ISSN 0024-497X

· HAYKA ·



ЛИТОЛОГИЯ ИПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ



NUTOVOLNA NUTOVOLNA NUTOVOLNA NUTOVOLNA

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК КОМИТЕТ РФ ПО ГЕОЛОГИИ И ИСПОЛЬЗОВАНИЮ НЕЛР

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД МОСКВА

5

СЕНТЯБРЬ—ОКТЯБРЬ

1994

СОДЕРЖАНИЕ

Гептнер А. Р., Покровский Б. Г., Садчикова Т. А., Сулержицкий Л. Д., Черняховский А. Г.								
Локальная карбонатизация осадков Белого моря (концепция микробиологического обра-	_							
Штеренберг Л. Е., Воронин Б. И., Соколова А. Л., Салынь А. Л., Покровская Е. В. Пове- дение Fe—Mn океанских конкреционных руд осадочного генезиса при термической об-	23							
Морозов А. А. Железо и сера в осадочном процессе кислородной зоны Черного моря. Сообщение 2. Ранний диагенез осадков и его роль в голоценовом осадкообразования на шельфе	36							
Рожнов А. А., Бузмаков Е. И., Алтухов С. П., Княжев С. С., Середа В. Я., Щибрик В. И. Новые данные о рудной зональности Атасуйских железомарганцевых месторождений Лукин А. Е., Гарипов О. М. Литогенез и нефтеносность юрских тепригенных отложений	52							
среднеширотного Приобья	65							
Гаврилов Ю. О. Нижне- и среднеюрский дельтовый осадочный комплекс Северо-Восточно-	•4							
Маслов А. В. Раннерифейский Волго-Уральский седиментационный бассейн	99							
Зования) Штеренберг Л. Е., Воронин Б. И., Соколова А. Л., Салынь А. Л., Покровская Е. В. Поведение Fe—Мп океанских конкреционных руд осадочного генезиса при термической обработке 23 Морозов А. А. Железо и сера в осадочном процессе кислородной зоны Черного моря. Сообщение 2. Ранний диагенез осадков и его роль в голоценовом осадкообразования на шельфе Рожнов А. А., Бузмаков Е. И., Алтухов С. П., Княжев С. С., Середа В. Я., Щибрик В. И. Новые данные о рудной зональности Атасуйских железомарганцевых месторождезий среднеширотного Приобья Лукин А. Е., Гарилов О. М. Литогенез и нефтеносность юрских терригенных отложений среднеширотного Приобья Собщение 2. Динамика формирования комплекса Маслов А. В. Раннерифейский Волго-Уральский седиментационный бассейн Краткие сообщения Виноградов В. И., Пустыльников А. М. Изотопный состав серы кембрийских звапоритов сибирской платформы как показатель активности биосферы и условий осадконакопления Жегалло Е. А., Замирайлова А. Г., Занин Ю. И. Микроорганизмы в составе пород куонамской свиты нижнего-среднего кембрия Сибирской платформы (р. Молодо) Курило М. В. Рудно-углеводородная зональность и стадиальные изменения вмещающих вород Донбасса Конищев В. С. Среднедевонские соленосные отложения и органоченые постройки Припятского прогиба Туманов В. Р., Жарикова Л. П., Сафарова С. А. Комплексное использование палинологических, геохимических и минералогических данных для выявления палеоклиматиче-								
бирской платформы как показатель активности биосферы и условий осадконакопления Жегалло Е. А., Замирайлова А. Г., Занин Ю. Н. Микроорганизмы в составе пород куонам-	119							
Курило М. В. Рудно-углеводородная зональность и стадиальные изменения вмещающих по-								
Конищев В. С. Среднедевонские соленосные отложения и органогенные постройки Припят-	132							
Методика								
ческих, геохимических и минералогических данных для выявления палеоклиматиче-								
ских событий в областях терригенного осадконакопления	135							

[©] Российская академия наук
Отделение геологии, геофизики и горных наук РАН
Геологический институт РАН, 1994 г.

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES RUSSIAN FEDERATION COMMITTEE OF GEOLOGY AND THE USE OF MINERAL RESOURSES

5

SEPTEMBER—OCTOBER

1994

CONTENTS

Geptner A. R., Pokrovsky B. G., Sadchikova T. A., Sulerzhitsky L. D., Chernyakhovsky A. R.	
Local carbonatization of sediments in the White Sea (conception of microbiologic formation)	3
Shterenberg L. E., Voronin B. I., Sokolova A. L., Salyn' A. L., Pokrovskaya E. V. Behaviour	-
of Fe — Mn oceanic nodular ores of sedimentary genesis under thermal treatement	23
Morozov A. A. Iron and sulfur in sedimentary process in the oxigen zone of the Black Sea.	
Communication 2. Early diagenesis of sediments and its role in Holocene sedimentation on	
. The state of the	26
the shelf	36
Rozhnov A. A., Buzmakov E. J., Altukhov S. P., Knyazhev S. S., Sereda V. Ya., Shshibrik V. J.	
New data on ore zoning of the Atasuy feroo-manganese deposits	52
Lukin A. E., Garipov O. M. Lithogenesis and oil occurence in Jurassic terrigeneous deposits in	
the Ob' medium latitude area	65
Gavrilov Yu. O. Low and middle delta sedimentary complex in Northeast Caucasus.	
Communication 2. Dynamics of the complex formation	86
Maslov A. V. Early Riphean Volga-Urals sedimentary basin	99
In Brief	
Vinogradov V. I., Pustyl nikov A. M. Isotopic composition of sulfur in the Cambrian evaporites	
of the Siberian platform as an indication of the biosphere activity and of the sedimentation	
conditions	119
Zhegallo E. A., Zamiraylova A. G., Zanin Yu. N. Microorganisms in rocks of the Lower-Middle	,
Cambrian Kuonam formation of the Siberian platform (Molodo river)	123
•	127
Kurilo M. V. Ore-hydrocarbon zonation and stadial changes host rocks in Donbass	127
Konishchev V. S. Middle Devonian saliferous deposits and organogenic structures of the Pripyat'	
trough	132
Methods	
Tumanov V. R., Zharikova L. P., Sapharova S. A. Complex utilization of palynological, geochemical	
and mineralogical data for establishing paleoclimatic events in areas of terrigenous sedimentation	135

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 5. 1994

УДК 552.14:552.54

© 1994 Гептнер А. Р., Покровский Б. Г., Садчикова Т. А., Сулержицкий Л. Д., Черняховский А. Г.

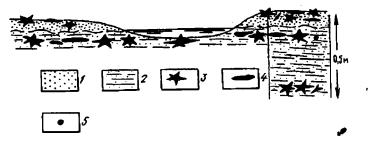
ЛОКАЛЬНАЯ КАРБОНАТИЗАЦИЯ ОСАДКОВ БЕЛОГО МОРЯ (КОНЦЕПЦИЯ МИКРОБИОЛОГИЧЕСКОГО ОБРАЗОВАНИЯ)

Рассмотрены особенности морфологии, микроструктуры, вещественного состава голоценовых геннойш из литоральных осадков Белого моря. Детально исследовано взаимоотношение геннойш, запечатывающих их конкреций с вмещающими осадками. В строении геннойш установлено семь микроструктурных типов выделений кальцита, исследованы особенности и последовательность их образования. Изотопный состав углерода кальцита геннойш и конкреций мало отличается или идентичен современным образованиям шестиводного карбоната кальция (икаита). Рассматриваются вероятный механизм образования и возможность бактериального происхождения карбоната геннойш и конкреций.

На территории России около 150 лет известно местонахождение причудливых карбонатных образований, располагающихся в осадках Белого моря. Это так называемые «беломорские рогульки», в большом количестве встречающиеся у устья реки Оленица (Терский берег Кольского п-ова). Морфологически «беломорские рогульки» разделяются на две группы: конкреции и кристаллоподобные образования, известные в литературе как геннойши или глендониты. Среди разнообразных по форме проявлений локальной карбонатизации геннойши занимают особое место. Это совершенно нес бычные образования, внешне напоминающие крупные кристаллы или их сротки, тогда как внутреннее строение ничего общего со структурой кристаллов не имеет. Морфология и особенности внутреннего строения геннойш поразительно однообразны; они сохраняются в отложениях разного возраста и условий образования без изменения на протяжении нескольких сотен миллионов лет (с карбона до современных осадков). Наиболее полная сводка данных по геннойшам дана в работе [4]. Геннойши известны давно и во многих районах земного шара, главным образом в высоких широтах Северного и Южного полушарий. Имеющиеся публикации касаются в основном особенностей их морфологии и в меньшей степени — внутреннего устройства. Слабо изученным остался характер взаимоотношения геннойш с материалом вмешающих пород. Это обстоятельство существенно повлияло на формирование представления о генезисе геннойш как псевдоморфоз по какому-то минералу (гейлюссит, целестин, гипс, глауберит, тенардит, арагонит) [4]. В настоящее время таким минералом-предшественником многие считают икаит или шестиводный карбонат кальция [17].

Необходимость детального исследования условий образования геннойш определяется возможностью использования их в качестве индикатора низких донных температур [6, 13, 17]. Однако это еще не значит, что низкие температуры — единственный или основной фактор появления такой своеобразной карбонатной минерализации в терригенных отложениях. Существуют определенные указания на то, что образование икаита — предшественника геннойш связано с активной деятельностью микроорганизмов [17].

В отличие от более древних, беломорские геннойши и конкреции не затронуты процессами вторичных преобразований. Поэтому многие черты первичного строения, состава и характер их взаимоотношения с вмешающими осадками, накап-



Фиг. 1. Условия залегания геннойш и конкреций I — светло-коричневые пески и алевриты; 2 — темно-серые алевриты пелитовые; 3 — геннойши; 4 — конкреции; 5 — местоположение образца 90/86

ливавшимися в определенной климатической и фациальной обстановках, могут быть изучены здесь наиболее полно, а полученные данные послужить хорошим основанием для генетических выводов.

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ КАРБОНАТНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

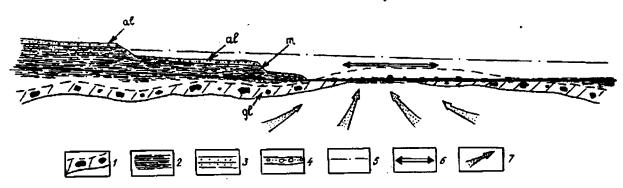
Приливно-отливная отмель в рассматриваемом районе Белого моря представляет собой очень пологую поверхность, освобождающуюся от воды во время максимальных отливов на многие сотни метров. В максимальные приливы она покрывается 2,5—3-метровым слоем воды. В результате волновой деятельности на поверхности отмели выработана сложная система неглубоких (10—20 см) замкнутых и проточных ложбин или углублений, разделенных пологими плоскими повышениями, на поверхности которых прекрасно выражены знаки волновой ряби.

На литорали с поверхности залегают разнозернистые светло-коричневые пелитовые пески и алевриты, местами включающие мелкую гальку и гравий (фиг. 1). Пески горизонтально-слоистые. Слоистость тонкая, линзовидная, обусловлена чередованием песчаного материала разной крупности. В песках часто встречаются одиночные экземпляры и скопления геннойш, конкреций (некоторые из них с явными следами волновой обработки), обрывки растительной органики, целые раковины морских моллюсков и их обломки. Реже встречаются раковины фораминифер, есть панцири диатомовых водорослей. Крупно- и среднезернистый терригенный материал обработан очень слабо. Мощность этого слоя в прибрежной части колеблется от 5 до 20 см, а там, где на отмели волнами вымыты полотие углубления, светло-коричневый слой отсутствует. Здесь на поверхность выходят вязкие, темносерые с неясной горизонтальной слоистостью песчано-алевритовые осадки, вскрытые в закопушках на глубину около 0,5 м. Примерно в 500 м от берега в сторону моря мощность светло-коричневых песков увеличивается настолько, что подстилающие их темно-серые осадки уже нигде не выходят на поверхность.

На приливно-отливной отмели у устья р. Оленица беспорядочно разбросаны галька, крупные валуны и глыбы (до 1,5 м в поперечнике), несущие отчетливые следы ледниковой обработки (оглаженные углы и грани, шрамы). Основание крупных валунов и глыб погружено в темно-серые осадки.

Судя по немногочисленным закопушкам, геннойши и конкреции в темно-серых осадках находятся в первичном залегании, концентрируясь на двух уровнях (см. фиг. 1). Верхний располагается сразу под слоем светло-коричневых песков, а нижний — на глубине 0,5 м от поверхности. На этом уровне в одной закопушке площадью около 90 см² обнаружено шесть многолучевых геннойш. Наиболее крупная из них достигает 7 см по длинной оси.

В нижней части долины р. Оленица морские голоценовые отложения слагают цоколи серии аллювиальных террас [5] (фиг. 2). Эти отложения по внешнему облику сходны с теми, которые вскрыты в закопушках на приливно-отливной отмели. Например, цоколь 10-метровой террасы в нижней части сложен горизонтально-слоистыми, вязкими темно-серыми песчано-алевритовыми осадками.



Фиг. 2. Схематический геологический профиль по линии «нижнее течение р. Оленица — литораль Белого моря» I — основная морена; 2, 3 — голоценовые морские отложения (2 — темно-серые алевриты пелитовые, 3 — светло-коричневые пески и алевриты); 4 — аллювиальные отложения — пески, галечники; 5 — предполагаемая кровля размытых морских голоценовых отложений; 6 — область распространения геннойш и конкреций на поверхности литоральных осадков; 7 — предполагаемый подток углеродсодержащих газов

Вверх по разрезу количество слоев, обогащенных песчаным материалом, постепенно увеличивается и песчано-алевритовые осадки сменяются горизонтально-слоистыми песками светло-коричневого цвета. Мощность темно-серых песчано-алевритовых отложений достигает 5 м, а перекрывающих песков — не более 2,5—3 м. На размытой поверхности песков лежат галечные и песчаные отложения аллювия. На этом же участке долины реки цоколь 4- и 2-метровой террас сложен только темно-серыми песками и алевритами. Вероятно, это единая толща морских отложений, в которую вложен аллювий разного возраста. Подошва их не вскрыта, но у устья реки в цоколе поймы обнажаются светло-коричневые (во влажном состоянии), чрезвычайно липкие глины с неравномерно распределенным в них песчаным и алевритовым материалом и редкими валунами. Здесь встречен валун (до 10 см) с оглаженными гранями. По внешнему облику эти отложения напоминают морену.

Следует подчеркнуть, что перемытые из темно-серых морских осадков геннойши и конкреции встречаются на приливно-отливной отмели только у устья р. Оленица. Ареалы распространения геннойш, конкреций и валунно-глыбового материала размытой морены совпадают (см. фиг. 2). Морские голоценовые отложения, слагающие здесь же цоколи речных террас, не содержат геннойш и конкреций.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ОСАДКОВ, ВМЕЩАЮЩИХ КАРБОНАТНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Геннойши и карбонатные конкреции залегают в терригенных осадках, образовавшихся в основном в результате разрушения и переотложения моренного материала. Выше отмечалось, что осадки приливно-отливной отмели в разрезе различаются по цвету. Верхний слой слагают светло-коричневые, а нижний темно-серые во влажном состоянии, мелкозернистые пески и алевриты с различным содержанием пелита. Составом обломочного материала осадки разного цвета не различаются. Главными компонентами, если судить по алевритовой составляющей, являются кварц и калиевые полевые шпаты с небольшой примесью плагиоклазов. Акцессории богаты, главную роль играют амфиболы, эпидот, гранат (табл. 1). Песчаный материал состоит из слабо или совершенно необработанных обломков (1-2 балла окатанности). Пелитовый материал размещен неравномерно. Его заметно больше в темно-серых осадках. Здесь скопления пелита располагаются в основном в межзерновом пространстве, реже глинистые минералы обволакивают часть терригенных обломков тонкими пленками, сложенными оптически ориентированными кристаллическими агрегатами. Глинистое вещество представлено хлоритом (примерно 60-70%), слюдой (Fе-иллит) (примерно 25-30%) и смектитом (5—10%). Такой же состав имеет глинистое вещество морских голоценовых отложений, слагающих цоколи речных террас в долине р. Оленица.

Светло-коричневый цвет верхнего слоя осадка обусловлен наличием большого количества обломков кварца и полевых шпатов песчаной и алевритовой размерности, покрытых с поверхности красно-коричневой пленкой оксидов железа. Количество яркоокрашенных зерен не превышает 25—30%. Зерна, покрытые оксидами железа, в осадке распределены неравномерно, иногда концентрируясь в микрослойки близкой размерности. Рубашки оксидов железа не цементируют песчаный материал. Высушенный осадок легко рассыпается при слабом нажатии рукой.

Залегающий ниже темно-серый осадок тоже содержит зерна, окрашенные пленкой оксидов железа в красно-коричневый цвет, но здесь их значительно меньше (не более 10%). Анализ соотношения в рассматриваемых осадках зерен, покрытых пленкой оксидов железа и без нее, позволяет считать, что она унаследована или частично сохранилась на зернах при разрушении и переотложении материала красноцветной терской свиты. В слое осадка темно-серого цвета значительная часть оксидов железа, принесенная с терригенным материалом,

Акцессорные минералы морских голоценовых отложений Белого моря

		Минералы														
	Амфи- болы	Пиро- ксены	Мус- ковит	Биотит	Эпидот	Тур- малин	Сфен	Цир- кон	Гранат	Дис- тен	Сил- лима- нит	Ставро- лит	Магне- тит	Ильме- нит	Пирит	Не опре- делен
Содержание во фракции	48,5 40,5	8,3 2,5	0,6 0,5	0,9 0,8	15,3 23,8	_ 1,1	2,8 5,5	0,3 0,8	14,1 10,7	0,6 0,8	0,6	0,3 0,8	0,6 0,8	7,1 10,9		_ 0,8
0,1—0,05 мм,%	43,1	6,2	0,6	2,0	16,9	.— I	2,3	0,2	16,9	0,6	 	0,2	3,7	3,9	1,1	2,3

Таблица 2

Химический состав голоценовых и плейстоценовых морских отложений

Темно-серый алев- рит	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P2O5	H ₂ O ⁺	H ₂ O	CO ₂	С	Сумма
1	67,27	0,64	13,62	2,19	1,63	0,04	2,60	2,93	3,82	2,44	0,11	1,51	1,14	_	_	99,94
2	49,93	1,13	16,78	6,60	2,14	0,11	4,62	2,06	4,33	3,15	2,06	7,32*]	l –	1,16	99,57
3	69,34	0,74	13,81	2,67	1,76	0,06	1,47	2,67	3,82	2,44	0,13	0,79	0,73	-	l —	100,48
4	51,60	1,10	16,95	6,13	2,03	0,10	3,68	2,26	5,33	2,91	0,75	7,27*	1	—	0,63	100,74
5	58,84	0,96	14,66	3,83	2,09	0,06	3,60	2,10	2,03	2,87	0,13	3,02	3,77	1,02	0,79	99,95

Примечание. * Общее содержание H₂O. 1—5 — анализировавшиеся породы: 1, 2 — отложения с геннойшами и конкрециями (1 — целиком осадок, 2 — фракция < 0,001); 3, 4 — морские отложения в цоколе аллювиальной террасы (3 — целиком осадок, 4 — фракция < 0,001); 5 — межледниковые осадки, р. Варзуга (целиком осадок)

была восстановлена. Свидетельством этого может быть большое количество гидротроилита и пирита. С наличием гидротроилита связана темно-серая окраска осадка (в условиях естественной влажности). При высыхании и окислении он быстро становится светло-серым. Характерным компонентом ассоциации вторичных минералов темно-серых осадков является также пирит, образующий одиночные глобулы или слагающий неправильной формы выделения, состоящие из скоплений микроглобул. Пирит особенно часто встречается в ассоциации с биотитом, когда микроглобулы пирита располагаются между листочками разбухшей слюды. Очень часто глобулярный пирит замещает растительные остатки. В верхнем, светло-коричневом слое осадка пирит встречается редко.

Общее содержание углерода органического вещества в осадках Белого моря невысокое. Максимальное обогащение углеродом (C_{opr} 2%) отмечено в заливах у берегов. Темно-серые осадки на литорали у устья р. Оленица содержат значительно меньше углерода, концентрирующегося в основном в пелитовой фракции (табл. 2).

Тафаценоз этих осадков включает богатый набор планктонных и бентосных организмов. Среди последних О. М. Петровым определены Mytilus edulis (Linné), Astarte (Trichuta) borealis borealis (Schumacher), Hiatella arctica (Linné). Раковины этих моллюсков встречаются в единичных экземплярах или густыми скоплениями и во многих случаях захороняются с двумя неразделенными створками. Очень многие из них имеют перламутровый слой и органическое вещество верхнего конхиолинового слоя. Все они относятся к субарктическим высокобореальным формам и присутствуют в современной фауне Белого моря.

В песчано-алевритовых илах постоянно присутствуют одиночные или собранные в пучки, тончайшие и хрупкие арагонитовые (?) иголочки, составляющие части разрушенных раковин *Mytilus*. Прекрасная сохранность отдельных иголочек может свидетельствовать о непродолжительном периоде и щадящем режиме переотложения разрушенных частей раковин.

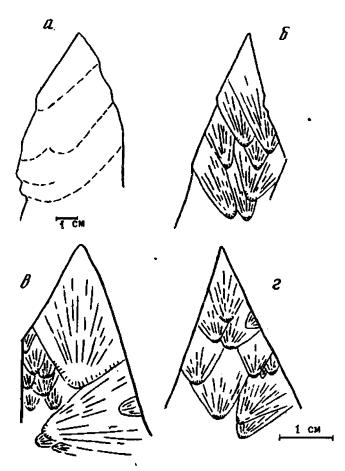
ФОРМА КАРБОНАТНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Геннойши. Ромбическая, реже квадратная дипирамида вяляется главным морфологическим элементом, различные сочетания которого определяют все разнообразие форм встреченных геннойш. В изученном местонахождении главную роль играют три морфологических типа геннойш, которые встречаются одинаково часто. Наиболее простые по форме — дипирамидальные геннойши. Это искаженные, изломанные (по продольной оси) дипирамиды, сильно вытянутые по длинной оси с острыми окончаниями. Крупные образцы достигают 20 см по длинной оси и 5 см в наиболее широкой части, у основания пирамид. Встречаются дипирамидальные геннойши и значительно меньшего размера, едва достигающие по длинной оси 3 см. Соотношение поперечника дипирамиды к длинной оси колеблется от 1:6 до 1:2.

Многолучевые (трех, четырех и более) сростки ромбических и квадратных дипирамид объединяются во второй тип геннойш, чрезвычайно разнообразных по количеству, размеру и взаимоотношению лучей. Размеры лучей в таких сростках сильно варьируют, но обычно два-три луча имеют наибольшую длину (максимально наблюдавшаяся длина 5—6 см), тогда как другие бывают значительно меньше. На участках соприкосновения лучей форма пирамид искажается. Крупные лучи обрастают более мелкие, а последние в результате этого часто имеют неправильную, уплощенную форму. У крупных лучей иногда бывает изогнутое, клювообразное окончание пирамиды.

Третий морфологический тип геннойш объединяет шарообразные, иногда несколько сплющенные по вертикали многолучевые (десяток и более лучей) сростки.

[!] Это определение формы в значительной степени условно, так как искривление граней и ребер по плавной или ломаной кривой делает многие образцы геннойш мало похожими на кристаллы, обычно отождествляемые с пирамидальной формой.



Фиг. 3. Скульптурные элементы на поверхности лучей геннойш (a — крупные скульптурные элементы, создающие ложную картину наличия грубой спайности; b—c — мелкие скульптурные элементы, сложенные волокнистым кальцитом)

в которых длина большей части лучей оказывается близкой. По форме они иногда напоминают ананасы и в поперечнике максимально достигают 6—7 см, но большая часть в собранной коллекции меньше (до 3—4 см в диаметре). Встречаются также и более мелкие шарообразные сростки, в поперечнике не превышающие 1—1,5 см. На поперечных срезах таких геннойш видно, что они состоят из множества дипирамидальных лучей, расходящихся из одного центра. Иногда внутренняя часть луча дипирамиды много короче внешней, зажата соседними лучами и не достигает центральной зоны геннойши. Внутренние части дипирамид у таких геннойш сильно искажены по форме (уплощены, искривлены), некоторые лучи на этом участке становятся трехгранными, а их окончания не соприкасаются, в результате чего в центральной части таких геннойш образуются щелевые полости, расходящиеся из центра во все стороны.

У всех морфологических видов геннойш основные элементы скульптуры поверхности лучей однотипны. Разница заключается в том, что на поверхности пористых геннойш элементы скульптуры выглядят грубыми, исогда с нечетко выраженными очертаниями. На поверхности дипирамид и многолучевых сростков сочетаются участки ровных граней, состоящие из серии площадок, обрывающихся уступами к основанию пирамиды. Уступы ориентирожны косо (около 45°) по отношению к основанию (см. фиг. 3, а). Развитые на двух соседних гранях и совпадающие по ребру, уступы площадок создают ложную картину грубой спай-

ности в теле пирамиды. Особо следует указать на наличие геннойш, у которых поверхность граней лучей очень неровная, бугристая, иногда она даже несколько вогнутая с резко выступающими неровными ребрами. У плотных разностей геннойш мелкие неровности на поверхности граней снивелированы тонким слоем волокнистого кальцита и они становятся гладкими. Поверхностный слой образован наложенными друг на друга (начиная от ребра или основания пирамиды) порциями волокнистого кальцита, образующими асимметричные, иногда с острыми вершинами бугорки (см. фиг. 3, 6—г).

Конкреции и. Все многообразие собранных конкреционных образований можно разделить на четыре морфологических типа. Наиболее широко развиты разнообразные лепешки, часто вытянутые в одном направлении (удлиненные). Соотношение толщины к длине в них от 1:10 до 1:20. Максимальная наблюдавшаяся длина конкреции такой формы около 20 см. Поверхность лепешек неровная, полого бугристая, на сколе иногда отчетливо видно тонкую слоистость, протягивающуюся согласно длинной оси конкреции и подчеркивающуюся субпараллельным расположением скоплений растительного детрита. Конкреции такой формы часто включают многочисленные раковины моллюсков.

Обычны в этом местонахождении шаровые конкреции с ровной и гладкой поверхностью. Диаметр таких конкреций от 2 до 8 см. В центре большей части шаровых конкреций располагаются шарообразные геннойши. Иногда они смещены к краю конкреции. Нередко лучи геннойш выступают далеко за пределы конкреции.

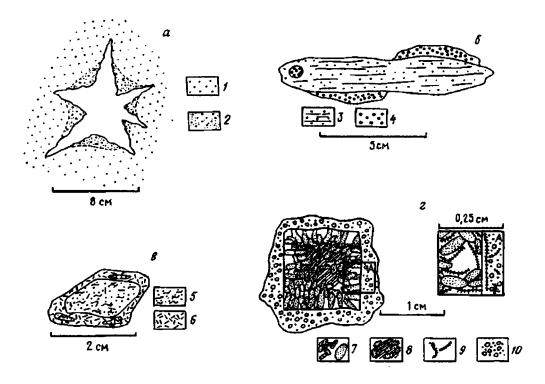
Веретенообразные конкреции сформированы обычно вокруг дипирамидальных геннойш, а также вокруг дипирамидальных геннойш с небольшими боковыми отростками. Размеры этого типа конкреций определяются размерами запечатанных геннойш. Поверхность конкреций гладкая, иногда слабо волнистая.

Четвертую группу конкреций составляют изометричные образования с округлыми формами, иногда с двухъярусным расположением утолщений. Размер таких конкреций по длинной оси достигает 20 см. Они часто включают мелкие шарообразные геннойши, раковины морских моллюсков, реже терригенные обломки гравийной и галечной размерностей. Конкреции неправильной формы на поверхности часто имеют сложный рельеф, образованный сочетанием ямок, бугорков или нашлепок неправильной формы.

