на генезис руд Джезказгана – гидротермальной и осадочной. Ярким представителем первой в то время был акад. К.И. Сатпаев, второй – акад. АН КиргССР В.М. Попов. Под влиянием огромного фактического материала Л.Ф. Наркелюн пришел к твердому выводу о первично-осадочной природе джезказганских руд, что и было отражено им в первой его монографии "Геология и оруденение Джезказганского месторождения", являющейся и поныне (спустя почти 30 лет после ее опубликования), настольной книгой для геологов, изучающих стратиформные месторождения.

Забайкальский период стал особенно плодотворным в жизни юбиляра. Начав с Удокана и его ближайших спутников – рудопроявлений, продолжив исследования по югу Сибири, Леонид Францевич вместе со своими учениками пришел к выводу о существовании Восточно-Сибирского меденосного пояса, протягивающегося по всей периферии Сибирской платформы. В этом поясе на стыке платформы и обрамляющих складчатых сооружений в краевых прогибах, впадинах, авлакогенах и других отрицательных структурах сформировались разновозрастные медистые песчаники и сланцы. Весь накопленный материал по этому новому меденосному поясу обобщен во многих статьях, докторской диссертации и в монографии "Медистые песчаники и сланцы южной части Сибирской платформы".

Исследуя месторождения медистых песчаников и сланцев Сибири, Леонид Францевич все больше обращается к материалам других регионов страны, а также зарубежных стран. Собранные им и его коллегами литературные, каменные, графические и иные данные послужили основой для написания и издания крупной научной сводки "Медистые песчаники и сланцы

мира", в которой предпринята попытка проанализировать как закономерности размещения, так и условия формирования этих интереснейших геологических объектов.

Разрабатывая теоретические вопросы рудообразования, Леонид Францевич все время держит в поле зрения практические проблемы, в частности комплексного использования медных руд, вопросы технологии и извлечения из них металлов. В коллективной монографии "Окисленные руды Удокана" обобщены многолетние итоги исследований по закономерностям распределения в пространстве технологических сортов руд, их минеральному составу, по разработке схем обогащения и намечены рациональные пути освоения Удоканского месторождения с учетом накопленного большого практического опыта по Джезказгану и другим медным месторождениям.

В последнее время Леонид Францевич уделяет большое внимание связям медистых песчаников с другими стратиформными месторождениями, в частности со свинцово-цинковыми, а также выяснению места медистых песчаников в ряду всех типов медных месторождений. Очень большую организующую роль сыграл Леонид Францевич в выпуске коллективного "Справочного пособия по стратиформным месторождениям".

Л.Ф. Наркелюн неоднократно организовывал в Чите семинары и конференции по проблемам стратиформных месторождений, выступал с докладами почти на всех других конференциях в Алма-Ате, Джезказгане, Фрунзе. Он принимал активное участие в работе Международного геологического конгресса, где выдвинул идею о существовании в земной коре разно-ранговых меденосных поясов; в работе многих всесоюзных, республиканских и региональных конференций и симпозиумов, на которых делился своими идеями и мыслями по проблемам медистых песчаников и сланцев. Он редактор ряда книг и научных сборников. Немало сделано им по обучению и воспитанию ученых и молодых специалистов; под его руководством защищено семь кандидатских и одна докторская диссертация, выпущены сотни инженеров горного профиля. Много сил и энергии вложил Леонид Францевич в создание кафедры геологии ЧитПИ и особенно геолого-минералогического музея, широко известного у нас в стране и за рубежом.

Всю свою сознательную жизнь Л.Ф. Наркелюн является активным общественным деятелем — он страстный пропагандист научных достижений, широко и глубоко интересуется проблемами философии, религии, музыки, литературы, современной политики. В нынешней сложной обстановке ищет пути повышения престижности труда ученых и инженеров, занимается внедрением новых хозяйственных форм в вузах. В свои 70 лет он полон новых идей, работоспособен и энергичен. Пожелаем ему новых успехов во всех делах.

Редколлегия журнала
"Литология и полезные
ископаемые"

Межведомственный литологический комитет РАН



ПАМЯТИ НИКОЛАЯ БРОНИСЛАВОВИЧА ВАССОЕВИЧА

30 марта 1992 г. исполнилось 90 лет со дня рождения члена-корреспондента РАН профессора Николая Bronislavovicha Вассоевича. Николай Bronislavovich без сомнения был из числа тех ученых, которые пользовались широкой известностью во всей стране и за ее рубежами среди геологов-нефтяников и литологов. Николай Bronislavovich был исключительно увлеченным ученым, он отдавал со всей страстностью свои силы для утверждения своих идей в науке. Его труды по условиям образования флиша стали классическими и вошли в золотой фонд мировой геологической литературы. Н.Б. Вассоевич всю жизнь работал в основном в двух организациях: в Нефтяном геологоразведочном институте в Ленинграде и в Московском государственном университете, где являлся заведующим кафедрой геологии и геохимии горючих ископаемых, сменив на этом посту проф. И.О. Брода. Кроме того, Н.Б. Вассоевич участвовал в дальних экспедициях и предпринимал длительные командировки. Несколько лет он проработал на Таймыре и Сахалине. Примечательностью его натуры был необычайно широкий круг интересов. Более 500 опубликованных им работ посвящено вопросам стратиграфии, тектоники, литологии, палеогеографии, учения о формациях горных пород, геологии и геохимии горючих ископаемых, научной терминологии и истории геологической науки.

Завершением определенного этапа работ Н.Б. Вассоевича явилось издание двух монографий по флишу, переведенных во многих странах, а также "Спутника полевого геолога-нефтяника", вышедшего под его редакцией. Эти книги, опубликованные в начале 50-х годов, не потеряли своей актуальности и в настоящее время.

С середины 50-х годов основным направлением научных поисков Н.Б. Вассоевича становится проблема происхождения нефти, решение которой открывает новый этап в его деятельности. Отличительная особенность этого этапа – реализация им комплексного историко-генетического подхода к решению центральных теоретических проблем нефтегазовой геологии и геохимии с привлечением широкого арсенала современных методов исследования вещества. Печатным трудом, отразившим определенный крупный рубеж в этих исследованиях, явилась статья 1967 г. "Теория осадочно-миграционного происхождения нефти", оказавшая большое влияние на ход дальнейшего развития теоретической стороны геологии нефти и газа. За цикл работ, открываемых этой статьей, их автору была присуждена академическая премия им. И.М. Губкина.

При анализе этих работ важно отметить два аспекта. Первый аспект касается того, что Н.Б. Вассоевич рассматривал все процессы нефтеобразования как одно из следствий широкого круга явлений, протекающих внутри крупных природных систем – осадочно-породных бассейнов. На определенном этапе развития при подходящих условиях этот бассейн стано-

вится нефтегазоносным. Таким образом, Николай Брониславович развил учение И.О. Брода о нефтегазоносных бассейнах. Он показал, что нефтегазоносность (в особенности нефтеносность) – это неизбежная стадия в развитии природной системы седиментационного или, точнее, по Н.Б. Вассоевичу, осадочно-породного бассейна (т.е. прогиба или впадины, внутри которых осадки литифицированы, превратились в породы и достигли определенной стадии изменения). Осадочные бассейны не сразу и не все становятся нефтегазоносными. Вторым важным аспектом является то, что для процессов нефтегазообразования характерна определенная стадийность. В русскоязычной литературе она впервые была намечена в работах В.А. Соколова и несколько позже также в уже упомянутом "Спутнике полевого геолога-нефтяника". Н.Б. Вассоевич развил эти представления о стадийности и вертикальной зональности нефтегазообразования, связал их с общим ходом литогенеза и его важнейшей для нефтеносности стадией – катагенезом. Им совместно с группой авторов в 1971 г. была предложена универсальная шкала катагенеза, имеющая важное значение в особенности для терригенных пород. На этом фоне выделения подстадий и градаций катагенеза была выделена определенная зона и введено понятие о *главной фазе нефтеобразования* (в западной литературе аналогичное по смыслу понятие *нефтяное окно*). Учение о стадийности нефтеобразования и главной фазе, а также введение понятия о *нефтегазоматеринском потенциале* осадочных пород и разработке способов его количественного определения явились как бы последними конструктивными элементами, завершающими объединение в логическое стройную целостную концепцию всех вопросов нефтеобразования. С современных позиций вопрос о главной фазе (во времени) или главной зоне (в пространстве) имеет принципиальное значение. Конкретное же проявление этой закономерности имеет в каждом отдельном случае свою особую характеристику в бассейнах, различающихся по составу пород и органического вещества, а также по геодинамическому и геотермическому режимам.