Наконец, следует отметить широко распространенное явление, когда геннойши разной формы частично или полностью покрыты оболочкой песчаного алевролита, прочно сцементированного карбонатом кальция.

Важно подчеркнуть, что геннойши, запечатанные в конкреции, всегда значительно плотнее, а на их поверхности, под конкрецией и на выступающих из нее концах, присутствует «корка», образованная тонковолокнистым (на изломе) кальцитом.

Интересное наблюдение о процессе образования конкреций сделано при изучении геннойш, извлеченных из темно-серых илов. Геннойши, поднятые со дна закопушки (глубина 0,5 м), осторожно упаковывали вместе с окружающим их осадком и тут же запечатывали в пластиковый пакет. В условиях естественной влажности они были доставлены в лабораторию, где их осторожно освобождали от вмещающего осадка под слабой струей воды. При этом рыхлый осадок легко смывался, а на поверхности геннойш, главным образом у основания лучей, оставался мягкий, желеобразный осадок серого цвета (фиг. 4, а). Он не удалялся с поверхности геннойш даже при воздействии на него мягкой щеточкой под струей воды. Иголкой желеобразный осадок легко протыкался и разрушался. Через три дня просушки при комнатной температуре осадок затвердел и по прочности теперь не отличается от конкреций, собранных на поверхности приливно-отливной отмели. Кусочки затвердевшего осадка, помещенные в 2%-ной НС1, бурно вскипают. В шлифах затвердевший осадок не отличается от карбонатных конкреций.



Фиг. 4. Типы карбонатных образований a — многолучевая геннойша, окруженная карбонатизированным осадком желеобразной консистенции; b — конкреция; b — поперечный разрез «рыхлой» дипирамидальной геннойши, сложенной в центральной части терригенным материалом; b — поперечный разрез дипирамидальной геннойши, запечатанной в конкреции; b — терригенный бескарбонатный осадок; b — терригенный осадок, цементирующийся карбонатом; b — алевритовый терригенный материал; b — песчаный терригенный материал; b — песчаный терригенный материал; b — гранулярные выделения карбоната (см. фиг. b — пойкилокристаллическая структура; b — нитевидные криптокристаллические скопления кальцита (см. фиг. b — b); b — терригенный материал, сцементированный карбонатом конкреции

ВЗАИМООТНОШЕНИЕ КАРБОНАТНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ С ВМЕЩАЮЩИМ ОСАДКОМ

Все конкреции содержат большое количество терригенного материала. Особенно много его в лепешковидных конкрециях. Участки, на которых замещение кальцитом терригенных обломков проявилось наиболее сильно, на срезе имеют неправильные прихотливые очертания и неравномерно распределены в теле конкреций, чаще в центральной ее части. Только что извлеченные из осадка лепешковидные конкреции по периферии состоят из слабо сцементированного, легко разрушающегося при механическом воздействии терригенного материала. При высыхании он затвердевает и по прочности не отличается от остальной части конкреции. В результате на поверхности конкреций часто располагаются «нашлепки» прочно сцементированного терригенного материала. На срезе лепешковидных конкреций хорошо видна тонкая горизонтальная слоистость, иногда нарушенная в результате жизнедеятельности илоядных червей (см. фиг. 1, 6).

В шаровых и сложной конфигурации конкрециях микрослоистость осадков деформирована и резко оборвана на контакте с геннойшами, запечатанными в эти конкреции.

В собранной коллекции представлены геннойши, содержащие различное количество терригенного материала (табл. 3). Очень много песчаного и алевритового

Химический состав карбонатных образований, % (образец 90/86)

Таблица 3

Характеристика образца	M.H.O	R ₂ O ₃	CaO	MgO	CO ₂	Copr	Сумма	CaCO ₃	MgCO ₃	МдОнаб	СО2н36
Геннойши:											
пористая	14,72	0,84	44,66	0,25	35,68	0,14	98,03	79,72	0,52	Нет	0,30
*	13,19	1,35	45,90	Нет	36,00	Нет	96,44	81,70	Нет	*	0,20
*	15,06	1,45	44,36	0,64	35,05	*	96,56	79,18	1,34	0,43	Нет
плотная	1,92	0,68	49,66	3,07	41,35	»	96,68	88,64	6,42	0,58	*
*	3,75	0,59	49,46	2,57	41,40	*	97,77	88,29	5,37	0,22	*
*	21,60	1,32	38,00	2,77	32,70	*	97,78	67,83	5,50	0,14	*
*	13,41	1,54	41,94	3,21	36,25	0,54	96,89	74,65	6,72	Нет	0,04
*	11,11	1,49	44,07	2,20	37,10	0,22	96,19	78,44	4,61	*	0,32
Конкреция:											
шаровая	46,08	2,66	26,89	Нет	21,55	0,64	98,23	48,00	Нет	Нет	0,42
»	47,92	2,65	23,83	1,99	20,25	Нет	96,64	42,54	4,16	0,58	Нет
*	45,19	3,40	25,17	1,62	20,85	*	96,18	44,93	3,39	0,62	*
неправильной формы	40,90	0,82	27,33	2,09	23,10	*	94,24	48,64	4,37	0,45	*
лепешковидная	46,54	4,17	21,61	3,03	19,90	0,70	95,95	38,46	6,33	0,23	*
	46,85	3,80	23,53	1,66	19,75	Нет	95,59	42,00	3,47	0,49	*

материала включают дипирамидальные и многолучевые пористые геннойши с грубой поверхностной скульптурой. Шарообразные пористые геннойши также иногда содержат внутри лучей рыхлый осадочный материал. В верхнем, постоянно перемывающемся слое осадка он легко удаляется и часто можно видеть геннойши, в центральной части лучей которых существует полость. Это явление нельзя рассматривать как результат избирательного разрушения карбонатного материала. Встречены целые дипирамидальные геннойши, в которых только внешняя часть состоит из чистого карбоната, а внутренняя — в основном из темно-серого осадка с редкими зернами карбонатных выделений (см. фиг. 4, в). Помимо терригенного материала внутри лучей обнаружены обломки раковин моллюсков, фораминиферы, панцири диатомовых водорослей.

Как отмечалось выше, на поверхности пористых, грубо скульптурированных геннойш, взятых из темно-серого осадка с глубины 0,5 м, обнаружены сгустки ила, пропитанного гелеобразным карбонатным материалом, затвердевшим при высыхании. Этот материал «будущей» конкреции запечатывает поверхность непереотложенных многолучевых геннойш с сильно вытянутыми тонкими лучами. На поперечном изломе видна ровная граница раздела поверхности геннойш и осадка. Между поверхностями граней геннойш (неровной) и осадка (ровной) располагаются многочисленные пустые полости. Такая же картина часто видна на контакте геннойш и запечатывающих их конкреций. Просмотр большого количества сколов конкреций показал, что поверхность запечатанных в них геннойш нередко тоже неровная и, если «снять» позднюю конкреционную кальцитизацию, сильно пористая (см. фиг. 4, г).

Геннойши очень часто встречаются совместно с раковинами морских моллюсков, нередко их лучи соприкасаются с ними. Удалось наблюдать многолучевую геннойшу, в которой зажаты и частично облекаются лучами сдвинутые с места обломки одной раковины. В другом случае крупная раковина *Mytilus* взломана и проткнута лучом, соприкасающейся с ней геннойшей. Это очень важное наблюдение, указывающее на постепенный рост лучей в длину и ширину в осадке, плотном настолько, что раковины, соприкасающиеся с растущими лучами геннойш, не могли быть отодвинуты.

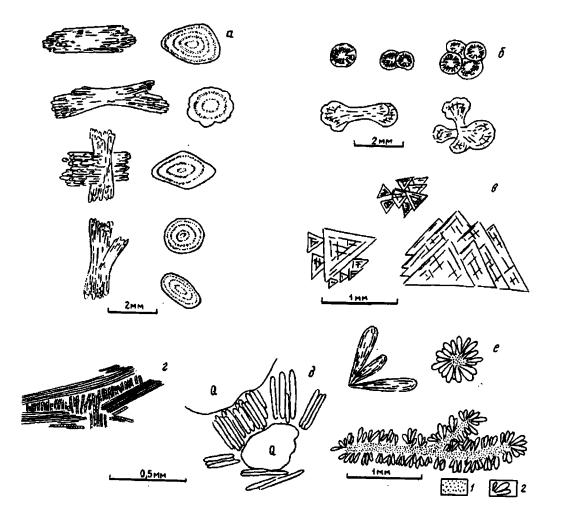
Терригенные компоненты внутри геннойш, карбонатных конкреций и вмещающего осадка по гранулометрическому составу близки, в основном это частицы алевритовой размерности. В отличие от конкреций и вмещающего осадка, геннойши не содержат крупнопесчаный и галечный материал. Количество терригенных компонентов в геннойшах колеблется в широких пределах: от единичных зерен до скоплений, в которых они составляют 10-15% и даже более в тех образцах, где центральная часть лучей сложена терригенным материалом.

При формировании геннойш и конкреций минеральные зерна растворялись достаточно интенсивно. Включенные в геннойши и конкреции минеральные зерна вне зависимости от их состава (кварц, кпш, плагиоклаз, роговая обманка и др.), сильно корродированы, по периферии замещены кальцитом. Нередко от них остаются лишь фрагменты или они полностью замещены и их былое присутствие угадывается только по форме карбонатной псевдоморфозы.

микроструктура геннойш

По шлифам в строении геннойш любого морфологического типа можно установить наличие не менее семи микроструктурных типов выделений кальцита.

Первый тип. Наиболее широко распространены образования, напоминающие рисовые зерна или удлиненаые гранулы (фиг. 5, а). При увеличении видно, что эти гранулы состоят из отдельных волокон, плотно упакованных в пучки, иногда с расширяющимися или разветвляющимися концами. На поперечном срезе пучки округлые или угловатые (трех- или четырехгранные) с отчетливо проявляющимся концентрическим строением. Иногда пучки образуют крестообразные сростки или имеют отростки. Очень редко встречаются терригенные зерна, включенные



Фиг. 5. Микроструктурные типы выделений карбоната в теле геннойши a — гранулы, продольный и поперечный разрезы пучков кальцита; δ — шарообразные выделения; ϵ — пирамидальные структуры (треугольники в плоскости шлифа); ϵ , ∂ — волокнистые выделения кальцита (ϵ — между разбухшими листочками биотита, δ — между зернами кварца); ϵ — выделения кальцита; ℓ — криптокристаллические скопления; ℓ — метелки и веера, сложенные тонковолокнистым кальцитом

во внешнюю часть пучка. Максимальные размеры кальцитовых гранул по длинной оси составляют 0,4-0,5 мм. Внутри геннойш гранулы никак не ориентированы, распределены каотично (см. фиг. 4, ϵ). Во внешней зоне луча они прилегают к внутренней поверхности по касательной или образуют выросты, направленные внутрь луча косо или перпендикулярно к его поверхности.

В т о р о й т и п. Реже встречаются шарообразные выделения и разнообразные их срастания типа гантелей, также иногда крестообразно сросшихся, частично или полностью слившихся шаров и т. п. На срезе шаров отчетливо видна радиальная структура и менее отчетливо концентрическая. Соединение шаров в гантели осуществляется волокнами, собранными в пучок и плавно сменяющимися шарообразными структурами. Максимальный размер шаров 0,3 мм, а по длинной оси гантелей — до 0,5 мм. Во внешнюю часть шаров иногда включены обломки минералов (см. фиг. 5, б).

Т р е т и й т и п. Разные по размеру кристаллические структуры, в плоскости шлифа имеют вид треугольников, а в объеме — пирамид. Они редко встречаются поодиночке, чаще — в виде разнообразных сростков (см. фиг. 5, в). Эти сростки иногда образуют каркасную структуру, состоящую из разноразмерных пирамид, ориентированных в пространстве так, что грани одной пирамиды соприкасаются с вершинами соседних.

Гранулы, шарообразные и пирамидальные структуры являются главными, а иногда и единственными элементами, образующими сильно пористые геннойши. Распределены они в теле геннойш незакономерно. Например, в одних образцах скопление шарообразных выделений кальцита отмечено во внешней части, а в других — равномерно распределено по всему объему такого же типа геннойш. Обрастание шарообразных структур гранулами, в одних случаях, и частичное включение их в тело шаров — в других, позволяет считать, что формироваллсь они одновременно. Пирамидальные структуры встречаются чаще на сильно пористых участках геннойш. Следует подчеркнуть, что три рассмотренных типа выделений кальцита характерны для геннойш и не встречены в ассоциирующих с ними конкрециях.

В темно-сером осадке (в шлифах) наблюдались редкие выделения кальцита, образованные субпараллельно ориентированными агрегатами, напоминающими описанные выше пучки волокон, слагающие гранулы. Подобные выделения кальцита обнаружены в тонкозернистом матриксе между листочками разбухшей частички биотита и песчаными зернами кварца (см. фиг. 5, ε , ∂).

В плотных геннойшах, а также в сильно пористых, вокруг которых уже сформировалась конкреция, широко распространены криптокристаллические и тонковолокнистые выделения кальцита, образующие следующие морфологические типы.

Четвертый тип. Криптокристаллические скопления кальцита, слагающие оболочки вокруг более ранних карбонатных структур и терригенных обломков, а также нитевидные образования, лежащие на поверхности гранул, шаров и висящие в поровом пространстве между ними.

Пятый тип. На поверхности гранул, шаров, а также криптокристаллических выделений кальцита располагаются тонковолокнистые образования, по форме напоминающие веера или метелки, резко суживающиеся к основанию и закругленные во внешней части (см. фиг. 5, а). При массовом появлении они образуют крустификационные каемки, а в поровом пространстве, располагаясь хаотично, иногда — крестообразные сростки.

Шестой тип. Наиболее плотные геннойши и некоторые конкреции имеют пойкилокристаллическую структуру. В этом случае крупные кристаллы водянопрозрачного кальцита включают все или часть более ранних карбонатных образований. Чаще это явление наблюдается в центральной части лучей геннойш и конкреций, иногда охватывает их целиком. Пятый и шестой типы выделений кальцита характерны также для конкреций.

Седьмой тип. Особое положение занимает структура внешней оболочки

геннойш (см. фиг. 3). Это структурный тип выделения кальцита, при полном развитии которого геннойши приобретают гладкую, мелкобугорчатую поверхность. В собранной коллекции этот структурный тип выделения кальцита встречается редко, только на некоторых образцах, независимо от морфологических особенностей геннойш. Мелкие бугорки с гладкой поверхностью и иногда с шелковистым блеском сложены тонкими волокнами, ориентированными радиально от вершины бугорка. Обычно это серия слившихся неравносторонних бугорков, у которых на гранях луча крутой склон ориентирован к основанию пирамилы, а у ребер к центральной оси луча геннойши. Иногда бугорки располагаются цепочкой по одному или сразу по несколько штук, вытягиваясь вдоль длинной оси луча. Цепочка бугорков может быть расположена и поперек длинной оси, но это, как правило, встречается в средней части дипирамидальных геннойш. Последовательное формирование отдельных порций внешней оболочки подчеркивается частичным перекрытием оснований соседних бугорков, располагающихся таким образом, что на концах дучей находятся наиболее поздние образования. Наиболее позднее формирование внешней оболочки подчеркивается не только ее положением на поверхности геннойш, но и указанными особенностями ее строения.

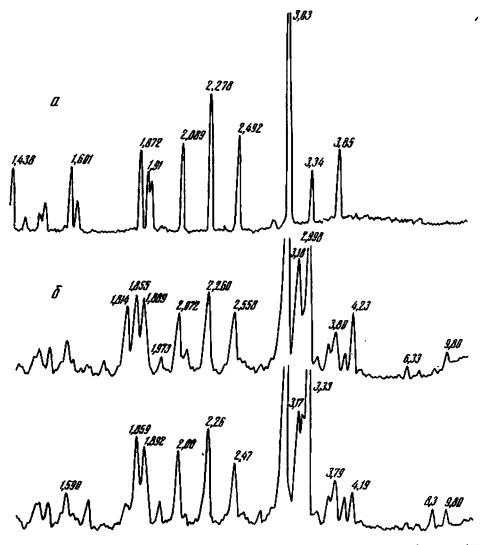
Суммируя особенности морфологии геннойш и их внутреннего строения, не трудно увидеть, что лучи в процессе формирования удлинялись и расширялись, а карбонатный материал постепенно замещал вмещающий терригенный осадок.

химический и изотопный состав геннойш и конкреций

Содержание нерастворимого минерального остатка в большинстве геннойш значительно меньше, чем в конкрециях (см. табл. 3). Это хорошо согласуется с отмеченной выше высокой интенсивностью замещения в них минеральных зерен карбонатом. Важно подчеркнуть, что пористые и плотные геннойши по содержанию минерального нерастворимого остатка практически не различаются, хотя среди последних встречаются примеры с очень небольшим содержанием нерастворимых минеральных компонентов. Следовательно, основная масса терригенного материала растворилась на ранней стадии формирования внутренней структуры геннойш, при образовании первых двух микроструктурных типов выделений карбоната кальция (гранул и шарообразных выделений).

По данным рентгена (фиг. 6), основным компонентом геннойш является $CaCO_3$. Химическое исследование показало, что в пористых и плотных геннойшах среднее содержание $CaCO_3$ примерно одинаково. В конкрециях главным новообразованным компонентом также является $CaCO_3$. Пористые геннойши содержат очень мало MgO или его совсем нет. Заметное увеличение этого элемента отмечено в плотных геннойшах и конкрециях, хотя среди последних встречены и чисто кальцитовые. Из полученных данных (см. табл. 3) видно, что геннойши и конкреции рассматриваемого местонахождения в основном сложены кальцитом, иногда с заметной примесью низкомагнезиального кальцита. Подобный состав характерен для геннойш широкого возрастного интервала: от перми до плейстоцена из разных местонахождений Северного и Южного полушарий [4]. Сопоставление результатов петрографических и химических исследований беломорских геннойш позволяет прийти к заключению, что наиболее ранние структурные элементы их внутреннего строения состоят в основном из кальцита, а в строении более поздних и в конкрециях заметное участие принимает низкомагнезиальный кальцит.

Для определения концентрации ¹⁴С из верхнего горизонта темно-серых осадков (см. фиг. 1) были отобраны три образца геннойш, различающиеся по плотности. Измерения проводились на двухканальном сцинтиляционном β-спектрометре. Образец 90/86а — это плотная дипирамидальная геннойша, образец 90/866 — многолучевая геннойша с неравномерно распределенной пористостью и пойкилокристаллическим CaCO₃ в центральной части луча, образец 90/86в — непрочная, легко разрушающаяся рукой шарообразная геннойша. По геннойшам определены следующие возраста, тыс. лет: образец 90/86а — 10140 ± 150 (ГИН 6611), образец



Фит. 6. Дифрактограммы порошковых препаратов геннойш (а) и конкреций (б); образец 90/86

90/866 — 9440 ± 186 (ГИН 6612) и образец 90/86в — 9630 ± 250 (ГИН 6613). Однозначно оценить достоверность этих дат в настоящее время трудно. Следует провести дополнительные сборы органического материала в осадках, включающих геннойши, а также собрать и проанализировать состав газовой фазы этих осадков.

Основываясь на условиях залегания геннойш (см. фиг. 1, 2) и широком распространении в этом районе морских голоценовых отложений, можно с большой долей вероятности считать, что формирование беломорских карбонатных новообразований началось в голоцене. Нельзя исключить и некоторое удревнение полученных дат. При биогеохимическом образовании карбонатов геннойш такое явление могло быть связано с использованием утлерода метана, проникавшего (поднимавшегося) в голоценовые осадки из более древних отложений, подстилающих морену. Интересно обратить внимание на близкие значения возраста для геннойш разной плотности. Даже если они не соответствуют действительному времени образования, они указывают на близкие концентрации ¹⁴С в геннойшах с разной плотностью и содержанием терригенного материала. А это может быть

интерпретировано, в свою очередь, как некоторый показатель одновременного, но неравномерного развития внутренней структуры у разных геннойш.

Для исследования изотопного состава углерода и кислорода также из верхнего горизонта темно-серых осадков (см. фиг. 1, образец 90/86) были отобраны: пористая шарообразная геннойша, плотная шарообразная и дипирамидальная геннойши; шаровая конкреция, образовавшаяся вокруг геннойши, лепешковидная конкреция с многочисленными остатками морских раковин и раковины морских моллюсков, извлеченные из лепешковидной конкреции (см. табл. 2). Пробы для изотопных анализов углерода и кислорода разлагались с помощью H_3PO_4 . Изотопный состав определяли на масс-спектрометре МИ-1201 В. Значения δ^{13} С и δ^{18} О даны в промилле относительно стандарта РОВ. Погрешность определения δ^{13} С и δ^{18} О не превышает $\pm 0,2\%$ о.

Как видно из полученных данных (табл. 4), изотопный состав углерода и кислорода геннойш и конкреций близок. Карбонат геннойш разного типа и конкреций характеризуется незначительными (от -14,0 до -22,4) вариациями значений δ^{13} С. Наиболее низкое значение δ^{13} С обнаружено в плотной пирамидальной геннойше. Практически весь углерод в ней заимствован из органического вещества. Некоторое относительное утяжеление изотопного состава карбоната лепешковидной конкреции с многочисленными остатками раковин морских моллюсков связано, видимо, с загрязнением пробы материалом морских раковин (δ^{13} С = -2,0).

Изотопный состав кислорода варьирует в узких пределах (от -2.9 до -0.4). Значения δ^{18} О в геннойшах и конкрециях практически идентичны значениям δ^{18} О раковин морских моллюсков (-2.4) и располагаются вблизи пределов «нормального морского» интервала.

По значениям δ^{13} С и δ^{18} О беломорские карбонатные новообразования мало отличаются от современных, морфологически похожих на дипирамидальную геннойшу, образований шестиводного карбоната кальция с антарктического шельфа (см. табл. 4) [17].

Геннойши и конкреции с изотопно легким углеродом встречены также в плейстоценовых отложениях Таймыра (см. табл. 4), в третичных отложениях Западной и Восточной Камчатки 2 , в третичных отложениях Америки [11] и меловых отложениях Канады [16]. Однако в третичных и более древних отложениях, в результате наложенных процессов изменения, геннойши (и парагенетически связанные с ними конкреции) могут иметь более высокие значения δ^{13} С, из-за загрязнения проб более поздним, катагенетическим кальцитом. Поэтому не затронутые вторичными преобразованиями беломорские геннойши и конкреции дают прекрасный пример диагенетических карбонатных новообразований, изотопный состав С и О которых остался неизменным. Изотопные температуры, рассчитанные для этих карбонатных новообразований, могут быть наиболее близкими к истинным.

Известно, что поверхностные воды Арктического бассейна обеднены δ^{13} С по сравнению с обычной морской водой на 4% [2]. Значения δ^{18} О вод Белого моря в момент формирования геннойш неизвестны, но, видимо, были довольно близки к современным. В Белом море средние значения δ^{18} О поверхностных вод (до глубин 10-15 м) характеризуются величинами от -3 до -6% и глубинных вод — от -1.5 до -3.0% [8]. Оценивая вариации изотопного состава кислорода за голоцен, следует учитывать, что на мелководье воды Белого моря могли быть значительно более опресненными, чем в настоящее время.

Изотопные температуры, рассчитанные по формуле [14]: T=16.5 — $4.3(\delta^{18}O_{\kappa}-\delta^{18}O_{s})+0.14(\delta^{18}O_{\kappa}-\delta^{18}O_{s})^{2}$, где $\delta^{18}O_{\kappa}$ — измеренные значения $\delta^{18}O_{s}$ в карбонате по отношению к стандарту PDB и $\delta^{18}O_{s}$ — изотопный состав воды по отношению к стандарту SMOW, попадают в интервал 2.8— 11.9° (см. табл. 4).

² Эти данные готовятся к публикации.

Значения δ^{13} С и δ^{18} О в карбонатных новообразованиях и раковине морского моллюска

Таблица 4

		• Голог	ценовые отло:	жения, Белое		Плейстоценовые отложения, Таймыр					
		геннойша		конкј	реция		Современ-		геннойша	ı	
Показатели	шарообраз- ная плотная	шарообраз- ная пористая	дипирами- дальная плотная	лепешковид- ная	шаровидная вокруг ген- нойши	раковина морского моллюска	шельфа Антарктиды, (икаит)	шарооб- разная	шарообраз- ная	шарообраз- ная, запеча- танная в конкреции	_ ющая ген- нойшу
δ ¹³ C (PDB)	-16,1	-17,0	22,4	-14,0	-16,3	-2,0	-22,88 + +-18,79	-4,5	5,4	-21,4	-15,1
δ ¹⁸ Ο (PDB)	-0,6	2,9	—2,3	-0,4	0,5	-2,4	3,3 + + -3,8	-3,6	-3,6	-1,7	-2,6
T, °C **	3,5	11,9	9,6	2,8	3,2	9,9	_	14,8	14,8	7,3	10,8

 ^{*} По [17].
 ** Температуры рассчитаны для δ¹⁸О воды, равной —4,0.

Возможно, температура образования беломорских карбонатов оказалась несколько завышенной из-за того, что не было учтено более сильное опреснение вод Белого моря. По значению критерия Z (значительно меньше 120) беломорские геннойши и конкреции должны быть отнесены к группе пресноводных известняков [15].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ '

Имеющиеся данные позволяют считать, что отложения, включающие геннойши, формировались после накопления ледниково-морских глин, отлагавшихся с раннего дриаса вплоть до пребореала [3, 7]. В стабильных условиях подледного осадконакопления моренный пласт не разрушался, а накапливались тонкозернистые илы, практически лишенные остатков морской фауны. После уничтожения ледяного панциря в начале бореального времени подледное накопление тонкозернистых осадков сменилось гидродинамически более активным морским режимом. В это время на приподнятых участках дна начался размыв морены. Сопоставление отложений поздне- и послеледниковых морских бассейнов на юге Кольского п-ова позволяет определить начало образования толщи голоценовых осадков, слагающей цоколи террас, приблизительно на рубеже 10—9 тыс. лет [5]. Это согласуется с приведенными выше возрастными датировками геннойш.

В процессе подготовки и обсуждения этой работы Ю. А. Лаврушин и А. Г. Черня-ховский высказывали предположение о связи образования локальной карбонатизации с поступлением углеводородов из более глубоких слоев земной коры. Действительно, разрывное нарушение, проходящее как раз в этом районе, могло служить подводящим каналом углеродсодержащих газов и обусловить локальный характер появления карбонатной минерализации в голоценовых осадках.

Легкий состав изотопов углерода дает основание считать, что карбонат геннойш и конкреций формировался за счет углекислоты, образующейся в результате микробиологического разложения органического вещества. Вместе с тем осадки, включающие геннойши, содержат очень небольшое количество органического углерода, а ледниково-морские отложения, формировавшиеся в основном за счет ледникового материала, также чрезвычайно бедны органикой. Напомним, что геннойши и конкреции встречаются локально, на месте размытого моренного пласта. Это позволяет предположить, что под мореной в этом районе сохранились от абразии отложения, богатые органическим материалом. Например, это могут быть межледниковые морские отложения (см. табл. 2), аналогичные обнажающимся в соседнем районе, в долине р. Варзуги. Согласно имеющимся сейсмоакустическим данным, на большей части дна Белого моря непосредственно под мореной располагаются отложения венда и рифея, которые тоже могут вмещать газообразные углеводороды [9]. Моренный пласт служил экраном, препятствовавшим удалению газообразных продуктов разложения органического вещества из подстилающих его осадков. Может быть, под толщей льда и морены существовала зона гидратообразования, способствовавшая аккумуляции углеводородов [10]. Абразия моренного пласта на приподнятом участке дна открыла возможность миграции скопившихся газов вверх, в перекрывающие морену морские осадки.

Впервые органогенную природу геннойш предложили Н. Г. Бродская и Н. В. Рентгартен [1]. Основанием для этого послужили особенности внутренней структуры геннойш, имеющие, по их мнению, сходство с фоссилизированными остатками водорослей (багряными водорослями). В настоящее время с этим трудно согласиться. Существующие данные показывают, что формирование геннойш происходило в осадке на некоторой глубине в восстановительной обстановке, совершенно исключающей развитие водорослей.

Важнейшим условием формирования предшественника геннойш — икаита считается наличие в осадке низких, близких к нулю или даже отрицательных температур и высокое гидростатическое давление (~ 6 кбар) [17]. Теперь мы знаем, что геннойши могли формироваться и в мелководных, сублиторальных условиях. Необходимая обстановка для образования могла быть создана в осадке

на фоне достаточно низких температур локально в результате бактериального метаболизма.

Бактериальное происхождение карбоната подтверждает морфологическое разнообразие микроструктурных типов выделений кальцита и сходство некоторых из них с карбонатными образованиями явно микробиологического происхождения [12].

Концепция микробиального происхождения геннойш позволяет предложить объяснение для некоторых особенностей их строения и условий образования. Формирование минерала-предшественника (икаита) происходило в толще осадка на ранних стадиях диагенеза. Образование икаита, замещение его кальцитом, увеличение количества и размера лучей происходило дискретно. Этот процесс в общей форме можно представить следующим образом. Возникшие кристаллы икаита включали большое количество терригенного материала. Для интенсивной бактериальной деятельности и разрушения силикатного материала особенно благоприятные условия возникали внутри кристаллов икаита. Постепенно, начиная от стенок кристалла, икаит замещался гранулярными и другого типа выделениями кальцита. Замещение каждой образующейся порции минерала-предшественника кальшитом происходило практически без изменения объема. Так как разрушение икаита и образование CaCO₃ сопровождаются почти 20-кратным уменьшением объема [17], для унаследования кристаллообразной формы следует допустить достаточно быстрое формирование отмеченных выше разнообразных типов выделений кальцита. Новые порции икаита возникали уже на поверхности лучей, состоящих из кальцита. Это повторялось многократно. Чаще икаит образовывался на концах лучей, но одновременно он мог появиться и на гранях. В результате дучи удлинялись, разрастались в ширину или формировались отростки, иногда столь многочисленные, что постепенно создавались шарообразные геннойши.

Совместное нахождение геннойш и конкреций, сходство некоторых микроструктурных типов выделений кальцита, близкий химический состав и изотопный состав углерода позволяет считать, что конкреции также формировались в результате активной деятельности бактерий.

Наличие на поверхности некоторых геннойш и конкреций карбонатного осадка желеобразной консистенции (фиксирующийся карбонатным материалом) свидетельствует о продолжающемся и в настоящее время процессе карбонатизации. Изучение этого процесса и выяснение причин его локального распространения — задачи будущих исследований, требующих комплексного геолого-геохимического и микробиологического подхода.

Список литературы

- 1. *Бродская Н. Г., Рентгартен Н. В.* Органогенная природа диагенетических образований типа «теннойши»//Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975. С. 312—322.
- 2. Ван Донк Я., Мэтью Т. Изотопный состав кислорода в фораминиферах и пробах воды Атлантического океана//Четвертичное оледенение Земли. М.: Мир, 1974. С. 241—260.
- 3. Евзеров В. Я. Эволюция осадконакопления в прибрежных районах Баренцева и Белого морей в поздне- и послеледниковое время//Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних морей. М.: Наука, 1979. С. 29—33.
- Каплан М. Е. Кальцитовые псевдоморфозы (псевдогейлюссит, яровит, тинолит, глендонит, геннойши, беломорские рогульки) в осадочных породах. Происхождение псевдоморфоз//Литология и полез. ископаемые. 1979. № 5. С. 125—141.
- Кошечкин Б. И., Каган Л. Я., Кудлаева А. Л. и др. Береговые образования поздне- и послеледниковых морских бассейнов на юге Кольского полуострова//Палеогеография и морфоструктуры Кольского полуострова. М.: Наука, 1973. С. 87—133.
- 6. *Краевая Т. С., Челебаева А. И., Шанцер А. Е.* Морфологические типы геннойш в кайнозойских толщах Камчатки и их возможное климатостратиграфическое значение//Литология и полез. ископаемые. 1987. № 6. С. 131—135.
- 7. Невесский Е. Н., Медведев В. С. Осадконакопление в Кандалакшском заливе в поздне-послелед-

- никовое время//Процессы развития и методы исследования прибрежной зоны моря. М.: Наука, 1972. С. 54—75.
- 8. *Николаев В. И., Колоколов С. Л.* Климатостратиграфия голоценовых отложений Белого моря//Океанология. 1990. Т. 30. Вып. 6. С. 963—972.
- Спиридонов М. А., Девдариани Н. А., Калинин А. В. и др. Геология Белого моря//Сов. геология. 1980. № 4. С. 45—55.
- 10. *Трофимук А. А., Черский Н. В., Царев В. П., Соловьев А. А.* Влияние оледенений на распределение запасов углеводородов в земной коре//Докл. АН СССР. 1974. Т. 218. № 2. С. 434—437.
- 11. Boggs Jr. S. Petrography and Geochemistry of Rhombic calcite pseudomorphs from mid-Tertiary mudstones of the Pacific Northwest, USA//Sedimentology, 1972. No. 19, P. 219—235.
- Castanier S., Maurin A., Perthuisot J.-P. Production bacterien experimentale de corpuscules carbonates, spheroidaux a structure fibro-radiare. Reflexionsur la definition des ooides//Bull. Soc. geol. France. 1989. (8). T. V. № 3. P. 589—595.
- England B. M. Glendonites, their origins and description//The Mineralogical Record. 1976. V. 7. № 2.
 P. 60—68.
- 14. Epstein S., Buchsbaum R., Lowenstam H. A., Urey H. S. Revised carbonate-water paleotemperature scale//Geol. Soc. America Bull. 1953. V. 62. P. 417—426.
- 15. Keith M. L., Weber J. N. Carbon and oxygen isotopic composition of selected limstones and fossils//Geochim. et cosmochim. acta. 1964. V. 28. № 11. P. 1787—1818.
- Kemper E., Schmitz H. H. Stellate nodules from the Uppe Deer Bay Formation (Valanginian) of arctic Canada//Geol. Surv. Canad. Paper. 1981. 75—1c. P. 109—119.
- 17. Suess E., Balzer W., Hesse K.-F. e. a. Calcium carbonate hexahydrate from organic-richsediments of the Antarctic shelf: Precursors of Glendonites//Science. 1981. V. 216. P. 1128—1131.

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 13.IX.1993

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 5. 1994

УДК 550.4:551.352

© 1994 Штеренберг Л. Е., Воронин Б. И., Соколова А. Л., Салынь А. Л., Покровская Е. В.

ПОВЕДЕНИЕ Fe—Mn ОКЕАНСКИХ КОНКРЕЦИОННЫХ РУД ОСАДОЧНОГО ГЕНЕЗИСА ПРИ ТЕРМИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКЕ

Проведено высокотемпературное прогревание (до 1000° C) на воздухе разных типов океанских Fe—Мп-конкреций осадочного генезиса. Показано, что минеральные фазы, участвующие в сложении седиментационных (гидрогенных), седиментационно-диагенетических и раннедиагенетических по П. Хальбаху образований, в результате этой операции трансформируются в основном в марганцевую шпинель. На рентгендифрактограммах диагенетических Fe—Мп-конкреций после прогревания устанавливаются две фазы: гаусманнит и марганцевая шпинель, отражая тем самым их первично сложные состав и строение.

Бёрнесситы осадочного и гидротермального генезисов, участвующие в сложении микроконкреций (Тихий океан) и образующие линзы и прослойки в тефроидных песчаниках (Охотское море), последовательно прогревали на воздухе до 200, 400, 600, 800 и 1000° С. Продукты прогрева исследовали методом рентгеновского фазового анализа [20].

Бёрнессит гидротермального генезиса в интервале температур 400—600° С трансформируется в гаусманнит Мп₃O₄, характеризующийся тетрагональной сингонией. При последующем прогревании образцов до 800° С и далее до 1000° С рефлексы гаусманнита становятся все более и более выраженными, свидетельствуя о повышении его структурного совершенства.

Иной путь преобразования проходит бёрнессит осадочного происхождения. В интервале температур 400—600° С на дифрактограммах осадочного бёрнессита фиксируются две фазы — гаусманнит и марганцевая шпинель Мп₃О₄, которая в отличие от гаусманнита обладает кубической сингонией. При дальнейшем прогреве высота пиков гаусманнита, как видно на дифрактограммах, заметно уменьшается и при 1000° С исчезает совсем, в то время как пики шпинели заметно возрастают.

Разное поведение бёрнесситов осадочного и гидротермального генезисов при их термальной обработке на воздухе связано с тем, что осадочный бёрнессит, в состав которого входят никель, медь и ряд других элементов, обладает меньшей устойчивостью по сравнению с гидротермальными бёрнесситами, практически лишенными этих элементов. Большая устойчивость бёрнессита гидротермального происхождения при высокотемпературном (до 1000° С) нагревании на воздухе по сравнению с осадочным типом позволила авторам цитируемой выше статьи предложить использовать это положение в качестве дополнительного признака к классификации Э. Бонатти и др. [22] для идентификации генетически разных (осадочных и гидротермальных) Fe—Мп океанских образований.

В предлагаемой работе, в отличие от предыдущей [20], рассматривается поведение при термической обработке разных типов осадочных Fe—Мп океанских образований (седиментационных, седиментационно-диагенетических, диагенетических) с целью выявления различий в этой генетической системе. При этом основное внимание уделяется характеру трансформации при высокотемпературном нагревании марганца, наиболее широко связанного с микроэлементами, являющегося главной составляющей конкреций, и в значительно меньшей степени — железистой фазе.

Судя по многочисленным литературным данным, наиболее широкое развитие в настоящее время, по нашему мнению, приобрели типизации Fe—Mn конкреционных руд, предложенные Э. Бонатти и др., [22], являющаяся по Д. Кронону [5] весьма полезной, и П. Хальбахом и др. [23—27].

- Э. Бонатти и др. [22] в составе осадочных океанских Fe—Mn конкреционных руд выделяют следующие типы:
- 1. Гидрогенные (седиментационные), сформировавшиеся при медленном осаждении рудных и других элементов из морской воды. Процесс формирования гидрогенных конкреций и корок в океанах происходит на абиссальных равнинах, поднятиях и других участках дна с одновременным образованием в осадках рассеянных микрочастиц и микроконкреций. Гидрогенные образования характеризуются величинами Mn/Fe, изменяющимися от 5 до 0,5, и высокими концентрациями малых элементов, таких как никель, медь, кобальт.
- 2. Диагенетические, возникающие в гемипелагических зонах, располагающихся в краевых частях океанов. Образование существенно марганцевых конкреционных руд с весьма малыми содержаниями железа и практически лишенных микроэлементов, происходит в результате постседиментационной ремобилизации марганца и ряда других металлов в осадках, обогащенных органическим веществом.

Основными минералами Fe—Mn-конкреций и корок океанов, образовавшихся гидрогенным и диагенетическим путями, по данным Э. Бонатти и др. [22], являются δ-MnO₂ и 10 Å манганит. В отличие от гидрогенных Fe—Mn-корок и конкреций диагенетические образования, как и гидротермальные, практически лишены никеля и других микроэлементов.

3. Гальмиролитические. Их образование связано с воздействием морской воды, обогащенной кислородом воздуха, на вулканическое стекло, входящее в состав базальтов. Конечными продуктами подобного процесса являются гидроксиды Fe и Mn, Fe-смектит и филлипсит (цеолит).

Результаты изучения Fe—Mn-конкреций и корок, поднятых на северо-востоке (разломная зона Кларион-Клиппертон) и юге-востоке (Перуанский бассейн) Ти-кого океана, позволили П. Хальбаху и его соавторам предложить новую типизацию осадочных Fe—Mn-образований океанов. Авторы выделили два основных типа: A — раннедиагенетического роста, связанного со снабжением металлов поровой водой из активного (Peneliquid) верхнего слоя осадков (толщина слоя 5—30 см), и B — гидрогенного (седиментационного) роста, при котором поступление металлов для формирования конкреционных руд происходит из придонной воды. Эти процессы контролируют формирование различных типов конкреционных Fe—Mn-руд: A — раннедиагенетический, B — гидрогенный (седиментационный), AB — смешанный (верх за счет поступления металлов из придонной океанской воды, низ — поступление металлов из поровых вод) и дополнительный A_c , также диагенетический, характерный для Ee

Выделенные типы конкреционных руд, по Π . Хальбаху и др. [23—27], легко могут быть диагносцированы по характеру верхней поверхности конкреционных образований, минеральной составляющей рудной части, внутренней микроструктуре и геохимии. Основным показателем типов конкреционных руд, по Π . Хальбаху и его соавторам, является отношение Mn к Fe. Гидрогенные типы характеризуются пониженными (<2,5) величинами Mn/Fe; в смешанном типе (седиментационно-диагенетическом) они колеблются в пределах 2,5—4. Диагенетические типы конкреций (A) отличаются повышенными (>4—5) величинами Mn/Fe, а у конкреций типа A_c особо высокие (>6—7), при незначительных содержаниях никеля, меди и ряда других микроэлементов.

Основными минералами гидрогенных конкреций являются δ -MnO₂, находящиеся в тесной ассоциации с Fe OOH и алюмосиликаты. Главный минерал диагенетических (A, A_c) и смешанных (AB) конкреций представлен тодорокитом (10 Å манганит), однако тодорокит диагенетических конкреций типа A_c (Перу-

анская котловина) при нагревании при 105° С в течение 2 ч переходит в бёрнессит. Это, по мнению указанных выше авторов, свидетельствует о том, что тодорокит диагенетических конкреций типа A_{\circ} обладает не туннельной, а слоистой структурой.

Академиком Ф. В. Чухровым в соавторстве с сотрудниками ИГЕМа и ГИНа РАН в значительной мере пересмотрены особенности минералогического состава Fe—Мп-образований океанов, в результате чего установлены и описаны новые ранее не известные марганцевые и железистые фазы, принимающие участие в их сложении [17, 18 и др.].

H. С. Скорнякова, Т. Ю. Успенская и др. [11—13, 16] использовали данные, полученные Ф. В. Чухровым и др. [17, 18 и др.], для изучения минерального состава гидрогенных (B), смещанных (AB) и диагенетических (A, A_c) типов конкреций осадочного происхождения Тихого океана, дополнив их макро- и микроскопическим описанием, химическими и другими видами анализов, позволивших им рассматривать особенности состава, строения и распределения по площади этих образований.

материал и методы его изучения

Материалом для нашего изучения послужили разные типы Fe—Mn конкреционных руд, поднятые со дна Тихого океана (табл. 1), включающие, согласно имеющимся в литературе данным, седиментационные (гидрогенные), седиментационно-диагенетические, диагенетические (типы A и A_c) по Π . Хальбаху и др. [23—27]) и диагенетические (по Э. Бонатти и др. [22]).

В отличие от предыдущей работы [20], в которой проводилось последовательное ступенчатое нагревание (через 200° С) бёрнесситов осадочного и гидротермального происхождения с последующим рентгенодифрактометрическим анализом, в настоящей работе вначале изучаемые образцы прогревали в термостате при 105° С в течение 2 ч, а затем, минуя промежуточные фазы, в термографической установке (Derivatograph Q = 1000, Венгрия) до 1000° С. Минеральный состав продуктов прогрева при 105 и до 1000° С определялся с помощью рентгеновского фазового анализа. Авторы считали, что такой методический подход, при котором опускаются промежуточные этапы нагревания, в значительной степени сокращает время, затрачиваемое на экспериментальную часть, не принося ущерба результатам проводимых исследований.

Рассмотрение поведения при прогревании различных типов Fe—Мп океанских образований требует, как известно, особенно тщательного анализа первичнослагающих исходных минеральных фаз. Образцы, отобранные в 9-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» и 8-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов», а также переданные нам Н. С. Скорняковой (Институт океанологии РАН), были изучены в общем сходными методами, включающими макро- и микроскопию, рентгеновский (дифрактометрия), химический, спектральный и другие виды анализов, среди которых ведущим явился микродифракционный анализ, выполненный под руководством и при участии проф. А. И. Горшкова (ИГЕМ РАН).

Кроме осадочных образований, отобранных в различных районах Тихого океана, для сравнения был проанализирован образец тодорокита, поднятый со дна Японского моря и переданный нам для изучения А. Н. Дергачевым (ТОИ ДВНЦ). Основные данные о составе изученных образований сведены в табл. 1.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗУЧЕННЫХ ОБРАЗЦОВ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИХ ПРОГРЕВАНИЯ

А. Станция 611 (9-й рейс НИС «Дмитрий Менделеев») находится в районе подводных гор Маркус-Неккер. Для разрезов пелагических осадков этого района, представленных глинистыми илами, характерны включения и прослойки карбо-

Содержания элементов в изученных Fe-Mn-образованиях

Номер образца	Вид образо-	Место отбора образца	Тип образования	Координаты		Mn/Fe				
(станции)	вания	место отоора ооразца	тип соразования	(глубина, м)	Mn	Fe	Ni	Cu	Co	MILTE
611	Конкреции	Тихий океан, глубоководное поднятие Маркус-Неккер	Осадочные, седиментационные (гидрогенные) (В)	17°29′ с. ш. 171°30′ в. д. (4190)	14,72	16,74	0,280	0,140	0,310	0,88
675	*	Тихий океан, разломная зона Кларион (северо-восточная часть)	Осадочные, седиментационно- диагенетические (<i>AB</i>)	19°02′ с. ш. 116°22′ з. д. (3910)	26,12	8,41	1,200	0,860	0,130	3,10
2483-12	*	Тихий океан, северо-восточная часть, зона разломов Кларион-Клиппертон	Осадочные, диагенетические (A)	10°02′ с. ш. 146°24′ з. д. (5074)	26,30 26,60 25,20	5,80 5,60 3,60	1,000 1,200 1,340	0,760 1,050 1,020	0,300 0,190 0,150	4,53 * 4,75 ** 7,00 ***
82105	Конкреции трубчатой формы	Тихий океан, океаннический склон Центрально-Американского желоба	Осадочные, диагенетические	18°08′ с. ш. 104°43′ з. д. (4060)	56,80	0,30	0,008	0,010	0,002	196
7783	Корки	Японское море, северный склон безымянной подводной горы	Гидротермальные	39°55′ с. ш. 136°40′ в. д. (1600)	46,60	0,050	0,006	0,004	0,005	930

^{*, **, *** —} соответственно верхняя, средняя и нижняя части конкреций.

натных илов и грубообломочного материала. Нередко нижние части разрезов представлены исключительно карбонатными отложениями [6].

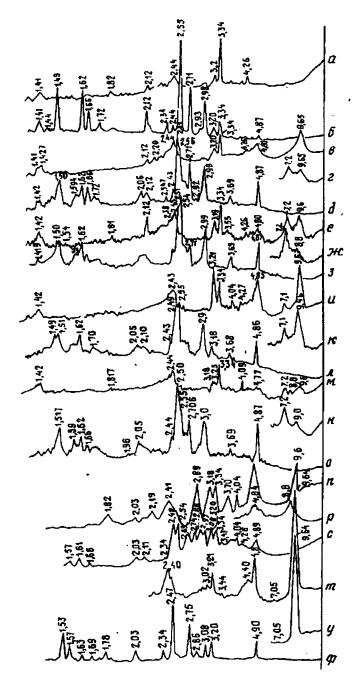
Накопление осадков и формирование железомарганцевых конкреций происходит в окислительной зоне [10 и др.] при полном отсутствии восстановительных процессов (Еh +550; +600 мВ). Количество органического вещества в осадках мало (0,15—0,24%). Содержание железа равно 3,78%, марганца—0,39% [2, 3]. Судя по данным, полученным З. В. Пушкиной [9], при изучении иловых вод, отжатых из осадков расположенной по соседству ст. 612 (17°57′ с. ш., 177°38′ в. д., глубина 4470 м), также находящейся в районе подводных гор Маркус-Неккер, содержание марганца в верхней части разреза (0—5 см) равно 40 мкг/л, железа—20 мкг/л.

Конкреции, поднятые на ст. 611, как и на ст. 612, характеризуются низкой продуктивностью (0.5 кг/m^2) . Они имеют несколько вытянутую в длину, овалоподобную форму и обладают небольшими размерами (длина 10—15 мм при толщине 5—6 мм). Поверхность конкреций в общем гладкая — тонкозернистая, хотя на отдельных участках она приобретает некоторую шероховатость. Под микроскопом в них выделяются две зоны: внешняя и внутренняя, четко отделенные друг от друга. Они отличаются своим строением. В поверхностной части, имеющей, как правило, очень небольшую толщину (0,4-0,5 мм), явно преобладают столбчатые постройки, в сложении которых принимают участие гидроксиды марганца и железа и тонкий биогенно-терригенный материал. По направлению к внутренней части конкреций на отдельных участках видны глобулярные образования. Внутренняя часть образований ст. 611 сложена колломорфной, глобулярной и столбчатой текстурами. Столбчатые образования имеют здесь небольшие размеры и обычно переходят в глобулярные обособления. Иногда в этой части стяжения наблюдаются массивные образования. В центре конкреций встречаются сравнительно небольшого размера обломки палагонитизированных базальтов, характеризующихся неправильно-угловатыми формами, свидетельствующими о близком источнике их образования.

На отдельных участках конкреций видны разноориентированные трещины, пересекающие внешнюю и внутреннюю их части. Они, как правило, заполнены новой, более молодой генерацией гидроксидов Мп и Fe. Среди колломорфных и столбчатых выделений на отдельных участках видны небольшого размера тонкие линзы и прослойки сравнительно высокоотражающего вещества, характеризующегося анизотропией, проявляющейся при скрещенных николях под микроскопом. Микрозондовый анализ (Камека, MS-46), проведенный на ряде таких участков, находящихся как в нижней, так и в верхней половине конкреций, указал, что содержания марганца в них значительно преобладают над содержаниями железа. Величина Мп/Fe на таких участках изменяется от 3 до 4 и иногда достигает 5. Химические анализы конкреций показали, что содержания основных рудных элементов (Мп, Fe) в общем невысокие (см. табл. 1) и явно отличаются от подобных образований более окисленных зон, расположенных восточнее по профилю через акваторию Тихого океана.

Конкреции ст. 611, характеризующиеся явно пониженными величинами отношения марганца к железу, содержат несколько повышенные количества никеля, меди и кобальта (см. табл. 1). По данным рентгеновского фазового анализа, главной Мп-содержащей минеральной фазой конкреций является вернадит, проявляющийся на дифрактограммах образца двумя относительно слабыми рефлексами с d, равными 2,44 и 1,41 Å (фигура, a).

Дифрактометрический анализ образца, прогретого до 1000° С, показал, что основная часть слагающего его марганцеворудного вещества трансформировалась в марганцевую шпинель, идентификация которой проведена по присутствующим на дифрактограмме интенсивным отражениям с d, равными 2.98; 2.55; 2.12; 1.62; 1.49 Å, а также (в значительно меньшей степени) в биксбиит (Mn, Fe)₂O₃, который определен по дифракционным максимумам с d, равным 2.71; 2.34; 1.72; 1.66 и 1.44 Å (см. фигуру, 6; табл. 2).



Дифрактометрические кривые исходных и прогретых Fe-Mn конкреций и корок

a — ст. 611 (исход.); b — прогретый до 1000° C; b — ст. 675 (исход.); c — прогретый при 105° C в течение 2 ч; b — прогретый до 1000° C; b — ст. 2483-12 (верх.; исход.); b — прогретый при 105° C в течение 2 ч; b — прогретый до 1000° C; b — ст. 2483-12 (средн.; исход.); b — прогретый при 105° C в течение 2 ч; b — прогретый до 1000° C; b — ст. 2483-12 (низ.; исход.); b — прогретый при 105° C в течение 2 ч; b — прогретый до 1000° C; b — ст. 82105 (исход.); b — прогретый при 105° C в течение 2 ч; b — прогретый до 1000° C; b — ст. 7783 (корка; исход.); b — прогретый при 105° C в течение 2 ч; b — прогретый до 1000° C

Интенсивности отражений (I) и межплоскостные расстояния (d) на рентгенограммах марганцевых, железомарганцевых и железистых минералов [28]

Гаусманнит МпзО4 (1—1127)		Оксид марган- ца (шпинель) МпзО4 (13—162)		Биксбиит (Mn, Fe) ₂ O ₃ (8—10)		Mı	кобсит nFe ₂ O ₄)—319)	α-Fe	`ётит 2О3 · H2O i—97)	Ге матит α-Fe ₂ O ₃ (15—534)		
	d	I	d	I	d	1	d	1	d	1	d	
1	_	_	_	-		_	_	20	5,000	_	_	
20	4,92	_	_	_		40	4,94	_	_	-	· _	
_	_	50	4,86	_	_	-	-	-		-	_	
_	_	_	_	10	4,68	 	_	-	_	-	_	
_	_	-		10	4,21	-		100	4,210		_	
_	_	-	_	60	3,83	-	_	-	_	25	3,660	
-	_		_	10	3,35	_	_	20	3,370	-	_	
31	3,08	-	_		_	_	_	-	_		_	
_	_	50	2,98	30	2,99	40	3,01	–		_	-	
8	2,87	-		-		-	_	-	_	-	-	
63	2,75	—	.	100	2,72	-	_	8	2,690	100	2,690	
-	_	-	_	-	_		_	20	2,570	–	_	
-	_	100	2,54	20	2,51	100	2,56	10	2,510	50	2,510	
100	2,48	10	2,43	-		3	2,45	20	2,480	-	-	
13	2,36	—	_	40	2,35	-	_	70	2,44	-	_	
_	_			20	2,21	_		20	2,250	_	_	
_		50	2,10	10	2,11	40	2,12	40	2,180	-	-	
15	2,03			40	2,01	-		10	2,000	30	2,010	
- ,	_	-	-	10	1,92	-	_	-	_	-		
_		-	_	40	1,87	-	_	-	_	_	_	
18	1,79			_	<u>`</u>	-		-	_	40	1,831	
5	1,70	20	1,71 `	25	1,72	10	1,73	50	1,719	-		
5	1,64	50		90	1,65	40	1,64	20	1,684	60	1,690	
		.50	1,62	20	1,61	-	_	-	-	-	1 504	
50	1,57	-	-	20	1,56	-	1.50		_	16	1,594	
50	1,50	50	1,49	30	1,53	60	1,50	-	_	75	1 490	
3	1,47	_	_	20	1,48		1.42	-		35	1,480	
8	1,44	-		30	1,45	5	1,43		_	35	1,450	
_	_	ı — I	_	80	1,42	ı —	_	ı — :	_		_	

Примечание. В скобках приведены данные из работы [28].

Б. Станцией 675 (9-й рейс НИС «Дмитрий Менделеев»), находящейся в районе разломной зоны Кларион (северо-восток Тихого океана), вскрыты терригенно-пелагические осадки, представленные глубоководными красными глинами с вулканическим пеплом [6]. Еһ равен +615 мВ [10]. Марганца в осадках верхней части разреза ст. 675 содержится, %: Мп 1,47, Fe 6,29, Сорг приблизительно 0,3. Сульфидные образования в осадках этой станции не обнаружены [10]. Содержание марганца в иловой воде верхнего слоя района ст. 675 близко к 50 мкг/л [9].