Дальнейшее творческое развитие учения о нефтегазоносности осадочно-породных бассейнов привели к выработке Н.Б. Вассоевичем совместно с коллективом возглавляемой им кафедры МГУ ретроспективного комплексного историко-генетического геолого-геохимического метода оценки перспектив нефтегазоносности крупных территорий. Сущность этого метода, в котором увязаны в единое целое теоретическая нефтегазовая геология и геохимия, а также практика нефтегазового дела, состоит в выяснении истории нефтегазообразования в осадочно-породном бассейне на фоне эволюции его с момента возникновения вплоть до наших дней и в выявлении пространственно-временных взаимоотношений между зонами (очагами) нефтегазообразования и зонами нефтегазонакопления.

Во всех трудах Н.Б. Вассоевича красной нитью проходит идея о необходимости системного подхода к изучению ассоциаций осадочных горных пород, геологических формаций. Н.Б. Вассоевич совместно с акад. В.В. Меннером разработал классификацию породно-слоевых ассоциаций, названных *литомами*, заложив тем самым основы *литомологии* – учения об ассоциациях (сообществах) слоев осадочных пород и свит.

В трудах Н.Б. Вассоевича получил творческое развитие диалектический метод познания. Особенно большое внимание он уделяет понятийно-терминологическим вопросам в нефтяной геологии, литологии и биогеохимии. Его борьба за четкое определение понятий и за строгую научную терминологию постепенно приводит к тому, что предложенная им система терминов и обозначений широко используется в научной и учебной литературе.

Много сил и времени отдавал Н.Б. Вассоевич распространению новейших достижений в области генезиса нефти и газа. Под его руководством были организованы по линии Междуведомственного литологического комитета и Научного совета по проблемам геологии и геохимии нефти и газа при Отделении геологии, геофизики и геохимии Академии наук СССР всесоюзные теоретические семинары по органическому веществу современных и ископаемых осадков, по проблеме нефтегазоносности осадочных бассейнов, по диагностике нефтематеринских свит и методам оценки их потенциала.

С большой энергией Н.Б. Вассоевич передавал свои огромные знания, многолетний опыт студентам, аспирантам, научным сотрудникам и геологам-практикам. Множество геологов-нефтяников – учеников Н.Б. Вассоевича работают во всех уголках нашей страны и во многих странах.

Редколлегия журнала
"Литология и полезные
ископаемые"

Междуведомственный литологический
комитет РАН

Московский государственный университет

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

ХОЛОДОВ В.Н. (главный редактор), ТИМОФЕЕВ П.П. (зам. главного редактора),
МИХАЙЛОВ Б.М. (зам. главного редактора),

БУТУЗОВА Г.Ю. (ответственный секретарь), ВОЛКОВ И.И., ДМИТРИЕВСКИЙ А.Н.,
КОНОНОВ В.И., КОНЮХОВ А.И., МИГДИСОВ А.А., МУРДМАА И.О.,
СЕДЛЕЦКИЙ В.И., СИДОРЕНКО С.А., ШНЮКОВ Е.Ф., ЯПАСКУРТ О.В.

EDITORIAL BOARD:

KHOLODOV V.N. (editor), TIMOFEEV P.P. (deputy chief editor),
MIKHAILOV B.M. (deputy chief editor),

BUTUZOVA G.Ju. (secretary in charge), VOLKOV I.I., DMITRIEVSKY A.N.,
KONONOV V.I., KONYUKHOV A.I., MIGDISOV A.A., MURDMAA I.O.,
SEDLITSKY V.I., SIDORENKO S.A., SHNYUKOV E.F., YAPASKURT O.V.

Адрес редакции:
109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер. 7, ГИИ РАН
телефон 230-81-77

Зав. редакцией *Т.А. Шелепина*

Технический редактор *Л.В. Кожина*

Сдано в набор 30.03.92. Подписано к печати 27.04.92. Формат бумаги 70 × 100 1/16
Печать офсетная. Усл.печ.л. 11,7. Усл.кр.-отт. 7,7 тыс. Уч.-изд.л. 14,4. Бум.л. 4,5
Тираж 644 экз. Зак. 2681. Цена 2 р. 70 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука",
103717 ГСП, Москва, К-62, Подсоосенский пер., 21
2-я типография издательства "Наука", 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 6

2р. 70 к.

Индекс 70493