Конкреции, поднятие на ст. 675, имеют разные размеры (до 12 см в диаметре) и формы (шаровидные, овальные и несколько уплощенные). Продуктивность конкреций составляет 5,4 кг/м² [2, 3]; в центральной части они иногда содержат скопления вулканического пепла, обломки палагонитизированных базальтов и других образований.

Под микроскопом видно, что конкреции ст. 675 обладают сложным внутренним строением. От внешней зоны по направлению к их центральной части устанавливаются тонкие прослойки, сложенные столбчато-глобулярными образованиями, сменяющимися тонким слоем, в котором наблюдается переслаивание рудного и безрудного (глинистого и биогенно-терригенного) материалов. Вблизи центральной части конкреций господствуют глобулярные выделения.

Добавим, что, как и в конкрециях ст. 611, среди колломорфных образований и иногда в основании столбчатых построек в различных частях конкреций ст. 675 наблюдаются тонкие линзы и прослойки, имеющие небольшую длину, сложенные высокоотражающим рудным материалом, характеризующимся, судя по данным микрозондового анализа, относительно повышенными значениями Mn/Fe. Содержания C_{opp} в конкрециях ст. 675 колеблются от 0,08 до 0,12%.

При сравнении содержания макро- и микроэлементов в верхней и нижней частях конкреций оказалось, что они близки, поэтому в табл. 1 приведены средние данные по анализу ее рудной оболочки [2, 3]. Минеральный состав конкреций ст. 675 изучался ранее [17, 18]. На дифрактограмме исходного образца (см. фигуру, \mathfrak{g}) присутствуют рефлексы с d, равными 9,65; 4,81; 3,20 Å, и др., указывающие на присутствие в качестве основной рудной фазы минерала, которым мог бы быть тодорокит, бузерит-I, бузерит-II, асболан-бузерит [16, 17].

На дифрактограмме образца, прогретого при 105° С в течение 2 ч, наблюдается существенное снижение интенсивности отражения с d 9,65 Å и появление рефлекса с d 7,2 Å (см. фигуру, ϵ). Эти данные свидетельствуют о том, что в образце присутствуют бузерит-I и асболан или асболан-бузерит. Применение микродифракции электронов позволило уточнить фазовый состав конкреций ст. 675, представленных смешанослойным асболан-бузеритом и бузеритом-I. Менее распространенными минералами конкреций зоны Кларион-Клиппертон, судя по микродифракционным данным, являются Fe-вернадит и фероксигит [16].

На дифрактограмме образца из конкреции ст. 675 после его прогревания до 1000° С видны интенсивные рефлексы, соответствующие марганцевой шпинели $(4,87;\ 2,99;\ 2,56\ \text{Å}\ и\ др.)$ и биксбииту $(2,71;\ 2,35;\ 1,66;\ 1,42\ \text{Å})$ (см. фигуру, ∂ ; табл. 2). Кроме того, на дифрактограмме фиксируются отражения с межплоскостными расстояниями $2,92;\ 2,51;\ 2,34;\ 1,72;\ 1,66\ \text{Å}$, близкими, но не совпадающими со значениями d рефлексов гаусманнита. В тетрагональной ячейке с параметрами $a=5,84\ \text{Å}$ и $c=9,368\ \text{Å}$ рефлексы с этими межплоскостными расстояниями имеют индексы $200,\ 211,\ 004,\ 202.$ Рассчитанные значения для рефлексов с указанными индексами равны $2,921;\ 2,517;\ 2,347;\ 2,066\ \text{Å}$ соответственно. Таким образом, в отличие от ячейки гаусманнита ($a=5,76\ \text{Å},\ c=9,44\ \text{Å}$) у рассматриваемой фазы увеличен параметр a и уменьшен параметр c. Это может быть связано с частичным замещением m^{3+} на m^{2+} или с нарушением соотношения между m^{3+} и m^{2+} по сравнению с составом гаусманнита.

Наличие разных фаз, сформировавшихся при прогревании одного и того же образца, несомненно связано с участием в сложении исходной конкреции разных минералов (асболан-бузерит, бузерит-I и др.), по-разному изменяющихся при прогревании.

В. Рудоносная провинция Кларион-Клиппертон (северо-восток Тихого океана), весьма обогащенная Fe—Мп-конкрециями, изучалась многими исследователями. Список авторов работ, в которых рассмотрены особенности протекающих на этой площади процессов осадко- и рудообразования, весьма обширен. Это позволяет нам остановиться лишь на некоторых чертах, раскрывающих наиболее характерные их свойства.

Провинция Кларион-Клиппертон располагается к юго-востоку от Гавайских островов и относится к северной приэкваториальной области повышенной биопродуктивности [7, 8]. Переданные нам для изучения Fe—Мп-конкреции (см. табл. 1) отобраны на полигоне 2483 (ст. 2483-12).

Станцией 2483-12 вскрыты плейстоценовые осадки, представленные в основном глинисто-радиоляриевыми и радиоляриево-глинистыми илами, обогащенными ди-

атомеями. Осадки, как и в районе ст. 611 и 675, сильно окислены (Eh колеблется от +450 до +550 мВ и более). Органического вещества в них содержится мало (0,25-0,35%). В радиоляриевых илах ст. 2483-12 Мп составляет около 0,85%, железо — 3,8%. В иловой воде осадков полигона 2483 содержится в среднем Мп 17 мкг/л и Fe 20 мкг/л [1].

Работами Т. Ю. Успенской, А. И. Горшкова, А. В. Сивцова [14, 15], Т. Ю. Успенской, Н. С. Скорняковой [16] показано, что основными минералами конкреций (тип А) разломной зоны Кларион-Клиппертон являются бузерит-І и бузерит-ІІ, при второстепенном значении асболан-бузерита, Fе-вернадита, тодорокита и бёрнессита. Некоторые из этих минералов, как полагают указанные выше исследователи, могли образовываться трансформационным путем.

Изученная нами Fe—Мп-конкреция имела несколько уплощенную форму (длина около 60, ширина 40 и высота 20 мм). На верхней поверхности видны крупные бугорчатые (ботроидальные) образования, достигающие в диаметре 0,5— 1.0 мм и в высоту около 0.2—0.3 мм. На нижней поверхности конкреции развиты также бугорчатые образования, однако здесь они характеризуются значительно меньшими размерами. В промежутках между небольшими по высоте бугорками нижней поверхности виден тонкий налет осветленного ила. Внутреннее строение конкреций ст. 2483-12, судя по данным микроскопии, довольно сложное. Основная часть этого образования представлена обломком более древней конкреции, располагающейся явно несогласно с молодой рудной оболочкой. Ширина оболочки не остается постоянной и изменяется примерно от 4,5 до 6-6,5 мм. Внешняя рудная оболочка имеет столбчато-глобулярное строение. Контакт между оболочкой и древней конкрецией достаточно резкий. Верхняя часть древней конкреции обладает глобулярно-столбчатым строением и характеризуется по сравнению с внешней ее оболочкой более высоким отражением. Глобулярно-столбчатый слой сменяется по направлению к центральной части конкреции прослоем, представденным тонким переслаиванием глобулярных и массивных образований. Центральная часть более древней конкреции характеризуется в основном глобулярным строением. Наблюдаемые в конкреции трещинки частично залечены. В их краевых частях видны тонкие прерывистые выделения гидроксидов Мп и Fe, несколько отличающиеся по окраске и строению от окружающей рудной массы.

Как видно на табл. 1, где приведены результаты химических анализов различных частей конкреции, поднятой на ст. 2483-12, по содержанию Mn, Fe и микроэлементов они весьма мало отличаются друг от друга.

На дифрактограмме исходного образца, отобранного из верхней части конкреции, присутствуют два почти равноценных по интенсивности отражения с d, равными 9,6 и 7,2 Å (см. фигуру, e). Если второй рефлекс, на наш взгляд, указывает на наличие бёрнессита, то рефлекс с d 9,6 Å может отражать присутствие ряда марганцевых минералов, таких, как асболан-бузерит, бузерит-I, бузерит-II и тодорокит. Наличие асболана исключается, поскольку в работах [14—16] отмечается, что в составе конкреций полигона 2483 основными марганцевыми минералами являются бузерит-I и бузерит-II, при второстепенной роли асболанбузерита, тодорокита и ряда других минералов, среди которых отсутствует асболан.

Присутствующие на дифрактограмме исходного образца конкреции, поднятой на ст. 2483-12, широкие относительно интенсивные отражения с d, равными 2,45 и 1,42 Å, могут свидетельствовать о наличии в этом образце вернадита (см. фигуру, e).

Отношение площадей рефлексов (за вычетом фона) 9,6 и 7,2 Å, полученных путем взвешивания на аналитических весах их копий, выполненных на кальке, равно 1,3. После прогревания этого же препарата в течение 2 ч при температуре 105° С (см. фигуру, ж) отношение площадей рефлексов резко изменилось. Площадь рефлекса с d 9,6 Å заметно уменьшилась и преобладающим становится отражение с d 7,2 Å. Отношение площадей пиков 9,6 и 7,2 Å становится равным 0,18, что позволяет примерно оценить потерю марганцеворудного вещества, слагающего

9,6 Å фазу. Потеря, судя по расчетам, близка к 7,2. Это свидетельствует о важной роли в сложении верхней части конкреции марганцевого минерала, переходящего при нагревании до 105° С в течение 2 ч в 7 Å (бёрнесситовую) фазу. Учитывая предшествующие работы, выполненные с применением комплекса высокоразрешающих методов, можно считать, что в изучаемом нами образце перед нагреванием до 1000° С в основном присутствовали бузерит-I (основная фаза), бёрнессит и бузерит-II.

Прогревание образца, отобранного из верхней части конкреции, поднятой на ст. 2483-12, показало, что сформировавшейся при этом основной минеральной фазой является марганцевая шпинель, диагностические рефлексы которой (4,87; 2,99; 2,54; 1,62; 1,49 Å) доминируют на представленной на фигуре з дифрактограмме. Как и в случае с образцом конкреции ст. 675, здесь присутствуют рефлексы, которые могут быть отнесены к фазе, описанной выше, для прогретого до 1000° С образца из конкреции ст. 675.

Дифрактограмма исходного образца, отобранного из средней части конкреции ст. 2483-12 (см. фигуру, u), в малоугловой области содержит два рефлекса: интенсивный с d=9,6 Å и слабое отражение с d=7,1 Å. Отношение площадей этих пиков равно 6,4. После прогревания в течение 2 ч при 105° С это отношение уменьшилось и стало близким к 4,2 (см. фигуру, κ). Следовательно, в отличие от верхней части конкреции здесь основную роль в сложении образца играет не бузерит-I, а бузерит-II. Дифрактограмма прогретого до 1000° С образца содержит рефлексы, принадлежащие в основном марганцевой шпинели (см. фигуру, κ ; табл. 2).

На дифрактограмме образца из нижней части конкреции также видны два малоугловых рефлекса с d, равными 9,6 и 7,2 Å, между которыми присутствует слабый рефлекс с d = 8,8 Å, возможно, принадлежащий смешанослойной фазе бёрнессит-асболан (см. фигуру, M). Отношение между площадями интересующих нас 9,6 и 7,2 Å рефлексов в исходном образце равно 1,5.

В прогретом при 105° С в течение 2 ч образце площадь 7,2 Å рефлекса увеличилась при заметном уменьшении площади основного 9,6 Å пика (см. фигуру, н). Отношение площадей этих пиков после прогревания оказалось равным 0,23; площадь 9,6 Å рефлекса в результате прогревания уменьшилась в 6.5 раз.

Анализ данных, полученных при дифрактометрическом исследовании, позволил прийти к выводу, что основной минеральной фазой нижней части конкреции, как и верхней, является бузерит-I. Второстепенное значение имеют бузерит-II и бёрнессит. Наряду с этим присутствующие на дифрактограмме образца относительно интенсивные широкие отражения с d, равными 2,44 и 1,41 Å, свидетельствуют о наличии в нем вернадита. По данным микродифракции электронов, в нижней части конкреции присутствуют вернадит и железистый вернадит [11, 16].

После прогревания образца до 1000°С на дифрактограмме видны рефлексы, принадлежащие главным образом марганцевой шпинели (см. фигуру, о; табл. 2).

Г. Среди отобранных для изучения образцов наиболее реальным представителем образований, возникших в результате процессов диагенеза, протекающих на относительно повышенном фоне содержания органического вещества в осадках океана (гемипелагическая зона) при явном отделении марганца от железа из-за их различной миграции в поровых водах, а также формирования сульфидов железа, являются трубчатые и столбчатые оксидно-марганцевые стяжения, установленные на ст. 82105 в районе океанического склона Центрально-Американского желоба [4]. Длина колонки осадков, поднятых на этой станции, составила 457 см. В основном это алевритовые илы серого цвета с примесью туфогенного материала.

В нижней части разреза осадков ведущим аутигенным минералом является пирит. В значительно меньших количествах здесь обнаруживается магнитный сульфид железа — грейгит Fe₃S₄. В средней части разреза (200—250 см) количество грейгита заметно возрастает, при уменьшении пирита. Грейгит в основном раз-

вивается по раковинам радиолярий и образует мелкие шаровидные стяжения. В верхней части разреза (15—25 см) сульфиды железа практически отсутствуют, а во фракции >0,1 мм наиболее распространены трубчатые и столбчатые образования оксидов марганца с включениями генетически с ними связанных карбонатов марганца сложного состава [21].

Химические анализы осадков различных частей разреза показали, что наи-большее количество органического вещества, выраженного в форме $C_{\rm opr}$, устанавливается в верхних слоях осадков ($C_{\rm opr}$ 1,26%). Вниз по разрезу содержание органического вещества уменьшается. Сходно изменяются и содержания марганца. Наиболее высокие (1,77%) его содержания устанавливаются на горизонте 15—20 см, наименьшие (0,76—1,1%) — в осадках нижних частей разреза. Не остается без изменений и железо, активно участвующее в процессе диагенеза. Величина FeO/Fe_2O_3 сверху вниз по разрезу увеличивается в 7 раз — от 0,02 до ~0,15. Происходит заметное изменение и состава иловых вод, отжатых из осадков. Содержание марганца в иловой воде осадков верхней части разреза составляет 1,9—2,0 мг/л, в нижней — 0,1 мг/л. К нижней части разреза отчетливо уменьшается в результате сульфатредукции содержание в иловой воде SO_4^2 .

Столбчатые и трубчатые образования ст. 82105 сложены оксидами марганца и практически лишены железа. Под микроскопом видно, что они обладают тонкозернистым строением и изотропны при скрещенных николях. В их составе также чрезвычайно мало никеля, меди и кобальта (см. табл. 1).

Дифрактометрический анализ трубчатых и столбчатых образований показал, что они сложены 10 Å марганцевым минералом, характеризующимся серией базальных отражений с d_{001} 9,6/l Å (см. фигуру, n).

После прогревания образца в течение 2 ч при температуре 105° С первый малоугловой рефлекс с d=9,6 Å сместился в область больших углов θ со значением d=8,8 Å (см. фигуру, p). Интенсивный рефлекс с d=4,85 Å, практически оставаясь на месте, ослаб и уширился. Таким образом, рентгенограмма прогретого образца содержит нецельночисленную серию базальных отражений, характерную для неупорядоченного смешанослойного асболан-бузерита [17].

Проведенное комплексное изучение (метод микродифракции электронов, рентгеновский и другие виды анализов) оксидов марганца ст. 82105 показало, что они сложены новой разновидностью асболан-бузерита с несоразмерными Mn⁴⁺— Mn³⁺-слоями, образовавшимися при активном участии микроорганизмов в процессе диагенеза [6].

Прогревание образца до 1000° С привело к трансформации слагающих его слоев и появлению разных фаз — гаусманнита и марганцевой шпинели (см. фигуру, с). Возможно, эти две фазы возникли в результате изменения разных по составу слоев, участвующих в сложении неупорядоченного асболан-бузерита.

Д. Как отмечено выше, нами для сравнения изучена существенно марганцевая корка (см. табл. 1) гидротермального происхождения. Корка отобрана вместе с другими гидротермальными образованиями при драгировании небольшой безымянной горы, связанной с хр. Ю. Ямато (Японское море). Судя по результатам химических и спектральных анализов, в ее составе содержатся очень незначительные количества железа и микроэлементов (см. табл. 1). Под микроскопом отчетливо проявляются чешуйчатое строение образца и его ярко выраженные анизотропия и двуотражение. Обращают на себя внимание довольно частые включения прекрасно сохранившихся идиоморфных кристаллов полевого шпата, эпидота и ряда других минералов.

Дифрактометрический анализ подтвердил, что образец этот представлен то-дорокитом с незначительным количеством бёрнессита (см. фигуру, m), который не трансформировался при прогревании до 105° С в течение 2 ч (см. фигуру, y). При прогревании до 1000° С тодорокит Японского моря (обр. 7783) переходит, как и другие гидротермальные марганцевые минералы [20], в гаусманнит (см. фигуру, ϕ ; табл. 2).

* * 1

По конечным продуктам трансформации рудных минералов океанских конкреций, характеризующихся различными величинами отношений марганца к железу при высокотемпературном нагревании (до 1000° С) на воздухе, изученные образования могут быть подразделены на две группы:

Первую группу слагают разные типы конкреционных руд, характеризующихся в общем повышенными содержаниями никеля, меди, кобальта: а) гидрогенные (седиментационные), сложенные главным образом вернадитом (возможно, частично железистым), отличающиеся пониженными (<1) величинами Мп/Fe; б) седиментационно-диагенетические, главными минералами которых являются асболан-бузерит и бузерит-I, переходящий при нагревании при 105° С на воздухе в бёрнессит, и характеризующиеся более высокими (3,1) отношениями между Мп и Fe; в) раннедиагенетические, по классификации П. Хальбаха и др. [21—25], для которых характерны высокие (4,5—7,0) значения Мп/Fe, представленные бузеритом-I (основная фаза), легко переходящим при нагревании в бёрнессит и бузерит-II. Все эти образования вне зависимости от первичного минерального состава и соотношений между Мп и Fe при высокотемпературном нагревании (до 1000° С) переходят в основном в марганцевую шпинель, как и бёрнесситы осадочного генезиса, содержащие также повышенные количества микроэлементов [20].

Во вторую группу вошли трубчатые и столбчатые конкреции, сформировавшиеся в процессе диагенеза в гемипелагической зоне океана в осадках, содержащих повышенные количества органического вещества. Эти образования практически не содержат железа. Количества Ni, Cu и Co чрезвычайно малы. Основной минеральной формой трубчатых и столбчатых конкреций явился неупорядоченный асболан-бузерит, с несоразмерными Mn⁴⁺—Mn³⁺-слоями. При прогревании образцов до 1000° С на дифрактограммах проявляются две фазы: гаусманнит и марганцевая шпинель, отражая, вероятнее всего, поведение их различных составляющих.

Полученные данные, по нашему мнению, подтверждают высказанное ранее [20] предположение о возможности использования высокотемпературного прогревания на воздухе Fe—Мп конкреционных руд в качестве дополнительного критерия для разграничения осадочных и гидротермальных Fe—Мп-образований [22]. Важен, на наш взгляд, также тот факт, что выделяемые П. Хальбахом и др. [23—27] разные типы осадочных Fe—Мп океанских конкреционных руд: седиментационные, седиментационно-диагенетические и субдиагенетические, формирующиеся в пелагиали на фоне пониженных содержаний Сорг в осадках, при прогревании на воздухе до 1000° С ведут себя в общем достаточно сходно в отличие от реальных диагенетичесикх образований.

Список литературы

- 1. Батурин Г. Н., Гордеев В. В., Косов А. Е. Металлы в поровых водах, Железо-марганцевые конкреции Центральной части Тихого океана. М.: Наука, 1986. С. 251—269.
- 2. Волков И. И., Фомина Л. С., Ягодинская Т. А. Химический состав железо-марганцевых конкреций Тихого океана на разрезе Атолл Уэйк побережье Мексики//Биогеохимия диагенеза осадков океана. М.: Наука, 1976. С. 186—204.
- 3. Волков И. И., Штеренберг Л. Е., Фомина Л. С. Железо-марганцевые конкреции/Геохимия диагенеза осадков Тихого океана (трансокеанский профиль). М.: Наука, 1980. С. 169—223.
- Горшков А. И., Дриц В. А., Штеренберг Л. Е. и др. Новая структурная разновидность асболан-бузерита с несоразмерными Mn⁴⁺—Mn³⁺ слоями//Литология и полез. ископаемые. 1983. № 2. С. 24—33.
- 5. Кронен Д. Подводные минеральные месторождения. М.: Мир, 1982. 390 с.
- 6. Лисицина Н. А., Бутузова Г. Ю. Литолого-фациальные типы//Литология и геохимия осадков Тихого океана (трансокеанский профиль). М.: Наука, 1986. С. 8—18.

- 7. Мурдмаа И. О. Общая характеристика и районирование//Железо-марганцевые конкреции Центральной части Тихого океана. М.: Наука, 1986. С. 8—18.
- 8. Мурдмаа И. О., Кашинцев Г. Л. Провинция Кларион-Клиппертон//Железо-марганцевые конкреции Центральной части Тихого океана. М.: Наука, 1986. С. 18—36.
- Пушкина З. В. Иловые воды осадков трансокеанского профиля и их изменения в диагенезе//Геохимия диагенеза осадков Тихого океана (трансокеанский профиль). М.: Наука, 1980. С. 70—98.
- Розанов А. Г., Волков И. И., Соколов В. С. Окислительно-восстановительные процессы. Формы железа и марганца в осадках и их изменение//Геохимия диагенеза осадков Тихого океана (трансокеанский профиль). М.: Наука, 1980. С. 22—51.
- 11. Скорнякова Н. С. Морфогенетические типы Fe—Мп-конкреции радиоляриевого пояса Тихого океана//Литология и полез. ископаемые. 1984. № 6. С. 67—83.
- Скорнякова Н. С. Железо-марганцевые конкреции радиоляриевой зоны//Железо-марганцевые конкреции центральной части Тихого океана. М.: Наука, 1986. С. 30—35.
- 13. Скорнякова Н. С. Локальные вариации полей железо-марганцевых конкреций//Железо-марганцевые конкреции центральной части Тихого океана. М.: Наука, 1986. С. 109—184.
- 14. Успенская Т. Ю., Горшков А. И., Сивцов А. В. Минеральный состав и внутреннее строение Fe—Мп-конкреций из зоны разломов Кларион-Клиппертон//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 3. С. 91—100.
- 15. Успенская Т. Ю., Горшков А. И., Сивцов А. В. Строение и состав океанских конкреций//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 4. С. 88—97.
- Успенская Т. Ю., Скорнякова Н. С. Текстуры и структуры океанских железо-марганцевых конкреций и корок. М.: Наука, 1991. 239 с.
- 17. Чухров Ф. В., Горшков А. И., Дриц В. А. Гипергенные окислы марганца. М.: Наука, 1989. 208 с.
- 18. Чухров Ф. В., Горшков А. И., Дриц В. А. и др. Смешанослойные минералы асболан-бузерит и асболаны в океанских железо-марганцевых конкрециях//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 5. С. 91—99.
- 19. Чухров Ф. В., Горшков А. И., Дриц В. А. и др. Отображение генезиса океанских корок и конкреций в кристаллохимии ожислов марганца//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 2. С. 91—102.
- 20. Штеренберг Л. Е., Дриц В. А., Салынь А. Л., Калашникова Н. Л. Некоторые различия между бернесситами осадочного и гидротермального генезиса//Литология и полез. ископаемые. 1989. № 4. С. 14—29.
- 21. Штеренберг Л. Е., Зверев В. П., Лаврушин В. Ю. и др. Карбонаты марганца в осадках Центрально-Американского желоба (поднятие Эль-Гордо)//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 9. С. 94—102.
- 22. Bonatti E., Kraemer T., Rydell H. Classification and Genesis of submarine Iron-Manganese Deposits//
 Ferromanganese Deposits on the ocean flor/Ed. Horn D. R. Wash; NSF-IDOE, 1972. P. 149—166.
- 23. Halbach P., Giovanoli R., Borstel D. Geochemical processes controlling the relationship between Co, Mn and Fe in early diagenetic deep-sea nodules//Eart and Planet. Sci. Lett. 1983. V. 60. № 3. P. 226—236.
- 24. Halbach P., Hebisch U., Scherhard Ch. Geochimical variations of manganese nodules and crasts from different Provinces of the Paciffic Ocean and their genetic control//Chem. Geol. 1981. V. 26. № 1. P. 3—17.
- 25. Halbach P., Scherhag Ch., Hebisch V., Marchig V. Geochemical and mineralogical control of different genetic types of deep sea nodules from the Pacific ocean/Miner. Deposita. 1981. V. 16. № 1. P. 59—84.
- 26. Halbach P., Marchig V., Scherharg Ch. Regional variations in Mn, Ni, Cu and Co of ferromanganese nodules from a basin in the Southeast Pacific//Marine Geol. 1980. V. 38. № 4. P. M1 M9.
- 27. Halbach P., Ozkara M., Hense S. The influence of metal content on the physical and mineralogical proprities of pelagic manganese nodules//Miner. Deposita. 1975. V. 10. № 4. P. 397—411.
- 28. Selected powder dieraction data for minerals//J. CFDS USA. 1974. 833 p.

Геологический институт РАН, Москва Поступила в редакцию 6.VII.1993

2.*

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 5, 1994

УДК 550.4:551.79(262.5)

© 1994 Морозов А. А.

ЖЕЛЕЗО И СЕРА В ОСАДОЧНОМ ПРОЦЕССЕ КИСЛОРОДНОЙ ЗОНЫ ЧЕРНОГО МОРЯ

СООБЩЕНИЕ 2. РАННИЙ ДИАГЕНЕЗ ОСАДКОВ И ЕГО РОЛЬ В ГОЛОЦЕНОВОМ ОСАДКООБРАЗОВАНИИ НА ШЕЛЬФЕ

Дана интерпретация фактического материала, представленного в Сообщении 1. Обсуждаются специфика и механизмы реализации процессов раннего диагенеза (главным образом сульфидообразования) в условиях современного черноморского шельфа, а также возможные условия их реализации в различные периоды голоцена.

Представленный в статье [6] фактический материал по содержанию форм реакционноспособного железа и восстановленной серы в голоценовых отложениях черноморского шельфа позволяет выделить два основных аспекта его интерпретации. С одной стороны, особенности распределения исследованных компонентов (FeS₂, S², S⁰, S_{opr}, SO_{4(p-p)}, Σ Fe_{реакц}, Fe_{вал}, C_{opr}, CaCO₃, H₂O, а также величины E_{Pl}) в верхних слоях осадочной толщи позволяют рассмотреть современный диагенетический процесс, т. е. процесс, протекающий в этих слоях в настоящее время. Другой аспект обсуждения полученных данных может состоять в попытке реконструкции условий осадконакопления и диагенеза на шельфе в различные периоды голоцена.

Ранее [6] были аргументированы основные теоретические представления о развитии раннего диагенеза морских осадков, а также обрисована обстановка его реализации в кислородной зоне Черного моря. Напомним, что одно из необходимых условий развития этого процесса (восстановительного в отношении исходных Fe (İII) и S_{504}^{2-}) заключается в предварительной аэробной окислительной обработке органического вещества. Такая геохимическая подготовка обеспечивает образование ограниченной группы реакционноспособных и микробиологически усвояемых форм OB (OB_{ven}) , на базе которых наиболее активно протекают как бактериальная сульфатредукция, так и восстановление Fe (III). Это обстоятельство делает режим аэрации осадочного материала чрезвычайно важным фактором, контролирующим раннедиагенетические процессы наряду с количеством и составом поступающего ОВ. Поэтому детальное рассмотрение особенностей развития этих процессов на шельфе Черного моря (в условиях периодически складывающегося дефицита кислорода в наддонной воде и интенсивного переотложения поверхностного слоя осадков) имеет исключительно важное значение для исследования диагенеза в различных природных обстановках.

РАННЕДИАГЕНЕТИЧЕСКИЙ ПРОЦЕСС В ПОВЕРХНОСТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ШЕЛЬФА

Из целого ряда разноплановых вопросов, которые возникают при рассмотрении фактического материала [6], наиболее важным представляется вопрос о причинах, определяющих повсеместно наблюдаемый рост содержаний пирита от поверхности вниз по разрезу осадков. Обращают на себя внимание его закономерный близкий к линейному характер, частая приуроченность его начала (минимальных содержаний FeS₂) к поверхности отложений, значительные вариации мощности соот-

ветствующих горизонтов (от 10—15 до 100—150 см), а также его неоднозначное соотношение с эффектами распределения других компонентов осадка.

Среди этих эффектов необходимо выделить эпизодическое обогащение поверхностных слоев как сульфидной и элементной серой, так и реакционноспособными и обломочными формами железа, при характерной ритмичности распределения этих компонентов на фоне монотонного роста FeS₂.

Указанные особенности отчетливо прослеживаются во всех исследованных районах. В наиболее выразительной и удобной для рассмотрения форме большинство из них проявлено в колонке ст. 861 Болгарского шельфа [6], отобранной на глубине 69 м и полностью сложенной современными (позднеголоценовыми Н1_{III}) осадками. Распределение компонентов в верхней части этой колонки представлено на фиг. 1.

Р данном случае рост абсолютных содержаний пирита наблюдается в верхнем горизонте мощностью ~ 40 см. Этим же горизонтом ограничено и увеличение вниз по разрезу суммы реакционноспособных форм железа ($\Sigma F_{\text{реаки}}$), которая в то же время несколько повышается и в сторону поверхности. В пределах этого слоя четко выделяются верхняя (I) и нижняя (II) зоны.

В верхней зоне (от 0 до ~ 15—20 см) увеличение абсолютных содержаний FeS_2 отвечает линейному увеличению $Fe_{nиp}$ в составе ΣFe_{peaku} (от ~ 2 до ~ 65%). Сумма реакционноспособных форм кроме Fe_{nup} включает в себя главным образом двухвалентное несульфидное железо, максимальные содержания которого приурочены к поверхности осадка. Кроме того, в верхней зоне присутствуют незначительные переменные количества реакционноспособного Fe (III) ($\lesssim 5\%$ от ΣFe_{peaku}), а также железа кислоторастворимых сульфидов (Fe гидротроилита). Максимальные содержания последнего, достигающие ~ 10-15% от ΣFe_{peaku} , также отвечают поверхности отложений.

Наряду с сульфидной серой S^2 —, связанной с железом гидротроилита, в этой зоне примерно в таких же количествах обнаружена элементная сера S^0 . Абсолютные содержания S^2 — и S^0 весьма невелики (0,06-0,07%), однако они значительно выше, чем в подстилающих осадках. В то же время количества S^2 — и S^0 в пределах верхней зоны переменны в тонких слоях, что позволяет отметить высокую степень положительной коррелятивной связи между ними. Можно видеть, что признаки ритмичности распределения в разрезе наблюдаются не только для S^2 и S^0 , но и для многих других компонентов: Fe_{o6n} , C_{opr} , H_2O , Fe (III) в составе ΣFe_{peakl} . При этом примечателен линейный рост вниз по разрезу карбонатности осадка.

Особый интерес вызывает противоречивый характер распределения величины E_{Pt} . В осадках рассматриваемой колонки в наиболее четкой форме обнаруживается соответствие максимальных положительных значений E_{Pt} (+ 70 мВ) максимальным содержаниям восстановленных форм — S^{2-} и Fe (II) в поверхностном контактном с наддонной водой слое. При этом падение величины E_{Pt} в пределах верхней зоны отвечает уменьшению содержания этих форм в осадке. Этот факт отражает общую физико-химическую неравновесность среды минералообразования в осадке зоны I и метастабильность присутствующих сульфидных и несульфидных соединений реакционноспособного железа.

В нижней зоне (II) выделенного горизонта (см. фиг. 1) распределение компонентов имеет менее сложный характер. Ее мощность составляет 20 см, а абсолютные содержания FeS_2 и ΣFe_{peaku} в зоне продолжают увеличиваться вниз по разрезу, одлако доля Fe_{nup} в составе ΣFe_{peaku} остается постоянной. Сульфидная и элементная сера здесь практически отсутствуют, а падение величины E_{Pt} резко замедляется.

Полученные данные в целом предполагают резкое различие характера диагенетического процесса в пределах выделенных зон и ставят вопрос о причинах и физико-химическом содержании этих различий.

При обсуждении изложенных наблюдений важно иметь в виду, что, строго говоря, никакие особенности распределения компонентов в толще осадков не

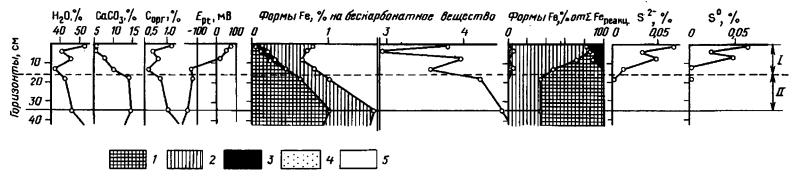


Рис. 1. Распределение компонентов в верхнем горизонте осадочной толщи шельфа (ст. 861, гл.—69 м, координаты: 43° 00,6′ с. ш.; 28° 23,2′ в. д.) I—5 — формы железа (I— Fe пирита, 2 — несульфидное Fe (II), 3 — Fe гидротроилита, 4 — реакционноспособное Fe (III), 5 — обломочные формы); I, II — зоны, выделенные в пределах горизонта

свидетельствуют о наличии или отсутствии диагенетического преобразования в данное время и не содержат информации о его кинетических параметрах. Результаты химико-аналитических определений позволяют давать лишь относительную оценку характера процесса, которая корректна только в рамках достаточно аргументированных теоретических представлений. В этом смысле рассматриваемый фактический материал (см. фиг. 1, ст. 861) по сравнению с другими колонками обладает существенно большей определенностью. В данном случае типичное для всех исследованных районов шельфа распределение компонентов в поверхностном слое мощностью 10—15 см сочетается с необычным характером их распределения в подстилающей толще позднеголоценовых отложений, что значительно облегчает интерпретацию данных.

В разрезе осадочной толщи, подстилающей выделенный верхний слой (40 см), содержания большинства исследованных компонентов, а главное, ΣFe_{peaku} и ее составляющих, изменяются весьма незначительно. Заметно колеблется лишь количество обломочных форм железа, что при неизменной ΣFe_{peaku} определяет соответствующие колебания Fe_{max} (в пределах ~ 1%). Меняется также величина E_{Pt} , которая после резкого падения в поверхностном слое (от + 70 до - 150 мВ) постепенно вновь увеличивается вниз по разрезу до - 50 мВ в горизонте ~ 180 см.

Наблюдаемое постоянство содержаний основных компонентов (CaCO₃, C_{орг}, H_2O , ΣFe_{peakl} и ее состав), так же как и литологическая однородность осадочной толщи, свидетельствует о постоянстве режима позднеголоценового (современного) осадконакопления и диагенеза осадков в этой области. Это позволяет видеть, что комплекс восстановленных форм Fe и S, отвечающий такому режиму, складывается в поверхностном горизонте мощностью не более 40 см. Ниже этого горизонта теоретически допустим лишь чрезвычайно замедленный, протекающий с примерно одинаковой в разрезе скоростью, диагенетический процесс, который не вносит существенного вклада в накопление ΣFe_{peakl} и ΣS_{H2S} .

Интерпретируя картину распределения компонентов в пределах верхнего горизонта (см. фиг. 1), необходимо прежде всего оценить влияние переотложения поверхностного осадочного материала под действием придонных течений. Отдельный акт переотложения в простейшем случае означает перевод вещества верхнего слоя во взвешенное состояние с последующим повторным накоплением осадка. Ориентировочная количественная оценка интенсивности переотложения по результатам непосредственных наблюдений с подводных аппаратов позволяет принять, что на глубинах порядка 100 м не менее одного раза в год происходит размыв и повторное отложение поверхностного слоя мощностью ~ 10 см [1, 2]. Горизонты меньшей мощности, по-видимому, переотлагаются с большей частотой.

Рассматриваемые осадки ст. 861, так же как и поверхностные отложения других исследованных районов Черноморского шельфа, характеризуются весьма незначительным окисленным слоем (тонкая, часто нарушенная окисленная пленка ≤ 1 мм), а рост содержаний FeS₂ начинается практически от самой поверхности. Поэтому часть пирита, а также всех остальных диагенетически сформированных восстановленных компонентов верхнего слоя осадка, должны неизбежно вовлекаться в процесс переотложения и подвергаться в кислородсодержащей наддонной воде интенсивному окислению. Соответственно должна усиливаться и аэрация подстилающего горизонта. Поэтому очевидно, что воспроизведение повсеместно наблюдаемого закономерного распределения пирита осуществляется, с одной стороны, за счет продолжающегося накопления FeS_2 в диагенетическом процессе, а с другой — за счет его частичного окисления растворенным кислородом. Учитывая при этом прямое или косвенное (через Fe (III) и S⁰) участие кислорода и в процессе образования пирита $(2S^{2-} - 2\bar{e} \rightarrow S_2^{2-} [7])$, можно заключить, что диагенетическое формирование FeS₂ в осадке отвечает области оптимальных концентраций О_{2(p-p)}. Таким образом, наблюдаемое распределение пирита имеет динамический характер и отражает изменение в разрезе осадков соотношения интенсивностей образования и окисления FeS2.

На первый взгляд участие свободного кислорода в формировании пирита противоречит присутствию в верхней зоне (I) легко окисляемых восстановленных форм (см. фиг. 1) S^2 , а также сульфидного и несульфидного Fe (II). Это противоречие, однако, легко разрешается, если принять во внимание периодический характер переотложения материала верхнего слоя и рассмотреть отдельные фазы этого процесса. На этой основе представляется возможным удовлетворительно интерпретировать практически весь комплекс полученных для верхнего слоя данных.

В фазе собственно переотложения (перемещения, перемешивания, взмучивания) осадка верхнего слоя в кислородсодержащей наддонной воде происходит окисление накопленных в нем ранее восстановленных форм элементов в соответствии с их устойчивостью по отношению к кислороду и условиями взаимодействия. В общем случае эта фаза предполагает практически полное окисление сульфидной серы, связанного с ней железа, несульфидного Fe (II), не успевшего войти в устойчивые к O_2 силикатные структуры, а также частичное окисление пирита и S^0 в зависимости от концентраций $O_{2(p-p)}$. В то же время активизируется процесс аэробной минерализации дисперсного органического вещества, который в той или иной степени (также в зависимости от концентраций O_2) сопровождается накоплением промежуточных окисленных реакционноспособных и микробиологически усвояемых его форм (OB_{ycs}): $OB_{ycs} \rightarrow OB_{ycs} \rightarrow CO_2$. Одновременно усиливается и аэрация подстилающего горизонта определенной мощности, в котором те же формы взаимодействуют с $O_{2(p-p)}$, поступающим диффузионным путем.

гически усвояемых его форм (ОВ_{усв}): ОВ_{исх} → ОВ_{усв} → СО2. Одновременно усиливается и аэрация подстилающего горизонта определенной мощности, в котором те же формы взаимодействуют с О_{2(p-p)}, поступающим диффузионным путем. Весьма существенно, что акт переотложения неизбежно отвечает и фракционированию осадочного материала, в том числе всех диагенетически сформированных соединений и продуктов их окисления в соответствии с гранулометрией, плотностью и поверхностными свойствами дисперсных частиц, содержащих эти соединения. Это обстоятельство создает прихотливую картину ритмического распределения в зоне I подавляющего числа исследованных компонентов (см. фиг. 1), которая определяется главным образом частотно-временным спектром переотложения поверхностных горизонтов различной мощности. Последнее хорошо объясняет высокую изменчивость, разнообразие и эпизодичность проявления отдельных эффектов этого распределения [6]. Необходимо отметить, что очевидное участие в процессе фракционирования реакционноспособных форм железа не исключает возможности обогащения окисленного слоя этими формами и путем диффузионно-диагенетического перераспределения.

В фазе покоя, в повторно осажденном поверхностном горизонте, в разрезе которого зафиксированы результаты окисления и фракционирования осадочного материала, на базе накопленного OB_{усв} вновь начинается интенсивное развитие восстановительных диагенетических процессов. Расходование кислорода иловой воды этого горизонта на окисление дисперсного, рассеянного в осадке ОВ приводит к формированию анаэробных микрозон и образованию в них восстановленных форм Fe и S. В целом в разрезе горизонта это создает интегральный диффузионный поток О_{2(p-p)} из наддонной воды в осадок и соответствующий условиям диффузии профиль его распределения. Таким образом, складывается область концентраций кислорода, достаточных для поддержания его локальных потоков к границам микрозон и обеспечения, с одной стороны, воспроизводства ОВуся, а с другой — частичного окисления восстановленных форм Fe и S. В этих условиях образование пиритной серы в результате окисления сульфидной $(2S^{2-}-2\bar{e} \to S_2^{2-})$ сопровождается ее дальнейшим окислением до сульфата. При этом уменьшение концентраций $O_{2(p-p)}$ вниз по разрезу делает все большую часть пирита недоступной для окисления, в результате чего и складывается наблюдаемое увеличение содержания FeS₂ вниз по разрезу. Его характер логично связать с соответствующим распределением $O_{2(p-p)}$ в разрезе горизонта на данной стадии аэрации.

Очевидно, что образование пирита происходит главным образом за счет реакционноспособного железа, что и отражается в увеличении Fe_{пир} в составе ΣFe_{ревкц} вниз по разрезу, однако полностью исключить участие в этом процессе

окристаллизованных форм Fe, по-видимому, также нельзя. Основная часть Fe (III) реаки, поступившая в осадок седиментационным путем или возникшего на предыдущих стадиях диагенетического процесса, подвергается в пределах формирующихся микрозон химическому и микробиологическому восстановлению продуктами аэробного и анаэробного гидролитического распада ОВ. Этот процесс, как было отмечено в работе [6], опережает развитие сульфатредукции. Поэтому в первую очередь на границах анаэробных микрозон складывается равновесие: ов Fe (III)_{реакц} ₹ Fe (II)_{реакц}. Учитывая необходимость участия кислорода или окисорода и и окисорода или окисорода или окисорода или окисорода или окисорода и или окисорода или окисорода и или окисорода и или окисорода и или окисорода или окисорода и ил ленных форм (Fe (III), S°) в образовании пирита, можно полагать, что именно подвижные границы восстановленных микрозон и отвечают преимущественной пространственной локализации этого процесса. Продуцируемый независимо от восстановления железа бактериальный сероводород, диффундируя к этим границам, неизбежно взаимодействует со всеми компонентами указанного равновесия. Таким образом, химический механизм раннедиагенетического пиритообразования должен рассматриваться в рамках функционирующей в определенном квазистационарном режиме окислительно-восстановительной биогеохимической системы $[OB-O_2-Fe-S]$ с учетом присутствия в тех или иных соотношениях разновалентных форм железа и серы: Fe (III), Fe (II), S^{2-} , S^{0} .

При постоянстве диффузионного потока $O_{2(p-p)}$ из наддонной воды и его расходования в осадке рассматриваемое увеличение FeS₂ должно отражать стационарный сбалансированный процесс, в котором воспроизводство ОВусв лимитировано поступлением кислорода и происходит одновременно с образованием пирита. В специфических же условиях Черноморского шельфа поверхностный горизонт в целом изначально содержит некоторый запас ОВусв, поскольку обогащается им периодически при аэрации во взвешенном состоянии в акте переотложения, т. е., как правило, в условиях более благоприятных по сравнению с диффузионной аэрацией покоящегося осадка. Поэтому процессы восстановления Fe (III) и бактериальной сульфатредукции в анаэробных микрозонах поверхностного слоя продолжаются с достаточно высокой интенсивностью вплоть до исчерпания запаса ОВусв. При этом дальнейшее накопление восстановленных, главным образом подвижных форм железа и серы $(Fe_{(p-p)}^{2+}, HS_{(p-p)}^{-})$ и соответствующее расходование О2(р-р) на их окисление приводят к созданию анаэробной обстановки в осадке в целом. Пиритообразование в этих условиях резко замедляется, поскольку становится возможным только за счет остаточных Fe (III) и S^{o} , роль которых в этом процессе без непосредственного участия кислорода, по-видимому, ограничена. Сложившееся распределение FeS₂ фиксируется в разрезе горизонта, а выделяющийся H₂S, действуя на реакционноспособные формы Fe (II) и Fe (III), образует преимущественно гидротроилит-слабокристаллизованные сульфидные фазы разновалентного железа переменного состава, который зависит от соотношения этих форм и условий взаимодействия (pH, t, S и др.). Количество гидротроилита в таких условиях невелико и не может быть значительным, поскольку созданная в результате его накопления анаэробная обстановка прекращает воспроизводство ОВусв, что приводит к затуханию сульфатредукции. Очевидно, что на этой стадии при достаточном запасе ОВусь после связывания в гидротроилит доступного Fереакц в осадке может накапливаться некоторое весьма незначительное количество свободного H₂S.

Все это объясняет не только наблюдаемые количественные соотношения сульфидных фаз, но и характер их распределения в разрезе горизонта (см. фиг. 1). Образование FeS_2 лимитировано поступлением $O_{2(p-p)}$, поэтому линейный профиль пирита находится вне связи с неравномерным распределением OB, складывающимся в результате фракционирования осадочного материала. Образование же гидротроилита лимитируется интенсивностью и продолжительностью сульфатредукции в стадии строго анаэробного процесса, т. е. запасом OB_{ycs} , который в данном случае пропорционален исходному количеству OB и, соответственно,

остаточному C_{opr} . Следствием этих отношений и является наблюдаемая положительная коррелятивная связь между C_{opr} и микроколичествами S^{2-} (см. фиг. 1). Такая же связь складывается на стадии формирования в осадке строго анаэробной обстановки и между S^{2-} и S^0 в результате окисления части сульфидной серы остатками кислорода или реакционноспособным Fe (III).

Необходимо добавить, что создание анаэробной обстановки в поверхностных слоях осадков части Черноморского шельфа может быть непосредственно связано с поступлением бескислородных вод со стороны глубоководной впадины. Однако, по-видимому, ритмичность диагенетического процесса в этих слоях контролируется главным образом ритмикой их переотложения. Последняя характеризуется гораздо большей частотой и не совпадает с периодичностью аэрации шельфа по причине их различного происхождения. Переотложение осадка представляет собой следствие ветроволнового перемешивания в верхних частях шельфа, а поставка бескислородных вод определяется гидрологией основного циклонического потока.

Все сказанное в полной мере относится к верхней зоне I и позволяет отождествить ее со слоем активного переотложения осадочного материала. Оценивая роль этого переотложения, нельзя не отметить также возможности распределения некоторых компонентов, подобно FeS_2 , непосредственно в результате физического фракционирования частиц определенного спектра дисперсности и плотности. По-видимому, это можно отнести к наблюдаемому в зоне I линейному росту вниз по разрезу $CaCO_3$ (см. фиг. 1). При фракционировании в бескислородной наддонной воде такая возможность сохраняется и для пирита.

В осадке нижней зоны (II) достижение максимального для всей колонки содержания Fелир в составе Σ Fерсаки и прекращение его дальнейшего роста свидетельствуют об исчерпании реакционноспособного железа, способного участвовать в образовании FeS2. В соответствии с изложенными представлениями отсутствие в осадке Fe (III) реакц также практически исключает текущее пиритообразование, а отсутствие гидротроилита — текущую сульфатредукцию. Поэтому в зоне II можно допустить лишь чрезвычайно слабую диагенетическую переработку обломочных форм железа в строго анаэробных условиях на базе незначительного запаса OB_{vcs}, а также продуктов медленного гидролитического распада ОВ. Таким образом, увеличение абсолютных содержаний пирита вниз по разрезу зоны II не связано с текущим пиритообразованием, а, по-видимому, отражает некоторое изменение условий осадконакопления. В пользу этого говорит одинаковое направление соответствующих участков кривых C_{opp} и Fe_{max} (см. фиг. 1), а также увеличение в верхнем горизонте в целом (согласно литологическому описанию) количества песчано-алевритовых прослоев по сравнению с подстилающими осадками. В то же время не исключено, что распределение компонентов в нижней зоне II может быть результатом фракционирования материала в одном из более редких эпизодов переотложения, захватившего горизонт до ~ 40 см, что для средней части шельфа вполне реально.

Резкое различие в интенсивности диагенетической переработки соединений Fe и S в двух зонах выделенного горизонта отвечает столь же значительным различиям как в микробиологической усвояемости OB, так и в реакционной способности форм Fe в осадках этих зон. Активное воспроизводство OB_{yes} и Fe_{peaku} в постоянно обновляющейся верхней зоне локализует раннедиагенетическое преобразование осадков черноморского шельфа практически полностью именно в этой зоне. В подстилающих осадках нижней зоны подавляющее количество OB_{yes} уже израсходовано, доступное Fe_{peaku} пиритизировано, а их воспроизводство возможно лишь в результате кратковременного усиления диффузионного потока $O_{2(p-p)}$ в момент переотложения верхнего слоя, поскольку в остальное время эти осадки экранированы от действия кислорода интенсивными восстановительными процессами. Это убедительно демонстрирует определяющее влияние фактора подвижности поверхностного осадочного материала (т. е. гидродинамики придонных вод) на развитие и режим протекания раннего диагенеза исследованных осадков.

Учитывая положение рассмотренной ст. 861 в средней части шельфа (гл. 69 м),

для которой характерны максимальные мощности переотлагающихся верхних горизонтов, можно полагать, что и в остальных исследованных районах (Каламитский залив, Анатолийский шельф [6]) лишь небольшая верхняя часть профиля роста пирита отвечает интенсивному диагенетическому процессу, а значительная нижняя часть соответствует его затухающей стадии либо отражает изменение условий осадконакопления и диагенеза в позднем голоцене.

В отложениях ст. 861 граница слоя активного диагенеза проявлена в наиболее четкой форме. В осадках других станций этот слой фиксируется более или менее резким переломом на кривых $F_{e_{nup}}/\Sigma F_{e_{peakly}}$. Например, в колонке наиболее мелководной ст. 797 Каламитского шельфа можно отметить стадию активизации пиритообразования в горизонте мощностью ~ 30 см, что отражается в резком уменьшении Fe (III) реакц, увеличении Fe_{пир} в составе ΣFe_{реакц} и, возможно, в некотором развитии гидротроилитовой пигментации ($S^{2-} \sim 0.02\%$) в подстилаюших осадках. Для ст. 800 этот слой также составляет не более 20—30 см, причем в этом случае зона активной сульфатредукции отвечает подповерхностному минимуму S_{SOA}^{2-} в иловой воде, отражающему текущее наиболее активное потребление сульфата в этом процессе [6]. Можно предположить, что мощность горизонта периодической аэрации достигает в этом районе ~ 60 см и фиксируется изломом кривой Sпир. Текущий диагенетический процесс в самой глубоководной ст. 795 соответствует четкому профилю пирита в слое 0-15 см. Сульфидной серы в нем не обнаружено, однако присутствует S⁰, что по всей видимости отвечает стадии умеренной аэрации этого слоя. Стадия активной аэрации зафиксирована, очевидно, в поверхностном горизонте (0-15 см) ст. 822 Анатолийского шельфа [6], где наблюдается начало формирования профиля FeS₂. Ритмичность распределения S⁰ в этом осадке может быть результатом переотложения слоев меньшей мощности. Таким образом, ни один из обнаруженных эффектов распределения компонентов не противоречит предлагаемой интерпретации развития диагенеза в осадках Черноморского шельфа.

Особое место в общей картине полученных данных занимает характер распределения величины E_{Pt} (см. фиг. 1). Как известно, величина потенциала платинового электрода, измеряемая в свежеотобранном осадке, определяется присутствием тех или иных окисленных или восстановленных форм элементов прежде всего в растворе иловой воды при некотором неизбежном проявлении суспензионного эффекта [3]. В отсутствие $O_{2(p-p)}$ в иловой воде верхнего слоя (на данной стадии процесса) падение величины $E_{\rm Pl}$ в этом слое может отражать главным образом увеличение вниз по разрезу концентраций $Fe_{(-p)}^{2+}$. В то же время совпадение максимальных положительных значений E_{Pt} с максимальными количествами Fe (II) и S²⁻ в верхней части слоя означает, что взаимодействие этих компонентов с поверхностью электрода затруднено, т. е. подавляющая их часть фиксирована в твердой фазе осадка. Это представляется вполне естественным для Fe (II) и S^{2-} , связанных в труднорастворимые сульфидные соединения. Относительно же несульфидного Fe (II) наблюдаемое совпадение позволяет предположить, что восстановление Fe (III) реакц в поверхностном горизонте практически не сопровождается переходом Fe^{2+} в раствор. Последнее возможно лишь в том случае, если Fe (III) реакц (в основном аморфные гидроксиды) пространственно тесно объединено с диагенетически активным ОВ, т. е. находится в составе органо-минеральных частиц и агрегатов, обладающих способностью к химическому и сорбционному связыванию Fe²⁺.

Неизбежность образования таких агрегатов была отмечена нами ранее при анализе результатов исследования осадков глубоководной впадины [5]. Она обусловлена высокой поверхностной (коллоидно-химической и комплексообразовательной) активностью дисперсных частиц, содержащих ОВ и Fe, которую эти частицы приобретают в ходе аэробной окислительно-восстановительной микробиологической переработки взвеси: ОВ $\stackrel{\text{O}_2}{\rightarrow}$ ОВ_{усв.}, Fe(III) $\stackrel{\text{O}_3}{\rightarrow}$ Fe(III) $\stackrel{\text{O}_2}{\rightarrow}$ Fe(III) $\stackrel{\text{O}_2}{\rightarrow}$ В данном случае

переработки взвеси: $OB \to OB_{ycs}$, $Fe(III)_{ofn} \to Fe(III) \to Fe(III)_{peaku}$. В данном случае очевидно, что эти агрегаты не только поступают в осадок из водной толщи

биопродуктивных зон, но и активно формируются при перемешивании и переотложении поверхностного осадочного материала. Дальнейшая трансформация этих лабильных временных образований прослеживается в двух направлениях.

Оставаясь в осадке, они быстро разрушаются по мере расходования ОВ в диагенетическом процессе, пиритизации Fe_{peaku} , дегидратации и старения исходных гелеобразных (тиксотропных) структур. Связанное Fe^{2+} получает подвижность в растворе иловой воды и возможность взаимодействия с поверхностью Pt-электрода, что и отражается в падении величины E_{Pt} в разрезе поверхностного слоя. Дальнейший постоянный рост E_{Pt} вниз по разрезу позднеголоценовой толщи отложений отражает, по-видимому, медленное связывание микроколичеств $Fe^{2+}_{(p-p)}$ в силикатные и алюмосиликатные минеральные формы [6].

При транспортировке подобного рода агрегатов с шельфа в сторону впадины в условиях дефицита или отсутствия кислорода в наддонной воде они переносят в своем составе определенную долю диагенетически сформированных на шельфе компонентов, прежде всего пирита, что может обеспечить существенный вклад в накопление восстановленных форм Fe и S в глубоководных осадках. Транспортировка в кислородосодержащих водах предполагает сохранение потенциальной возможности обеспечения восстановительных процессов в пределах этих частиц благодаря присутствию в них OB_{уса} и Fe (III) реакц. Поэтому, попадая в оптимальные условия аэрации в переходной зоне водной толщи моря, значительная их часть (соответствующей размерности и эффективной плотности) продолжает функционировать как взвешенные микрозоны сульфатредукции. При наращивании массы в результате агрегации и пиритообразования они теряют седиментационную устойчивость и осаждаются в соответствии с гидрологическими условиями сероводородной зоны. Учитывая описанное выше быстрое затухание в строго анаэробной обстановке как сульфатредукции, так и восстановления Fe (III) (их переход в замедленную стадию), можно полагать, что именно этот процесс окислительно-восстановительной переработки взвеси в переходной зоне водной толщи и контролирует главным образом формирование комплекса восстановленных форм Fe и S в отложениях глубоководной впадины. Этот же вывод независимо вытекает из анализа взаимных соотношений различных форм Fe и S в разрезе глубоководных осадков [5].

Подводя итоги обсуждению фактического материла, целесообразно в целом обрисовать геохимический механизм влияния условий аэрации осадков на режим протекания в них рассматриваемых диагенетических преобразований. В условиях нормально аэрируемых отложений влияние этого фактора, пространственно связывая восстановительные процессы с областью воздействия на ОВ оптимальных концентраций растворенного кислорода, в общем случае приводит к формированию в осадочной толще нескольких зон, существенно различающихся вещественной и энергетической базой указанных процессов и, соответственно, их кинетическими параметрами и продуктивностью.

Наиболее интенсивная аэрация верхнего (окисленного) слоя осуществляется не только за счет диффузионного поступления кислорода из наддонной воды, но и периодически значительно активизируется в результате переотложения и перемешивания поверхностного осадочного материала под действием придонных течений и бентоса. Среднее содержание в нем $O_{2(p-p)}$ достаточно для ограничения и подавления восстановительных процессов. Это означает, что активно протекающая аэробная окислительная минерализация органического вещества

 $(OB \xrightarrow{O_2} OB_{ycs} \xrightarrow{O_2} CO_2)$ не сопровождается существенным накоплением необходимых промежуточных продуктов OB_{ycs} , а образующиеся на их основе небольшие количества восстановленных форм Fe и S практически полностью окисляются.

С углублением в толщу осадка сокращение диффузионного потока $O_{2(p-p)}$ ограничивает стадию окисления промежуточных OB_{ycs} , что приводит к их накоплению, формированию анаэробных микрозон и развитию в них восстановительных процессов. В сложившейся области концентраций $O_{2(p-p)}$ и в соответствующем ее горизонте отложений основным конечным продуктом этих процессов

наряду с Fe (II) несульф является пирит. Его содержания в разрезе (профиль накопления) могут рассматриваться как квазиравновесные, соответствующие оптимальным для системы сопряженных реакций $(2S^2 - 2e^- \rightarrow S_2^2 - 14e^- \rightarrow 2S^{6+})$ концентрациям кислорода, окислительное действие которого на первой стадии может осуществляться через Fe (III) и S^o. Химическая и физико-химическая стороны пиритообразования заслуживают в дальнейшем отдельного детального рассмотрения. Здесь важно подчеркнуть, что наблюдаемый профиль накопления FeS2 динамичен в текущем времени, т. е. подвержен изменениям в соответствии с колебаниями диффузионного потока $O_{2(p-p)}$, которые в свою очередь контролируются прежде всего режимом переотложения поверхностных горизонтов осадка. Таким образом кинетика пиритообразования находится вне связи с оценивасмой по геохронологическим данным усредненной скоростью осадконакопления. С последней, при ее постоянстве, а также при неизменности режима аэрации в течение геологического времени, должна коррелировать с достаточной степенью условности средняя скорость накопления FeS₂ в осадке. Однако выполнение таких условий может представлять собой лишь частный исключительный случай.

В осадках, подстилающих профиль накопления пирита, диффузионные микропотоки $O_{2(p-p)}$ уже не в состоянии компенсировать его расход, что создает строго анаэробную обстановку в осадочной толще в целом. Воспроизводство OB_{yes} при этом прекращается, восстановительные процессы протекают главным образом на базе его запаса, созданного в ходе аэрации, и быстро затухают по мере исчерпания этого запаса. После этого в толще отложений значительной мощности может продолжаться чрезвычайно слабый (тлеющий) диагенетический процесс, протекающий на основе разнообразных по своей химической природе продуктов гидролитического анаэробного распада OB и контролируемый кинетикой этого распада. Эта стадия практически не меняет сложившиеся в верхних слоях абсолютные и относительные содержания форм Fe и S.

С учетом описанной зональности диагенетических преобразований становится очевидной причина их специфической реализации в осадках Черноморского шельфа. Условия постоянного или периодически возникающего дефицита кислорода в наддонной воде отвечают общему сокращению мощности отложений, подвергающихся его воздействию. Это предполагает сокращение как верхнего окисленного слоя, который вырождается в наблюдаемую тонкую окисленную пленку, так и слоя наиболее продуктивных диагенетических процессов, отвечающего накоплению пирита. Приближение последнего к разделу вода — дно означает его полное или частичное совмещение с поверхностной зоной активного переотложения осадка.

В результате диагенетические процессы попадают под непосредственный контроль ритмики переотложения и осуществляются в описанном выше режиме периодической смены условий аэрации осадка этой зоны: от фазы активного окисления восстановленных форм Fe и S через формирование профиля накопления FeS₂ до фазы затухания, наступающей с образованием некоторого количества гидротроилита (и возможно H₂S) достаточного для создания строго анаэробной обстановки.

Соответственно толща отложений, подстилающая этот сокращенный горизонт активных диагенетических преобразований, отвечает наиболее слабому анаэробному процессу, который не вносит существенного вклада в достигнутые величины ΣS_{H2S} и ΣFe_{peaku} . Именно в этом случае картина распределения компонентов в разрезе голоценовых осадков шельфа может достаточно адекватно отражать изменения условий осадконакопления и диагенеза в течение геологического времени, что и оправдывает попытку реконструкции этих условий.

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ЭВОЛЮЦИИ УСЛОВИЙ ДИАГЕНЕЗА ОСАДКОВ ШЕЛЬФА В ТЕЧЕНИЕ ГОЛОЦЕНА

В соответствии с выявленными закономерностями картина распределения исследованных форм Fe и S в толще голоценовых отложений (исключая описанный верхний слой) в основном отражает для каждого горизонта ту максимальную

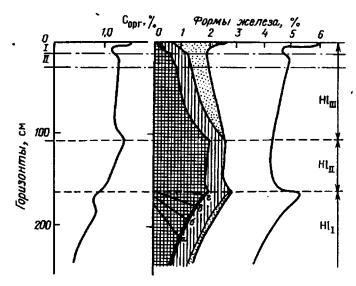


Рис. 2. Характерные черты распределения компонентов в толще голоценовых отложений шельфа Стратиграфические горизонты: HI_I — поздненовоэвксинский, HI_{II} — древнечерноморский, HI_{III} — позднеголоценовый (современный); a, b, e, г — предполагаемое изменение положения профиля Fe_{пир} относительно поверхности новоэвксинских осадков при переходе от новоэвксинского режима осадконакопления к древнечерноморскому; I — слой переотложения поверхностного осадочного материала и II — слой диффузионной аэрации — на современном шельфе. Условные обозначения форм железа см. на фиг. 1

степень реализации восстановительного процесса, которая могла быть обеспечена в стадии активного диагенеза при соответствующих условиях осадконакопления. Детальная расшифровка зависимости содержаний и соотношений форм Fe и S от этих условий и исчерпывающая интерпретация данных по каждой конкретной колонке в настоящее время встречают ряд трудностей. Это связано прежде всего с отсутствием однозначных представлений о функционировании биогеохимической системы: $OB-O_2$ —Fe-S в целом и о физико-химическом механизме пиритообразования, в частности, а также о микробиологической и биохимической составляющих этой системы. Тем не менее многие характерные черты распределения компонентов получают удовлетворительное объяснение с изложенных выше общих теоретических позиций. Эти черты схематически суммированы на фиг. 2 и в большей степени отражают эволюцию условий осадконакопления в средней части Каламитского шельфа Крыма, а также краевой части Анатолийского шельфа (ст. 800, гл. 119 м; ст. 822, гл. 99 м [6]).

Последний этап поздненовоэвксинского (HI₁) осадконакопления характеризовался постепенным увеличением поступления в осадок реакционноспособных форм железа при достаточно постоянном поступлении его обломочных форм. Соответствующее этому режиму увеличение вверх по разрезу $\Sigma \text{Fe}_{\text{реакц}}$ четко отвечает росту Fe пирита при практически неизменном абсолютном содержании несульфидного Fe (II). В этом же направлении наблюдается увеличение остаточного $C_{\text{орг}}$ с некоторым, повидимому, закономерным его уменьшением в горизонте, непосредственно подстилающем древнечерноморские осадки и максимально обогащенном FeS₂. Необходимо отметить также присутствие в плоздненовоэвксинских отложениях весьма незначительных количеств гидротроилита и Fe (III) $_{\text{реакц}}$ вплоть до литологической границы с древнечерноморским горизонтом. Учитывая эти факты и полностью исключая диффузионный механизм формирования новоэвксинской сульфидной минерализации, условия раннедиагенетического преобразования осадка на данном этапе можно представить следующим образом.

Достаточно хорошо известные условия осадконакопления, сложившиеся в Черном море к началу рассматриваемого интервала времени [8], позволяют предположить, что в осадках шельфа опресненного поздненовоэвксинского бассейна протекал умеренный раннедиагенетический процесс с накоплением примерно 0,1-0,2% Sпир. Невысокая биопродуктивность шельфа, его меньшие глубины и отсутствие сероводородного заражения водной толщи моря должны были обеспечивать существенно более активный, чем в настоящее время, режим аэрации донной поверхности. И хотя этот режим также характеризовался некоторым дефицитом кислорода из-за поступления на шельф глубинных, обедненных О_{2(p-p)} вод впадины, он допускал, по-видимому, наличие хорошо выраженного верхнего окисленного слоя и заметно большую мощность горизонта, отвечающего накоплению пирита. Таким образом, переотложение поверхностного осадочного материала непосредственно не влияло на ход раннедиагенетического процесса, а обусловливало лишь колебания диффузионного потока О2(р-р) в осадке. Соответственно наблюдаемые соотношения форм F и S складывались согласно описанным выше закономерностям микрозональной окислительно-восстановительной переработки осадка в условиях его диффузионной аэрации. С этих позиций получает удовлетворительное объяснение весь комплекс отмеченных выше наблюдений (см. фиг. 2, Hl_I).

Чрезвычайно малые содержания Fe (III) ревкц и постоянство содержаний Fe_{обл} в разрезе горизонта отвечают тому распространенному случаю, когда обломочные формы железа в существенной мере не вовлекаются в окислительно-восстановительную переработку, а реакционноспособное железо перерабатывается практически полностью, т. е. когда исходная величина ΣFe_{ревкц} лимитирует развитие раннедиагенетического процесса. Такой случай реализуется при достаточном содержании в осадке органического вещества, обладающего потенциальной спо-

собностью к активному аэробному окислению ($OB_{\text{исх}} \to OB_{\text{усв}}$). При этом сульфатредукция протекает в пределах анаэробных микрозон до тех пор, пока существует возможность воспроизводства микробиологически усвояемых форм (ОВусв), т. е. выполняются оптимальные условия аэрации ОВиск. Как уже отмечалось, эти условия складываются путем авторегуляции в результате наложения двух противодействующих и в то же время взаимообусловленных процессов: с одной стороны, окисления ОВ и восстановленных форм Fe и S диффундирующим кислородом, а с другой — производства этих восстановленных форм, которое инициируется именно действием $O_{2(p-p)}$ на OB. Соответственно, диффузионные потоки кислорода в осадке контролируются режимом его расходования и поддерживаются прежде всего за счет окисления и связывания бактериального Н-S в сравнительно устойчивую к О2 форму — пирит, т. е. до тех пор, пока в осадке присутствует способное к пиритизации железо. Исчерпание этого Femanu приводит к микрозональному накоплению свободного H₂S, изоляции ОВ от действия кислорода и затуханию сульфатредукции, что в разрезе осадочной толщи отвечает основанию профиля накопления FeS₂ и созданию строго анаэробной обстановки. При этом ритмический режим диффузионной аэрации, обусловленный переотложением поверхностных слоев осадка, неизбежно включает в себя завершающую фазу окисления ($OB_{\text{иск}} \to OB_{\text{усв}}$, $Fe(II) \to Fe(III)$, $S^{2-} \to S_{\text{пир}}$ и т. д.), результаты

фазу окисления ($OB_{\text{иск}} \rightarrow OB_{\text{усв}}$, $Fe(II) \rightarrow Fe(III)$, $S^{2-} \rightarrow S_{\text{пир}}$ и т. д.), результаты которой фиксируются в анаэробной толще осадка. К ним и относятся, по-видимому, микрозонально распределенные Fe (III) $_{\text{реакц}}$, гидротроилит, образованный в результате реализации $OB_{\text{усв}}$, а также следы свободного H_2S , оставшегося в равновесии с сульфидными и несульфидными формами железа.

Отмеченные закономерности проявлялись в течение всего исследованного периода поздненовоэвксинского осадконакопления, однако с приближением к его окончанию условия раннедиагенетического процесса стали существенно изменяться. Относительное постоянство Fe_{obs} в разрезе горизонта Hl_1 [6] (см. фиг. 2) свидетельствует в пользу того, что причиной наблюдаемого увеличения вверх по разрезу Fe_{peaku} являлась не столько интенсификация поставки терригенного материала (возможная в ходе трансгрессии и потепления климата), сколько активизация поступления в зону шельфа глубинных вод впадины, обедненных

кислородом и обогащенных, наряду с биогенными элементами, реакционноспособными формами железа ($Fe^{2+}_{(p-p)}$, Fe (II) и Fe (III) седиментационно устойчивой взвеси). Это хорошо согласуется с общими положениями схемы геохимической эволюции моря и отвечает периоду, непосредственно предшествовавшему развитию древнечерноморской биопродукции, который характеризовался усилением вертикального водообмена и соответствовал началу вытеснения опресненных вод новоэвксинского бассейна более плотными средиземноморскими водами [8]. Восстановленное железо подвергалось окислению в верхних слоях водной толщи и поступало в осадки шельфа в форме наиболее диагенетически активных аморфных реакционноспособных гидроксидов Fe (III). Одновременно, с увеличением поставки в фотическую зону биогенных элементов постепенно увеличивалась биопродуктивность шельфа и, соответственно, поступление в осадки ОВ, что отразилось в наблюдаемой тенденции роста вверх по разрезу остаточного $C_{\rm opr}$ (см. фиг. 2).

Очевидно, что наиболее значительные изменения условий раннедиагенетического процесса отвечали переходу от новоэвксинского периода осадконакопления к древнечерноморскому. Конкретизируя основное положение Н. М. Страхова относительно причин этого перехода [8], можно полагать, что характерный для новоэвксинского бассейна вертикальный водообмен, который сложился и поддерживался благодаря активному воздействию ледникового стока, был сначала усилен поступлением соленых вод из Босфора в нижнюю часть впадины, а затем дополнен общим для всего водоема вытеснением погруженных новоэвксинских вод к поверхности моря. Эти процессы неизбежно должны были приводить к уменьшению интенсивности аэрации донной поверхности шельфа и в соответствии с изложенными представлениями — к сокращению мощности верхнего окисленного слоя и горизонта накопления пирита, приближая условия раннего диагенеза к описанным выше для современных поверхностных отложений (см. фиг. 1). Локализация раннедиагенетических преобразований в поверхностных слоях осадка (обогащенных как Fереакц, так и ОВ) и создание в них оптимальных для пиритообразования условий аэрации обусловили увеличение расхода ОВ в этих слоях. Это, по-видимому, и нашло отражение в наблюдаемом минимуме Сорг в верхней части новозвисинского горизонта. На фиг. 2, $a-\varepsilon$ отмечено также предполагаемое изменение положения профиля Fелир относительно выбранной поверхности осадка в этот переходный момент геологического времени.

С переходом к древнечерноморскому периоду осадконакопления (Hl_{II}) рост **Σ** Fереакц и Fелир прекращается. В разрезе горизонта абсолютные содержания компонентов меняются незначительно, хотя эти изменения, выраженные в процентах от Σ Fе_{реакц}, могут быть достаточно резкими. Количество Fe_{обл} в осадке несколько уменьшается (см. фиг. 2), но в ряде случаев может и расти. Следы Fe (III) реакц и гидротроилита, как правило, полностью исчезают, а содержания свободного Н₂S либо остаются прежними, либо несколько увеличиваются (например, от 0.5-1 до 2 мг/л [4]). Содержания остаточного C_{opr} в древнечерноморских осадках по сравнению с новозвксинскими возрастают в среднем от 1 до 1,5%, максимум до 2,5%, демонстрируя в разрезе различные, часто противоположные тенденции изменения в зависимости от района и даже участка шельфа [6]. Такие величины содержаний Сорг, очевидно, не соответствуют аномально высокому развитию древнечерноморского биопродуктивного процесса (Сорг в пределах впадины до 17% [5]), хотя именно область шельфа должна закономерно отвечать максимальным его проявлениям. Объяснение этому также может быть дано на базе изложенных представлений.

Интенсивное развитие древнечерноморской биопродукции, а также усиление и относительная стабилизация поступления на шельф обедненных кислородом вод впадины должны были привести к дальнейшему сокращению аэрации осадков и придонных вод, вплоть до установления специфического стационарного (в геологическом времени) режима осадконакопления и диагенеза. Характеризуя этот режим, необходимо учитывать неизбежную реализацию тех же самых

сопряженных взаимообусловленных процессов, которые определяют ход раннедиагенетических преобразований как на уровне микрозон в толще отложений, так и в поверхностных слоях в целом на современном шельфе (окисление $OB_{\text{нсx}}$, $\Sigma S_{\text{H}_2\text{S}}$, Fe (II) кислородом и производство $OB_{\text{усв}}$ и на его основе $\Sigma S_{\text{H}_2\text{S}}$ и Fe (II) — как результат этого окисления).

В данном случае резкое увеличение количества ОВ, продуцируемого в фотической зоне, влечет за собой усиление расхода $O_{2(p-p)}$ и создание уже в одной толще областей его оптимальных концентраций, при которых происходит активизация окислительно-восстановительной переработки взвещенного осадочного материала. Поверхностная обработка дисперсных частиц с накоплением ОВ,св и Feреакц ведет к увеличению их поверхностной активности и агрегации, а при дальнейшем локальном расходовании $O_{2(p-p)}$ — к формированию в составе органо-минеральных агрегатов анаэробных микрозон, развитию сульфатредукции и образованию восстановленных форм Fe и S. На последних стадиях этого процесса агрегация частиц взвеси может, очевидно, сменяться их диспергированием. Накопление восстановленных форм и появление свободного H₂S должно было приводить к созданию в водной толще строго анаэробной обстановки и описанному выше автоторможению восстановительных процессов. Таким образом, в условиях дефицита кислорода и избытка ОВ в древнечерноморское время весь комплекс этих микробиологических и химических процессов раннего диагенеза мог быть перемещен из поверхностных слоев отложений в водную толщу шельфа. Очевидно, что при этом отложение восстановленных, «диагенетически» сформированных компонентов должно было подчиняться закономерностям седиментации и фракционирования взвеси. Необходимо добавить, что в эти процессы в той или иной мере вовлекаются и обломочные формы железа, однако их окислительно-восстановительная переработка по сравнению с Fеревки весьма замедлена и ограничивается поверхностными преобразованиями. Поэтому, вероятно, влияние описанных условий на поведение Feda сводится главным образом к перераспределению этих форм на шельфе и вне его в составе органо-минеральных агрегатов в процессе фракционирования.

В то же время активная гидродинамика, неотъемлемо присущая шельфу как морфометрической структуре, делает невозможным долговременное существование анаэробной обстановки. В периоды интенсивного перемешивания водных масс должны происходить аэрация водной толщи и окисление наименее устойчивых к кислороду восстановленных форм. Неизбежность проявления этих двух противоположных тенденций позволяет представить древнечерноморский режим раннедиагенетической переработки осадочного материала как периодическую смену анаэробных условий в водной толще (или крайнего дефицита $O_{2(p-p)}$) условиями активной аэрации. Следовательно, в древнечерноморское время в гораздо больших пространственных и временных масштабах и в существенно ином физическом оформлении реализовался принципиально тот же по характеру своей ритмической организации раннедиагенетический процесс, который был описан для поверхностных слоев отложений современного шельфа.

Специфика физического оформления, т. е. реализация раннедиагенетических (по своему микробиологическому и химическому содержанию) процессов на взвешенном материале, представляет седиментационно устойчивым частицам возможность длительного пребывания в изменяющейся окислительно-восстановительной обстановке. При этом обеспечивается открытый доступ кислорода, а также сульфата к границам восстановленных микрозон, не лимитированный, в отличие от осадков, макродиффузионной стадией. Эти условия определяют возможность многократного повторения в пределах дисперсных частиц цикла восстановление — окисление с одновременным поддержанием их седиментационной устойчивости вследствие диспергирования. В результате на шельфе отлагается материал, характеризующийся предельной для данных условий глубиной раннедиагенетической переработки и предельной степенью фракционирования. По-ви-

димому, именно это обстоятельство (при наличии активной гидродинамики и постоянного мощного антициклонического течения) объясняет невысокие содержания Соот в древнечерноморских осадках шельфа как результат преимущественного выноса ОВ, обладающего повышенной седиментационной устойчивостью в сторону глубоководной впадины. То же происходит с избытком реакционноспособного железа, в особенности с агрегированными с ОВ и недостаточно пиритизированными частицами. Это объясняет также относительное постоянство ΣFе_{∞аки} и FeS₂ в разрезе горизонта как результата фракционирования, который зависит, с одной стороны, от содержания пирита в составе взвеси (как наиболее тяжелого компонента), а с другой — от глубины шельфа, т. е. от условий седиментации на каждом его конкретном участке. Эти закономерности, контролирующие тенденции распределения как C_{opr} , так и компонентов ΣFe_{oeaku} в разрезе горизонта, могут быть рассмотрены отдельно на примере колонок Каламитского шельфа Крыма. Здесь следует отметить, что большинство эффектов распределения, описанных в работе [6] (ст. 797, 800, 795), удовлетворительно интерпретируются с изложенных позиций с учетом увеличения глубины шельфа в ходе трансгрессии.

Преимущественная реализация раннедиагенетических процессов на взвешенном материале хорошо объясняет также отсутствие (или сокращение) в древнечерноморских осадках шельфа примесных количеств Fe (III) $_{peakq}$ и гидротроилита, которые наблюдаются в поздненовоэвксинских отложениях (см. фиг. 2). По-видимому, в ходе многократной смены окислительных и восстановительных условий, агрегации и диспергирования достигается более глубокая, практически исчерпывающая (в отличие от осадков) переработка Fe_{peakq} в FeS_2 и несульфидные формы, устойчивые к действию малых концентраций H_2S . Поэтому H_2S , выделяющийся в анаэробных условиях на стадии торможения сульфатредукции, не имея возможности к связыванию в гидротроилит, может накапливаться в несколько больших количествах, что и фиксируется в древнечерноморском горизонте.

Конец древнечерноморского периода осадконакопления логично связать с окончанием вытеснения новоэвксинских вод и формированием близкой к современной стратификации водной толщи моря, т. е. с реализацией в биопродуктивном процессе всего накопленного в новоэвксинском бассейне запаса биогенных элементов. Соответствующее уменьшение биопродуктивности моря очевидно сказалось прежде всего в резком сокращении избытка ОВ, который создавал анаэробную обстановку в водах шельфа и в то же время активно транспортировался в глубоководную впадину. Поэтому количество ОВ, поступающего в осадки того или иного участка шельфа, уменьшилось незначительно или практически не изменилось (см. фиг. 2 [6]). Прекращение поставки новоэвксинских вод привело к сокращению поступления в осадки Fерелки либо стабилизировало его поставку в связи с установлением нового гидрологического режима в верхней части бассейна. Установление этого режима, т. е. оформление кислородной зоны моря в современном ее виде, а также резкое уменьшение количества взвешенного ОВ, должны были неизбежно привести к улучшению условий аэрации шельфа и вновь к локализации комплекса раннедиагенетических процессов преимущественно в верхних слоях отложений. Тем не менее достаточно высокая биопродуктивность позднеголоценового бассейна и влияние сформированного к тому времени сероводородного заражения глубоководной впадины должны были обеспечить все же некоторый постоянный или периодически возникающий дефицит кислорода в водах шельфа. Это позволяет полагать, что в течение всего позднеголоценового периода (Hl_{III}) вплоть до настоящего времени раннедиагенетический процесс протекал в значительной мере под контролем ритмики переотложения осадков и частично в режиме диффузионной аэрации подстилающего слоя переменной мощности.

В течение позднего голоцена при постоянных количествах поступавших в осадки ОВ и Fe_{peaku} распределение форм Fe и S в разрезе горизонта Hl_{III} контролировалось, по-видимому, как общей интенсивностью аэрации, так и

соотношением указанных ее режимов. Можно предположить, что наблюдаемое постоянство состава Σ Fe_{реакц} в колонке ст. 861 (см. фиг. 2, ∂ и [6]) отражает условия сравнительно стабильной гидродинамики и сокращенной в целом аэрации осадков на этом участке узкого Болгарского шельфа. В таких условиях диффузионная аэрация практически не реализуется и раннедиагенетический процесс целиком локализован в поверхностном подвижном слое мощностью 10-15 см, где и складывается окончательно комплекс восстановленных форм Fe и S, отвечающий максимальной степени пиритизации $Fe_{\text{реакц}}$ (см. фиг. 1). В определенной мере это может быть отнесено и к осадкам ст. 822 Анатолийского шельфа, находящимся в сходных условиях (см. фиг. 2, z и [6]).

Осалки станций 797 и 800 широкого Каламитского шельфа существенно более удалены от глубоководной впадины и влияния циклонического потока (см. фиг. 1, 2, а, б и [6]). Гидродинамическая обстановка в придонных водах подвержена здесь более резким колебаниям. Поэтому, помимо интенсивного раннедиагенетического процесса в поверхностных слоях осадков, контролируемого ритмикой их переотложения, в данном случае более вероятна эпизодическая аэрация мощных (до 1-1,5 м) горизонтов осадочной толщи. Это может приводить к частичному окислению ранее восстановленных форм, незначительному и временному возобновлению диагенетического процесса в этих горизонтах, что отражается на характере распределения форм Fe и S в разрезе (см. фиг. 2). Кроме того, нельзя исключить, что такое распределение компонентов в осадках Каламитского шельфа соответствует постепенному изменению условий осадконакопления в этом районе. В частности, возможно сокращение роли диффузионной аэрации в связи с интенсификацией восстановительных процессов в поверхностных слоях при увеличении биопродуктивности района и изменении гидрологической обстановки.

Список литературы

- 1. Айбулатов Н. А. Экзогенные процессы перемещения осадочного материала на шельфах внутренних морей: Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М.: ИОАН СССР, 1985. 53 с.
- 2. Айбулатов Н. А. Динамика внешней части береговой зоны в связи с вопросами седиментогенеза на шельфах бесприливных морей//Морфолитогенез и позднечетвертичная история прибрежношельфовых зон. М.: Наука, 1978. С. 145—147.
- 3. *Вершинин А. В., Розанов А. Г.* К вопросу об измерении Еh с помощью платинового электрода и об оценке окислительно-восстановительных условий в морских средах//Геохимия. 1982. № 1. С. 121—128.
- 4. Волков И. И., Пилипчук М. Ф. Соединения серы в осадках кислородной зоны Черного моря//Литология и полез. ископаемые. 1966. № 1. С. 66—77.
- 5. *Морозов А. А.* О некоторых чертах позднечетвертичного осадкообразования в Черном море//Литология и полез. ископаемые. 1991. (Сообщение 1. № 4. С. 20—31; Сообщение 2. № 5. С. 19—31).
- Морозов А. А. Железо и сера в осадочном процессе кислородной зоны Черного моря. Сообщение 1// Литология и полез. ископаемые. 1994.
- 7. Розанов А. Г., Морозов А. А. О диагенетических сульфидах железа в морских осадках//Литология и полез. ископаемые. 1983. № 5. С. 89—101.
- 8. *Страхов Н. М.* Геохимическая эволюция Черного моря в голоцене//Литология и полез. ископаемые. 1971. № 3. С. 3—17.

Институт океанологии РАН, Москва

Поступила в редакцию 22.IV.1993

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 5, 1994

УДК 553(32 + 31) (574)

© 1994 Рожнов А. А., Бузмаков Е. И., Алтухов С. П., Княжев С. С., Середа В. Я., Щибрик В. И.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О РУДНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ АТАСУЙСКИХ ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

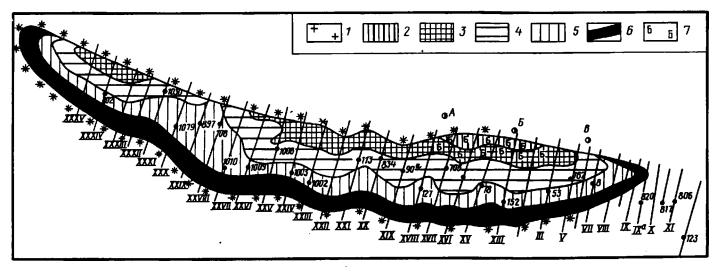
На основании материалов разведки марганцевых месторождений Атасуйского р-на рассмотрены четыре случая проявления зональности (Западный Каражал, Южный Клыч, Ушкатын III, Ушкатын I), которые объединяет одна общая закономерность — по пути от своего источника гидротермы отлагают последовательно соединения с повышающейся степенью мобильности (кремнезем — железо — марганец). На Западном Каражале и Ушкатыне III формировалась зональность полуконцентрического типа, на месторождении Южный Клыч сформировался марганцеворудный пласт, сопряженный в своей начальной зоне с жильным телом гематитовых руд. На месторождении Ушкатын I сформировалась специфическая минеральная зона (железомарганцевых руд), неизвестная на других месторождениях.

В своих прежних работах, посвященных латеральной зональности железомарганцевых месторождений Атасуйского р-на, авторы показали общую направленность смены рудно-минералогических зон [9, 10] и внесли поправки в представления своих предшественников о характере зональности [6, 11]. В частности, было показано, что на Западно-Каражальском месторождении зональность имеет не линейный, а полуконцентрический характер (фиг. 1, 2). Неполная разведанность Западно-Каражальского месторождения в те годы не позволяла установить многие интересные и важные детали этого явления, ставшие доступными для описания по окончании разведки и полного оконтуривания рудной залежи в 1984—1985 гг.

На Западно-Каражальском месторождении основные (более 98%) запасы железных и марганцевых руд заключены в единой сложно построенной залежи. Во время ее формирования осаждение рудного вещества не прерывалось поступлением больших количеств перемещенного нерудного материала, как это имело место на других месторождениях района (Ушкатын III, Жомарт и др.). Глубокая погруженность западной половины рудной залежи обеспечивала сохранность от эрозии на значительной части ее протяженности полного фациального профиля рудовмещающих отложений и полного сечения рудной залежи. Поэтому главная рудная залежь Западного Каражала является наиболее удобным объектом для изучения деталей рудной зональности.

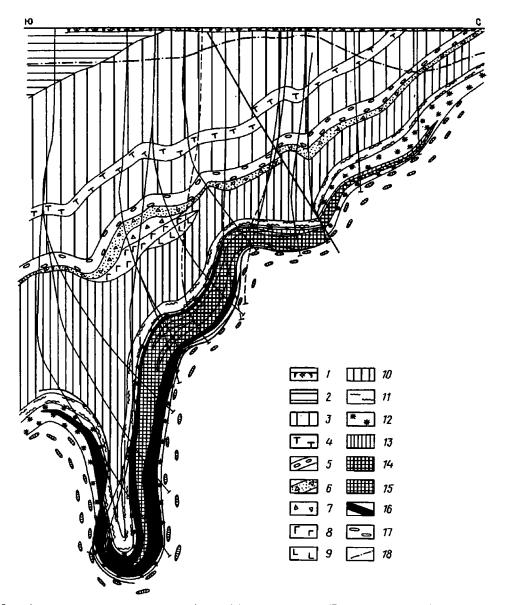
Напомним, что залежь имеет в плане форму широтно вытянутой ленты протяженностью свыше 5,5 км (см. фиг. 1) при средней ширине 0,7—0,8 км [2, 9, 10]. Залежь осложнена мало- и среднеамплитудной продольной складчатостью (см. фиг. 2) с общим наклоном усредняющей поверхности к югу. Установленное рядом исследователей увеличение мощностей рудовмещающих отложений с севера на юг расценивается как доказательство уклона к югу дна бассейна во время рудоотложения [9].

Шарниры продольных складок имеют склонение к западу (10—15°), что порождает погружение рудной ленты до глубин 1200—1500 м в ее западной оконечности и выведение руд на эрозионный срез у восточного окончания залежи.



Фиг. 1. Схема зональности месторождения Западный Каражал

— марганцовисто-железисто-кремнисто-карбонатные породы; 2 — железистые яшмы; 3—6 — руды (3 — магнетитовые, 4 — магнетит-гематитовые, 5 — гематитовые, 6 — марганцевые) 7 — баритизация; A, B, B — стволы шахт (A — главный; B — вентиляционный; B — восточный). Римскими цифрами обозначены разведочные линии



Фиг. 2. Геологический разрез по профилю XX месторождения (Западный Каражал) I — четвертичные отложения, суглинки, супеси; 2 — глинисто-карбонатно-кремнистые породы; 3 — пепельно-серые известняки; 4 — туффиты; 5 — желваковистые известняки (C_1t_2a); 6 — седиментные брекчии, алевролиты; 7 — брекчирование; 8 — огипсование; 9 — массивные и миндалекаменные диабазы; 10 — глинисто-кремнисто-известковые породы флишоидного строения; 11 — узловато-слоистые известняки (C_1t_2a); 12 — красноцветные известняки ($D_3fm_2b_3$); 13—16 — руды (13 — железные забалансовые яшмо-гематитового состава, 14 — магнетитовые железные с примесью карбонатов и силикатов железа, 15 — гематитовые железные, 16 — марганцевые); 17 — кремнисто-карбонатные породы с линзами кремней ($D_3fm_2b_3$); 18 — нижняя граница коры выветривания

По мере склонения залежь все более и более удаляется к югу и на глубину от северного выхода на эрозионный срез безрудных аналогов рудовмещающего горизонта.

Описанная в наших прежних работах смена с севера на юг рудно-минералогических зон железистых яшм, магнетитовых руд, гематитовых руд и марганцевых руд сохраняется в виде общей тенденции. В деталях картина распределения типов руд по сечению залежи и состав зон выглядит значительно сложнее. В конкретных пересечениях по скважинам вкрест падению залежи магнетитовые руды могут сменяться гематитовыми или марганцевыми. В средних сечениях залежи в лежачем и висячем боках железорудного тела размещаются оторочки марганцевых руд простого или сложного (в чередовании с пропластками гематита) сложения. Лишь в области южного выклинивания залежи марганцевые руды слагают всю ее мощность (см. фиг. 2). В сечениях западных и восточных частей рудной залежи марганцеворудные оторочки сопровождают висячие и лежачие бока железорудного тела на всем его сечении вплоть до северного выклинивания.

В зоне магнетитовых руд помимо магнетита содержатся силикатные (хлорит, ферростильпномелан) и карбонатные (сидерит, железистый кальцит) минералы железа, заключающие в себе в отдельных точках до 30% содержащегося в рудах металла. Эту зону с достаточным основанием можно именовать зоной закисного железа, в отличие от гематитовой зоны окисного железа. Гематитовые руды практически всегда содержат рассеянные идиоморфные монокристаллы магнетита [11] либо гнездовые обособления магнетита, сложенные агрегатом почти неразличимых применяемыми оптическими средствами тончайших кристаллов. Относительное количество такого магнетита невелико, но теоретический интерес к нему высок, как к концентратору содержащегося в рудах германия [8].

Изложенный материал о сложности распределения минеральных типов руд по объему залежи, на первый взгляд, может поставить под сомнение справедливость ранее изложенных положений о зональности. Однако углубленное осмысливание материала снимает эти кажущиеся противоречия. Рудная залежь Западного Каражала имеет тонкослоистое сложение и достигает мошности 45—50 м и более. Следовательно, процесс формирования залежи был достаточно длительным и протекал на фоне изменений условий седиментации, порождающих слоистость. Соседние слойки различаются главным образом количественными соотношениями в них рудного и нерудного материала. Последний представлен тонкими зернами кварца, кальцита и подчиненным количеством глинистых минералов (гидрослюда), т. е. компонентами, слагающими вмещающие породы за рамками распространения руд и создающими седиментационный фон на всей площади рудного поля. Согласно ныне господствующим представлениям, полностью разделяемым авторами, источником рудного материала Атасуйских месторождений были гидротермальные растворы, высачивавшиеся на дно бассейна по тектонически ослабленным зонам и формировавшие в результате реакции с морской водой рудоносные осадки. Таким образом, каждый слой, слагающий рудную залежь, формировался в результате смешивания двух разнородных компонентов — рудного (гидротермальной природы) и нерудного (терригенной, хемогенной и биогенной природы) осадков. Вблизи мест высачивания гидротерм количественно преобладала гидротермальная составляющая, на максимальном удалении струи гидротермального раствора от источника, где содержания рудных компонентов снижались до минимума, преобладала нерудная составляющая. В связи с этим в северной половине рудной залежи, ближе к расположенному у ее северной границы узлу высачивания гидротерм, сосредоточены руды с отсутствием или с небольшим количеством безрудных прослоев. У южной границы залежи на максимальном удалении от гидротермальных грифонов, напротив, марганцевые руды представляют собой многократное чередование безрудных, оруденелых пород и рудных прослоев, т. е. роль безрудных прослоев здесь существенно возрастает.

Путь, проходимый по уклону дна порцией гидротермальных растворов, формирующих каждый конкретный прослой, до полного выпадения рудных компонентов, очевидно, определялся дебитом источника во время формирования прослоя, т. е. интенсивностью гидротермального процесса. При росте интенсивности этот путь увеличивался, при снижении дебита источника — укорачивался. Соответственно менялась протяженность конкретных рудных слойков по падению.

В пределах отдельно взятого рудного слойка смена его состава по падению строго соответствовала рудной зональности (яшма -> окисно-закисные минералы

железа → окисные минералы железа → оксиды марганца). По мере нарастания интенсивности гидротермального процесса границы минеральных зон сдвигались ниже по падению, что порождало наблюдающиеся на месторождении перекрытия окисножелезных зон — закисными, марганцевых зон — окисножелезными и т. д. Снижение интенсивности процесса вызывало обратную миграцию зональных границ вверх по падению и перекрытие гематитовых слоев марганцеворудными, магнетитовых слоев гематитовыми и т. д. (фиг. 3).

Максимум поступления гидротерм, отвечающий формированию средней части рудной залежи, характеризовался максимальным сдвигом минеральных границ вниз по падению, т. е. наибольшему проникновению железных и марганцевых руд к югу.

Последовавший после этого постепенный спад рудного процесса вызвал отступления границы железных и марганцевых руд и перекрытие железных руд со стороны висячего бока марганцевыми рудами. Полное прекращение поступления гидротерм повлекло захоронение рудной залежи под надрудными карбонатнокремнистыми толщами.

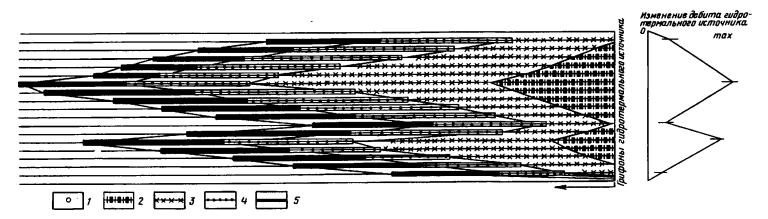
Зона железистых яшм, отвечающая на Западно-Каражальском месторождении центру зональности, т. е. участку скопления грифонов гидротермальных источников, имеет протяженность по простиранию более 1,5 км. На таком большом расстоянии невозможно ожидать равный дебит всех источников, поэтому в каждом конкретном поперечном сечении рудной залежи характер рудной зональности в деталях менялся, создавая неоднородности и по простиранию (см. фиг. 3).

Представляет интерес осмысливание фактически наблюдаемого зонального ряда атасуйских железомарганцевых месторождений с позиций теоретической химии. Общеизвестно, что железо и марганец обладают мобильностью в растворах только в двухвалентной форме. Следовательно, в гидротермальных растворах оба металла мигрировали в форме растворимых закисных соединений. Судя по окраске и геохимическим особенностям рудовмещающих пород, можно заключить, что в бассейне седиментаций в период рудообразования господствовали окислительные условия, вызывающие окисление железа и марганца после выхода гидротерм в морскую воду.

Таким образом, есть основания предполагать, что солевой состав морской воды и гидротерм отличались достаточно резко для того, чтобы вызвать быструю коагуляцию содержащегося в гидротермах кремнезема и его накопление вблизи грифонов в форме яшм. Присутствие в яшмах гнезд и пигментирующей вкрапленности гематита свидетельствует о частичной коагуляции и фиксации оксидов железа вместе с кремнеземом. В освобожденных от кремнезема гидротермах за пределами яшмовой зоны окисление соединений железа и марганца протекало неодновременно и не по всему объему потоков растворов. Ближе к грифонам, где продолжался непрерывный приток новых порций гидротерм с закисными железом и марганцем, происходили лишь частичное окисление и гидролиз соединений железа, благодаря чему в осадок попадала смесь окисных и закисных гидроксидов железа. В ходе диагенеза такого осадка впоследствии сформировались магнетитовые руды, засоренные в различной степени силикатными и карбонатными железозакисными минералами.

Марганец, являющийся сильным окислителем, способствовал окислению соединений закисного железа, а сам оставался в закисной форме и мигрировал дальше по пути стока гидротерм. Сток растворов по уклону осуществлялся как по поверхности дна, так и по массе нелитифицированного ранее отложенного осадка в форме иловых вод. В последних контакт с кислородными морскими водами был ослаблен, что способствовало более длительному сохранению и более дальней миграции некоторых количеств закисного железа. В ходе последующих диа- и катагенетических процессов это закисное железо способствовало формированию гнезд и идиоморфных кристаллов магнетита среди криптозернистых гематитовых руд.

По мере развития окислительного процесса в стекающих по уклону гидро-



Фиг. 3. Принципиальная схема формирования зональности главной рудной залежи месторождения Западный Каражал (в результате миграции границ зон во времени в связи с изменениями дебитов гидротермальных источников, 1 — источник; 2 — железистые яшмы; 3 — окисно-закисные руды Fe; 4 — руды оксида Fe; 5 — руды Mn. Стрелкой показано направление стока

термальных растворах выпадение окисно-закисных соединений железа сменялось выпадением чисто гидроокисных соединений, после чего соединения марганца окислялись и теряли свою мобильность, поэтому зона марганцевых руд наиболее удалена от гидротермальных источников.

Локально проявлялось «аномальное» проникновение с иловыми водами закисного железа в зону седиментации соединений марганца. В этих, случаях среди марганцевых руд появлялся специфичный железомарганцевый минерал — якобсит.

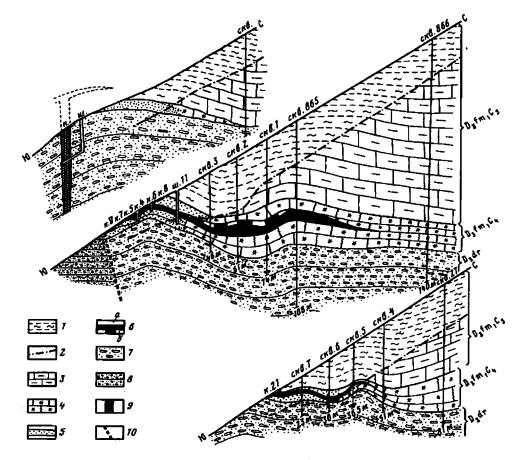
Логическая стройность приведенной картины нарушена тем, что в яшмовой зоне около грифонов пигментом являются высшие оксиды железа, а на некотором удалении от нее — закисные фации руд, несмотря на то что в окологрифонной зоне, наоборот, должны преобладать исключительно закисные соединения железа. Для объяснения этого противоречия авторы прибегают к модели, предложенной Н. С. Скрипченко [12]. Этот исследователь предполагает, что в местах выхода и частичного вскипания гидротерм определенная часть их была выброшена восходящими струями в верхние слои воды, где и происходили окисление, гидролиз оксидов железа и их коагуляция. В дальнейшем сгустки коагулятов медленно осаждались на дно. М. М. Каюпова [7] на материалах изучения некоторых атасуйских месторождений также пришла к выводу о том, что часть кремневых и гидроокисных железных гелей находилась во взвешенном состоянии в морской воде, а затем их сгустки совместно выпадали на дно, образуя кремнисто-гематитовые гнездовидные включения в различных породах и рудах.

Логично предположить, что яшмовая зона развивалась только в той части полосы высачивания гидротерм, где они извергались под высоким давлением в виде восходящих фонтанирующих струй (своего рода подводных гейзеров). Этим можно объяснить ее локальность и развитие всего на 1,5-километров отрезке при длине рудной полосы более 5,5 км (см. фиг. 1).

В местах вялого высачивания гидротерм зональный ряд может укорачиваться, поскольку встреча их с морскими водами и вызванные этим окисление и фиксация части соединений железа могли осуществляться на путях подъема гидротерм в толще подрудных осадков с формированием жилообразных яшмово-железорудных тел. На поверхность дна в таких случаях изливаются уже обезжелезенные растворы, способные сформировать только марганцевые руды. Прекрасным примером подобного сопряжения пластового марганцеворудного тела с яшмо-гематитовой жилой в подрудных толщах может служить небольшое по запасам месторождение Южный Клыч (фиг. 4).

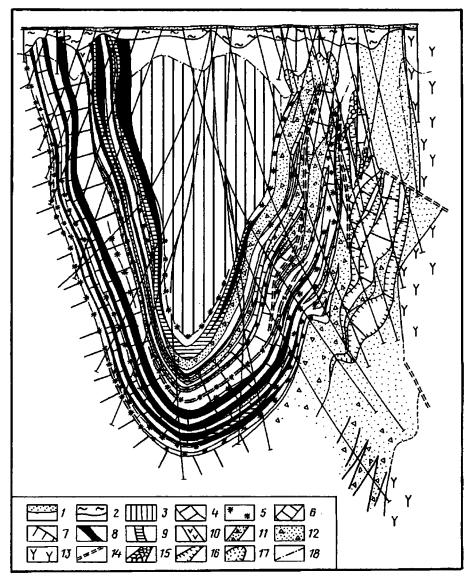
ОСОБЕННОСТИ РУДНОГО ПРОЦЕССА И ЗОНАЛЬНОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ УШКАТЫН III

На месторождении Ушкатын III железомарганцевые руды залегают в том же стратиграфическом диапазоне [4, 5], что и на Западно-Каражальском месторождении, но вместо единой рудной залежи здесь зафиксировано 14 рудных пластов (фиг. 5), разделенных массивными серыми тонколетритовыми известняками с алевролитовой и псаммитовой размерностями детрита. Судя по отсутствию в них слоистости, эти известняки накапливались очень быстро и однократно. Принято рассматривать их в качестве отложений суспензионных потоков, периодически срывавшихся с мелководья в депрессию морского дна, медленно заполнявшуюся продуктами гидротермальной деятельности и илово-впадинного седиментационного фона, аналогичными каражальским. Сход суспензионных потоков приводил к захоронению уже отложенных руд, перекрытию каналов поступления гидротерм и временному прекращению рудообразования. Через некоторое время гидротермы «пробивали» пробку известкового детрита и происходило формирование рудных илов следующего пласта. Кроме срывов достаточно крупнообъемных суспензионных «лавин», разделяющих рудные пласты, внутри сложно построенных пластов фиксируются также небольшие по мощности пропластки



Фиг. 4. Геологические разрезы месторождения Южный Клыч I — рыхлые глиноподобные продукты выветривания карбонатных пород; 2 — нижняя граница коры выветривания; 3 — глинисто-кремнисто-карбонатные породы флишоидного строения; 4 — рудовмещающие узловато-слоистые красноцветные известняки; 5 — рудовмещающие полимиктовые песчаники, фациально замещающие известняки по восстанию; 6 — марганцевые руды (a — балансовые, 6 — забалансовые); 7 — 8 — конгломераты (7 — с прослоями песчаников, 8 — рассланцованные); 9 — жильные яшмо-гематитовые руды; 10 — разрывные тектонические нарушения

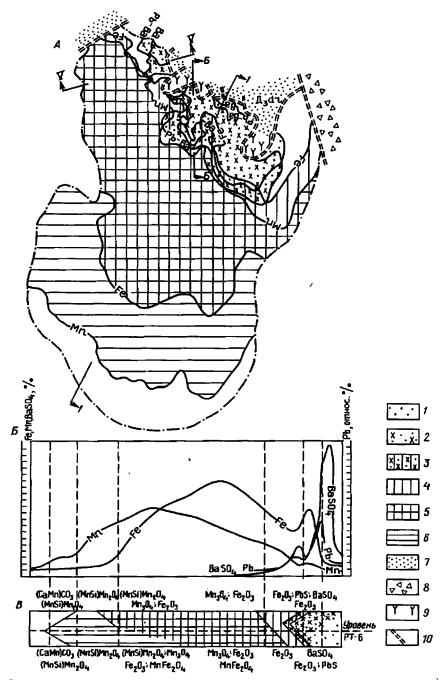
детритовых известняков, свидетельствующие о кратковременных приостановках рудообразования в процессе формирования рудного тела. В этих условиях зональность в пределах рудных тел не имеет такой четкости и завершенности, как на Каражале. Поступление известнякового детрита прерывало рудный процесс на различных его стадиях. При возобновлении высачивания гидротерм дебит источников возрастал постепенно, по мере «расчистки» детритовых «пробок». Поэтому в каждом конкретном рудном пласте наблюдается очень сложный характер, чередования в разрезе марганцеворудных и гематитовых прослоев и трудно установить закономерности в их распределении в рамках одного пласта. Можно лишь отметить количественное преобладание прослоев марганцевых оксидов, отражающее господство условий с умеренными дебитами гидротермальных источников, вызванное частыми приостановками рудообразования. Просуммировав все 14 рудных тел и выполнив количественное усреднение минерального состава в каждом пересечении в целом по всей рудной пачке, С. П. Алтухов [1] получил генерализованную картину латеральной зональности (фиг. 6), весьма близкую к Западно-Каражальской, с тем отличием, что зона закисных руд железа на



Фиг. 5. Геологический разрез по линии V—V месторождения Ушкатын III I— четвертичные отложения, пески, супеси; 2— палеогеновые глины; 3—7— известняки (3— детритовые, 4— органогенно-детритовые, 5— красноцветные, 6— рифогенные; 7— кремнистые линзовидно- и узловато-слоистые); 8— марганцеворудные тела; 9— железорудные тела; 10— диабазовые порфириты; 11— седиментационные брекчии, алевролиты; 12— песчаники, алевролиты, седиментационные брекчии дайринской свиты; 13— трахириолитовые порфиры; 14— тектонические нарушения; 15— зоны дробления; 16— барит-свинцовые руды сульфидные; 17— барит-свинцовые руды окисленные; 18— нижняя граница коры выветривания

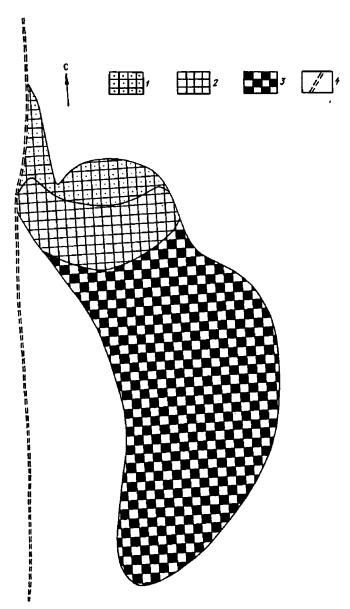
Ушкатыне III оказалась резко сокращенной, а большей частью и совсем не выраженной.

По мнению авторов, это объясняется значительно большей насыщенностью кислородом морских вод Ушкатынского участка по сравнению с Каражальским в связи с относительно меньшими глубинами этой части бассейна и, как следствие, более полным окислением соединений железа уже в непосредственной близости к выходам гидротермальных источников.



Фиг. 6. Схема генерализованной зональности месторождения Ушкатын III (A — развернутый план, B — график содержаний, В — генерализованный профиль)

I-6— зоны (I— преобладание баритовых руд, 2— барит-свинцовых руд, 3— гематитовых руд с наложенной барит-свинцовой минерализацией, 4— гематитовых руд, 5— чередование гематитовых и браунит-гаусманитовых марганцевых руд, 6— марганцевых руд); 7— алевролиты; 8— седиментационные брекчии; 9— фельзит-порфиры; 10— тектонические нарушения



Фиг. 7. Схема зональности железомарганцевой залежи месторождения Ушкатын I I— гематитовые руды с рассредоточенными идиоморфными зернами магнетита; 2 — гематитовые руды; 3 — железомарганцевые (гематит-браунит-якобситовые) руды; 4 — разрывное тектоническое нарушение

ОТЛИЧИТЕЛЬНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И ЗОНАЛЬНОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ УШКАТЫН I

В отличие от рассмотренных рудных объектов месторождение Ушкатын I [3] формировалось в депрессии очень небольших размеров, где путь, проходимый гидротермальными растворами, определялся границами депрессии (фиг. 7). В этих условиях разделение железа и марганца протекало только в начале пути гидротерм в северной оконечности месторождения. Далее растворы, несущие оба металла, замедляли свое движение в ложе депрессии, в связи с чем гидроксиды железа и марганца осаждались совместно, образуя железомарганцевые руды с

большим количеством якобсита. Таким путем сформировалась единая рудная залежь бизонального строения. В северной (меньшей своей части) залежь сложена гематитовыми рудами, в южной (большей части) — железомарганцевыми рудами с преобладанием якобсита и гематита. Зона закисных железных руд на месторождении Ушкатын I не установлена. Высокая степень эрозинного среза месторождения не позволяет однозначно решить, уничтожена ли эта зона эрозией вместе с яшмовой зоной, или же она вовсе не формировалась подобно месторождению Ушкатын III.

• •

В статье рассмотрены четыре различных случая проявления зональности (Западный Каражал, Южный Клыч, Ушкатын III, Ушкатын I). Ранее [9] разбирались проявления аналогичной зональности на месторождениях Западный и Восточный Каражал. При все разнообразии своего проявления перечисленные примеры зональности объединяет одна общая закономерность — по пути от своего источника гидротермы отлагают последовательно соединения с повышающейся степенью мобильности (в нашем случае кремнезем → железо → марганец). Механизмы проявления этого процесса весьма разнообразны. На Жайремских месторождениях с ровным палеорельефом морского дна гидротермы равномерно растекались во все стороны от грифонов, формируя зоны концентрического типа. На Западном Каражале и Ушкатыне III, где дно палеобассейна имело явно выраженный уклон в одну сторону от выхода гидротерм, формировалась зональность полуконцентрического типа, так как гидротермы могли растекаться только вниз и в стороны от грифонов, оставляя свободным от оруденения склон выше них.

На месторождении Южный Клыч, где в силу слабого напора гидротермального восходящего потока его встреча с морской кислородсодержащей водой осуществлялась еще в раствороподводящих трещинных зонах, отложение зонального ряда минералов началось еще в трещинах и сформировался марганцеворудный пласт, сопряженный в своей начальной зоне с жильным телом гематитовых руд.

В условиях ограниченной возможности для растекания гидротерм от мест высачивания в замкнутых локальных небольших депрессиях дна бассейна (Ушкатын I) формировались специфические минеральные зоны (железомарганцевых руд), неизвестные на других месторождениях.

Вероятнее всего, перечисленными примерами возможные варианты проявления зональности не ограничиваются. Дальнейшее изучение атасуйских месторождений наверняка даст новый материал по этому интересному и важному для познания гидротермально-осадочного рудогенеза явлению.

Список литературы

- 1. *Алтухов С. П.* Строение и литофациальные особенности месторождения Ушкатын III (Центральный Казахстан)//Стратиформные месторождения цветных металлов (тез. докл. совещ.). Алма-Ата: Наука, 1985. С. 88—89.
- 2. Бондаренко И. И., Рожнов А. А. Каражальское рудное поле. Кварц-тит-гематитовый тип (в ассоциации с коронадит-барит-халькопирит-сфалерит-галенитовым)//Металлогения Казахстана. Рудные формации. Месторождения руд железа и марганца. Алма-Ата: Наука, 1982. С. 169—176.
- 3. Бузмаков Е. И., Митряева Н. М., Рожнов А. А. Группа месторождений Ушкатын//Геология и металлогения Успенской тектонической зоны. Т. 2. Алма-Ата: Наука, 1967. С. 83—87.
- Бузмаков Е. И., Щибрик В. И., Рожнов А. А. и др. Стратиформные железомарганцевые месторождения Ушкатынского рудного поля (Центральный Казахстан)//Геология руд. месторождений. 1975. № 1. С. 32—46.
- 5. Бузмаков Е. И., Каймирасова Т. Г., Каюпова М. М. и др. Ушкатынское рудное поле//Металлогения

- Казахстана. Рудные формации. Месторождение руд железа и марганца. Алма-Ата: Наука, 1982. С. 176—182.
- 6. Дюгаев И. В., Новохатский И. П. Геологическое описание месторождения Западный Каражал//Железорудные месторождения Центрального Казахстана и пути их использования. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 52—65.
- 7. *Каюпова М. М.* Литолого-минералогические особенности месторождений Джумарт и Камыс. Дис. ... канд. геол-мин. наук. Алма-Ата: Каз ИМС, 1961.
- 8. *Момджи Г. С., Григорьев В. М., Чурбаков В. Ф.* Условия накопления и закономерности распределения германия в железных рудах//Минеральное сырье. 1963. № 7.
- 9. Рожнов А. А., Бузмаков Е. И., Манухин Н. К., Щибрик В. И. О зональности отложения железных и марганцевых руд Атасуйских месторождений (Центральный Казахстан)//Геология руд. месторождений. 1976, № 3. С. 25—32.
- Рожнов А. А., Бузмаков Е. И., Митряева Н. М. и др. Стратиформные месторождения Атасуйского района//Вопросы генезиса стратиформных месторождений цветных металлов. Алма-Ата: ОНТИ. Каз ИМС, 1983. С. 27—45.
- 11. Сапожников Д. Г. Каражальское железомарганцевое месторождение//Тр. ИГЕМ АН СССР. 1963. Вып. 89. С. 196.
- 12. Скрипченко Н. С. Вулканогенно-осадочное рудообразование. М.: Недра, 1966.

Жайремская геологоразведочная экспедиция, Республика Казахстан

Поступила в редакцию 1.II.1993

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 5. 1994

УДК 552.14:552.578.2

© 1994 Лукин А. Е., Гарипов О. М.

ЛИТОГЕНЕЗ И НЕФТЕНОСНОСТЬ ЮРСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕШИРОТНОГО ПРИОБЬЯ

Охарактеризованы литологические и минералого-геохимические особенности юрских терригенных отложений Красноленинской группы нефтяных месторождений Западной Сибири. Показано, что степень их региональных изменений соответствует интервалу ПК2 — МК1 и отвечает лишь началу главной фазы нефтеобразования. Вместе с тем отмечены резкие колебания палеотемпературных показателей, связанные с неоднократным вторжением гидротерм: Установлено, что формирование нефтеносных вторичных коллекторов в юрских отложениях — многофазный метасоматический процесс, включающий тектоногеодинамическую, гидротермальную переработку и нефтенасыщение, сопровождающийся разнообразными «околонефтяными» изменениями вмещающих толщ и формированием системы прямопоисковых геофизических и геохимических аномалий.

Интерес к проблеме «геологического подобия нефтяных и флюидогенных рудных месторождений» [13, 15] возрос в последние годы, поскольку с глубиной признаки сходства нефтегазоносности и гидротермальной рудоносности резко усиливаются. Месторождения, открытые в Днепровско-Донецком, Прикаспийском, Анадарко, Пермском и других нефтегазоносных бассейнах на глубинах свыше 5 км, как правило, приурочены к массивным, часто столбообразным резервуарам (типичные примеры: Тенгиз, Карачаганак, Гомес, Яблуновское и другие нефтяные и газоконденсатные месторождения в глубокозалегающих карбонатных и тепригенных комплексах), а более мелкие залежи часто связаны здесь с разнообразными жильными (не только секущими тектонически экранированными, но чаще стратиформными, развитыми согласно напластованию), а также штокверковыми и гнездообразными формами. К их отличительным особенностям относятся [8—11]: 1) интенсивные проявления стилолитизированных инъективных дислокаций и разнообразной открытой трещиноватости; 2) устойчивый парагенез нафтидов и разнообразной гидротермальной минерализации; 3) явления гидрологической инверсии и другие признаки нестационарного геотермодинамического режима. Все это позволяет связывать основные перспективы глубоких горизонтов нефтегазоносных бассейнов с морфологически разнообразными (жильными, штокверковыми и т. п.) гипогенно-литолого-эпигенетическими ловушками. Это единственный генетический тип ловушек (резервуаров), значение которых не убывает, а возрастает с глубиной, что сопровождается расширением диапазона пород, играющих роль субстрата вторичных нефтегазоносных коллекторов [9. 11]. Таким образом, изучение закономерностей их формирования и разработка критериев прогнозирования связанных с ними промышленных углеводородных скоплений приобретает значение одного из главных направлений современной нефтегазовой литологии. С этой точки зрения первостепенный интерес представляют месторождения в ловушках данного типа, залегающие на сравнительно небольших глубинах. К таким объектам относятся месторождения Красноленинского свода и его обрамления в западной части Среднеширотного Приобья (СП). Юрским отложениям этого региона вообще было суждено сыграть значительную роль в изучении закономерностей нефтегазоносности ловушек и коллекторов нетрадиционного типа. Это относится в первую очередь к баженовской свите (работы Ф. Г. Гурари, И. И. Нестерова, А. Э. Конторовича,

И. И. Ушатинского, В. И. Белкина, Р. И. Медведского, Т. Т. Клубовой, Б. А. Лебедева и др.). Дальнейшее изучение закономерностей нефтеносности баженовской свиты и залегающих под этим уникальным продуктивным комплексом (и в то же время региональным гидрофобным экраном) терригенных полифациальных юрских отложений позволило В. И. Белкину, Р. М. Бембелю, Р. И. Медведскому и др. установить ведущую роль гидротермальных процессов в формировании нефтеносности юрских комплексов. Таким образом, имеются все основания рассматривать СП, и в первую очередь Красноленинский свод (с обрамляющими его грабенами), как своего рода полигон по отработке методики прогнозирования, поисков, разведки и освоения месторождений данного типа. Для этого прежде всего необходимо достаточно полное изучение закономерностей их формирования, которое представляет собой сложный многофазный процесс с участием ряда литогенетических факторов.

Глубокие и разносторонние исследования В. И. Белкина внесли большой вклад в познание закономерностей нефтеносности юрских отложений Западной Сибири. Он понимал необходимость как можно более полного литогенетического обоснования «гидротермально-жильной» концепции. По его инициативе к исследователям по данной проблеме были привлечены литологи, имеющие опыт изучения литогенетических факторов нефтегазоносности. В частности, один из авторов этой статьи, имеющий определенный опыт изучения литогенеза глубокозалегающих комплексов авлакогенных бассейнов, именно по приглашению В. И. Белкина с 1987 г. занимался исследованием вещественного состава и закономерностей формирования юрских и палеозойских коллектог эв СП.

Ряд существенных минералогических особенностей пород-коллекторов Талинского месторождения охарактеризован в недавней публикации М. Ю. Зубкова и др. [5]. Наши независимо выполненные исследования (с применением ИКС. рентгеноструктурного анализа, сканирующей электронной микроскопии) также свидетельствуют о широком развитии различных генераций каолинита, диккита, кварца, анкерита, альбита, адуляра и других минералов во вторичном поровом пространстве коллекторов-метасоматитов Талинского и других месторождений. Однако само по себе присутствие вышеуказанных минералов нельзя считать однозначным доказательством наложенных гидротермальных процессов, поскольку и вторичный кварц, и совершенный каолинит, и диккит, и аутигенные полевые шпаты формируются также в результате катагенеза. Необходимо рассмотреть всю совокупность литогенетических особенностей и новообразований (включая всю систему диаклазов) с привлечением палеогеотермических и геохимических показателей. Цель настоящей работы заключается в том, чтобы дать как можно более полную и объективную характеристику сложной картины литогенеза с оценкой «вклада» различных литогенетических факторов в формирование нефтяных месторождений терригенной юры зоны СП.

основные литолого-формационные особенности юрских отложений

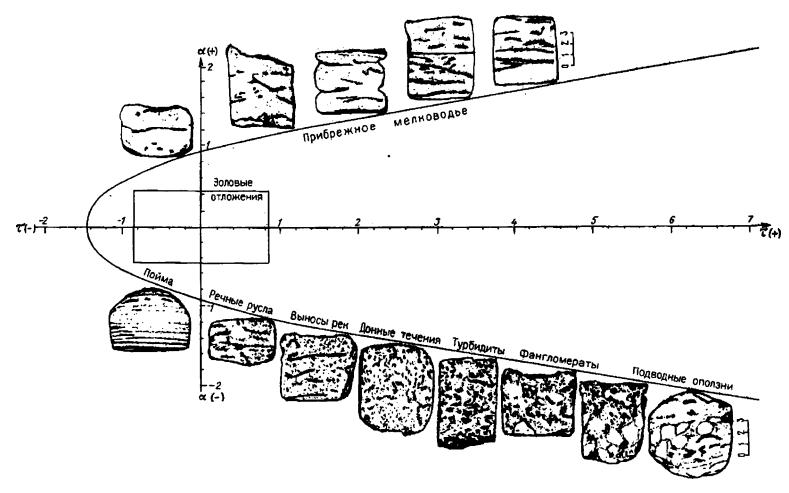
Юрские отложения СП в объеме шеркалинской, тюменской, абалакской (георгиевской, васюганской) и баженовской свит, которые накапливались в условиях субтропического гумидного климата [3], в формационном отношении представляют собой яркий пример связи основных литологических особенностей с палеорельефом и геодинамическим режимом осадконакопления. Залегающая на разновозрастных породах фундамента или триаса шеркалинская свита (толщиной до 140 м), отличающаяся от вышележащих отложений преобладанием континентально-аллювиальных грубо-разнозернисто-обломочных пород, приурочена к системам палеорусел временных и речных потоков. Начало юрского осадкона-

По непонятным причинам в ней отсутствуют какие-либо ссылки на широко известные работы В. И. Белкина, Р. И. Медведского, Р. М. Бембеля и др. по данной проблеме.

копления по сравнению с последующим развитием характеризуется более активным и более разнообразным (сочетание преобладающего сжатия с зональным растяжением) геодинамическим режимом. Поэтому формирующаяся в шеркалинское время система грабенов (проявление постумного рифтогенеза) контролировала эти потоки. При этом эрозионный фактор наряду с геодинамическим играл существенную роль в формировании грабенообразных прогибов-долин. Такой литогеодинамический [11] подход позволяет устранить противоречие между существующими представлениями о природе зон распространения базальных юрских континентальных обломочных отложений, которые одни исследователи (А. Г. Мухер, Г. С. Ясович и др.) связывают с палеоруслами, а другие (В. И. Белкин, О. М. Гарипов и др.) — с грабенами.

Накопление пролювиально-аллювиальных грубообломочных-разнозернистых шеркалинских отложений компенсировало эрозионно-тектонический палеорельеф, и последующая юрская седиментация носила типично «плитный» характер. Вертикальный формационный ряд, включающий пролювиально-аллювиальную терригенно-грубообломочную молассоидную, угленосную паралическую, терригенную лагунно-морскую, доманикоидную морскую формации, характеризуется закономерными структурно-минералогическими изменениями (уменьшением максимальных и медианных размеров, повышением степени сортирования обломочного материала, возрастанием роли пелитоморфных пород, карбонатности, окремнения, органического вещества). Диагенез и катагенез действуют в согласии с этой формационно обусловленной тенденцией, в основном подчеркивая и усиливая те петрофизические и минералого-геохимические свойства пород, которые сформировались или наметились в седиментогенезе. На фоне этих автогенетических [18], т. е. закономерных эволюционных, изменений проявляются весьма неравномерные аллогенетические [18], т. е. наложенные преобразования с разнообразными проявлениями разуплотнения. Однако избирательность этих преобразований в большей мере определяется литогенетически обусловлечными минералого-геохимическими и петрофизическими свойствами пород.

Несмотря на значительную роль наложенных процессов в пределах межблоковых динамически-напряженных зон — ДНЗ [1], первичные структуро-текстурные и вещественные особенности пород, как правило, сохраняются в степени, достаточной для выделения фаций и генетических типов отложений. В соответствии с положением в вышеуказанном формационном ряду юрские терригенные отложения накапливались в полифациальных, преимущественно континентальных и континентально-переходных (пролювиальных, предгорно-аллювиальных, аллювиальных, наземно-дельтовых, озерно-болотно-лагунных) условиях. При этом по мере их накопления тектоногеодинамически обусловленная энергетика процессов денудации снижалась (наличие наиболее грубообломочных отложений в базальных коллекторских пластах $Ю_{10-11}$), в то время как энергетика среды седиментации и соответственно степень гидродинамической переработки осадочного материала, наоборот, возрастали (увеличение вверх по разрезу степени сортировки и другие структурные, минералогические изменения). В связи с этим наблюдается четкая дифференциация обломочных пород в полях «динамогенетической» диаграммы Г. Ф. Рожкова (фиг. 1). Соответственно этому сверху вниз вдоль параболы наблюдаются не только закономерные изменения текстурных признаков, но и существенные различия в интенсивности диагенетического минералообразования и степени катагенного уплотнения. Первая достигает максимума в верхней ветви параболы (пляжево-баровые песчаники, прибрежно-мелководные песчано-алевритовые отложения с карбонатной и другой цементацией). Вторая максимально проявляется в пролювиальных и аллювиальных грубообломочно-песчаных и несортированных глинисто-обломочных отложениях.



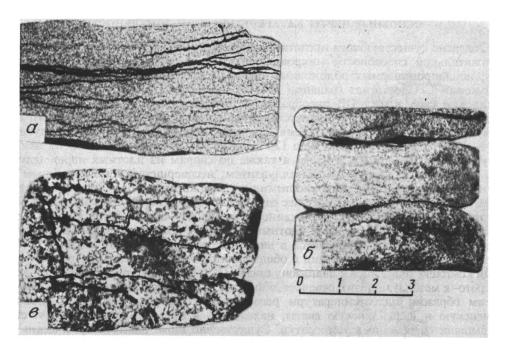
Фиг. 1. Взаимосвязь структурных (асимметрия и эксцесс-показатели гранулометрического распределения) и текстурных признаков основных фациальных типов обломочных пород шеркалинской и тюменской свит (положение типичных образцов на диаграмме Рожкова)

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ КАТАГЕНЕТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

Согласно существующим представлениям [6], базирующимся на определениях отражательной способности микровключений витринита (в значительной мере из флюидопроницаемых обломочных пород), катагенез основной части юрских отложений СП достигает градации МК₂(Г), а «на отдельных участках (Красноленинский свод и др.) ОВ преобразовано до переходной Г — МК2 к Ж — МК3 градации» [6, с. 117]. Это соответствует палеотемпературам регионального прогревания (165—190° C), в то время как современные температуры на глубинах 2700—2900 м варьируют от 80 до 120° С. Однако, если базироваться на данных по угольным прослоям и линзам, а также по спорам из плотных пород (глины, алевролиты и песчаники с метагаллуазитом, несовершенным моноклинным каолинитом, глауконитом, лептохлоритами и т. п.), картина получится существенно иной. Угли из терригенных юрских отложений СП представлены марками БЗ-Д (выход летучих 38-54%, содержание углерода 68-80% и др.). Индекс цвета микрофитофоссилий из глин и плотных пород без признаков наложенной гидротермальной переработки находится в диапазоне от 3 до 4 единиц шкалы [16]. По этим показателям в соответствии с общепринятой шкалой катагенеза рассматриваемый комплекс приурочен к диапазону стадий ПК2—МК1, что соответствует переходу от прото- к мезокатагенезу и отвечает лишь началу главной стадии нефтеобразования. Таким образом, палеотемпературы регионального прогрева отложений, включая тюменскую и шеркалинскую свиты, находились в пределах 80—120° С. т. е. не превышали современных температур. Существенно иные палеогеотермические показатели установлены в песчано-грубообломочных породах с высокими коллекторскими свойствами (вторичная пористость, трещиноватость) и вторичной минерализацией (диккит, триклинный каолинит, вторичный кварц, анкерит, альбит, адуляр и др.). Микрофитофоссилии из таких пород резко темнеют, соответствуя по индексам окраски градациям $MK_5 - AK_1$ и выше (конец мезокатагенеза — апокатагенез), что свидетельствует об их нагревании выше 220—250° С. Это хорошо согласуется с различными минералогическими и барогеохимическими палеогеотермическими показателями. Так, температура перехода «каолинит — диккит» по экспериментальным данным соответствует 230—260° С [17]. Формирование калишпатов (адуляр, ортоклаз), характерных для ряда изученных вторичных коллекторов, связано с температурным диапазоном 250—360° С [7]. Диапазон температур гомогенизации ГЖВ из аутигенного анкерита и кварца составляет 120—280° С (близкие палеотемпературы дают изотопные данные по кислороду в кварцево-анкеритовых парагенетических ассоциациях).

литофизические особенности пород-коллекторов

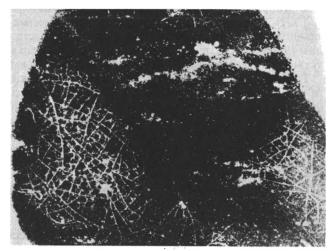
Вторичные коллекторы нефти в юрских терригенных отложениях СП связаны преимущественно с двумя фациальными группами: пролювиально-аллювиальными песчано-грубообломочными и лагунно-морскими прибрежно-мелководными алевро-песчаными породами. Такой своеобразный литолого-фациальный контроль обусловлен тем, что именно эти две группы по разным причинам (низкая сортировка и повышенная степень компрессионного уплотнения, ранее окварцевание и карбонатная цементация) представлены наиболее прочными и плотными породами, подвергшимися в последующем наиболее интенсивным преобразованиям в пределах ДНЗ. Сочетание исходного литолого-фациального разнообразия с многообразием факторов и «механизмов» разуплотнения обусловили сложность строения пустотного пространства вторичных коллекторов, в формировании которого в разных сочетаниях участвуют различные типы диаклазов, каверн и вторичных пор. От терригенных коллекторов меловых нефтегазоносных комплексов СП нефтеносные юрские коллекторы отличаются только более широким диапазоном фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС), намного более сложной морфологией пустотного пространства и резко выраженной анизотропией филь-



Фиг. 2. Характерные типы диаклазов в нефтеносных обломочных породах продуктивного горизонта IOK_{10} шеркалинской свиты (Талинская площадь) a— серия стилолитизированных трещин, образовавшихся при естественном гидроразрыве пласта (с раскрытием слойчатой отдельности) скв. 7612, гл. 2707—2715 м, 1,35 м от верха); b — дискообразная отдельность в керне однородного среднезернистого песчаника (скв. 4987, гл. 2682—2692 м, 2,5 м от верха); b — открытая трещиноватость в гравелите с массивной текстурой (скв. 7233, гл. 2700—2710 м, 0,85 м от верха)

трационных свойств, обусловленной различными генетическими типами трещиноватости (фиг. 2).

микротрещиноватость. Дилатантное предраз-Дилатантная рушение предполагалось [1] в качестве одной из основных предпосылок формирования вторичной пустотности юрских пород в пределах ДНЗ. Эти предположения базировались преимущественно на известных экспериментальных (В. Бекхофен, Д. Хэндин и Д. Григс, Н. Н. Павлова и др.) по разрушению различных твердых тел (включая горные породы, бетон и т. п.), данных по высачиванию нефтей из гидрофобных битуминозных баженовских пород с плотной матрицей и обратимой трещиноватостью. Как известно, дилатантная трещиноватость носит преимущественно обратимый характер (смыкание микротрещин при снятии или уменьшении геодинамического напряжения), в связи с чем ее трудно установить в осадочных породах. Однако, исходя из известных экспериментальных и теоретических положений сопротивления материалов, следует ожидать ее запечатление в виде остаточной микротрещиноватости в наиболее хрупких породах или минералах. Применение металлографического фотомикроскопа «Неофот» позволило установить широкое распространение этого генетического типа микротрещиноватости. В частности, она характерна для испытавших дилатантное предразрушение фангломератов и других максимально петрофизически неоднородных пород, локализуясь в обломках силицитов, крупных включениях кварца, полевых шпатов и т. п. (фиг. 3). При этом чрезвычайный интерес представляет наличие такой трещиноватости в обломках, испытавших коррозию, регенерацию и другие признаки действия гидротермальных флюидов, что свидетельствует о многофазном пульсирующем характере геодинамических напряжений и гидротермальных процессов в ДНЗ. Следует подчеркнуть, что эти локальные участки микротрещиноватости в наиболее крупных компонентах породы следует рассматривать лишь



Фиг. 3. Характер локализации дилатантной трещиноватости (обломки неравномерно миклотрещиноватых фтанитов в нефтеносном вторично-поровом гравелите. Талинская скв. 5070, гл. 2691, 9 м). Снято в отраженном свете на фотомикроскопе «Неофот-2», увел. 22

как индикатор дилатантного предразрушения. Сама же дилатантная трещиноватость распространена в породах гораздо шире. По-видимому, в значительной мере с ней связан катаклаз кварцевых зерен, степень которого обнаруживает прямую зависимость от содержания гидротермальной минерализации [11]. Что касается пелитоморфных пачек и прослоев, в них она проявляется лишь при обусловленных различными факторами (включая и техногенные — отбор керна, его распиловка и т. п.) изменениях напряженного состояния.

Таким образом, предполагавшееся ранее [1] дилатантное предразрушение пород в пределах ДНЗ следует рассматривать как реальный литофизический процесс, главным следствием которого является начальное разуплотнение и разупрочнение пород, облегчающее последующее внедрение глубинных флюидов. Вместе с тем эти наблюдения показывают, как петрофизическая неоднородность задерживает процесс перерастания дилатантных микротрещин в магистральные микротрещины. Этот процесс как раз инициируется внедрением высокоэнергетических (высоконапорных высокоэнтальпийных) флюидов, что приводит к раскрытию всех скрытых диаклазов и явлениям естественного гидравлического разрыва (ЕГР).

Стилолитизированные трещины ЕГР. Стилолитизированные диаклазы достаточно широко распространены в юрских породах, локализуясь, как это характерно и для других осадочных комплексов [10], не только в карбонатах, но и в алевро-песчаных породах. Однако в отличие от глубокозалегающих (глубже 4 км) горизонтов нижнего карбона Днепровско-Донецкой впадины или среднего девона Тимано-Печорской провинции здесь развиты преимущественно слабовыраженные мелкобугорчатые парастилолиты, а также незначительно стилолитизированные диаклазы по поверхности наслоения. Общей чертой этих субгоризонтальных, преимущественно закрытых диаклазов, развитых не только по новообразованным трещинам ЕГР, но и по разнообразным ослабленным поверхностям (слоистость, диастемы, литогенетические трещины), является наличие пленки («прокладки») темноцветного пелитоморфного полиминерального вещества (ТППВ). Основными компонентами ТППВ, судя по данным рентгенометрии, ИКС и электронной микроскопии, являются твердоуглеродистые фазы типа антраксолита и шунгита (температуры формирования свыше 350° C), глинистые минералы (каолинит, диккит, гидрослюда, хлориты, смешанослойные и смектиты), карбонаты (анкерит и др.), сульфиды (пирит, сфалерит и др.).

При этом большое минералогическое разнообразие сочетается с плохой окристаллизованностью. Отм. зчены недиагностированные минеральные фазы, возможно присутствие самородных минералов, интерметаллических и металлоорганических соединений. Полиминеральность в сочетании с низкой степенью окристал, изованности, присутствием метастабильных фаз свидетельствует о высоких скору гях кристаллизации. Такие «замороженные смеси», как было показано ранее 110, 11], возникают в гидротермальных рудообразующих системах при «дросселировании» глубинных флюидов в условиях резких перепадов давлений и температур вследствие их чрезвычайно быстрого подъема и внедрения. Еще более резко специфические особенности ТППВ проявляются при его геохимическом изучении. Данные количественного спектрального и рентгенофлуоресцентного анализов свидетельствуют об аномально высоких концентрациях урана, тория, бора, ртути, РЗЭ (лантан до 0,002%, цезий до 0,002%, иттербий до 0,005%, иттрий до 0,002%), хрома (до 0,045%), титана (до 1,8%), циркония (до 0,35%), ванадия (до 0,1%), никеля (до 0,04%), цинка (до 0,03%), бария (до 0,06%), стронция (до 0,1%), а также о повышенных содержаниях меди, свинца, ниобия, олова и др. Формирование этой аномальной «некогерентной» геохимической ассоциации, включающей сидеро-, халько- и литофильные элементы, однозначно свидетельствует о глубинном характере флюидов, с которыми связаны явления ЕГР и раскрытия породы по ослабленным зонам (закрытым более древним диаклазам, литогенетическим трещинам, поверхностям наслоения и т. п.). Это подтверждается и изотопно-геохимическими особенностями ². Так, изотопный состав серы ТППВ соответствует метеоритно-троилитному стандарту (δ^{34} S от -0,4 до +0,55%), что характерно для вулканогенно-колчеданных и гидротермальных руд. Изот пный состав органического углерода варьирует от -21,8 до -25,7%, т. е. существенно утяжелен по сравнению с угольными включениями (δ^{13} C $-28 \div -32,5\%$), нефтяными (-29 + -32,4%) и особенно газообразными (свыше -40%) углеводородами. Однако он полностью укладывается в диапазон значений δ^{13} C (-19.5 ÷ -25.8%) твердых битумов (антраксолиты, тухолиты и др.) гидротермальной минерализации [2], а также в целом соответствует изотопному составу углерода шунгитов $(-23.1\% \div -29.8\%)$.

Особенности вещественного состава ТППВ свидетельствуют о том, что он наиболее полно отражает геохимию исходных флюидов. Это согласуется с тем, что диаклазы с ТППВ (включая мелкобугорчатые стилолиты и просто сомкнутые трешины без заметных следов стилолитизации) относятся к наиболее ранним разрывам пород по сравнению с другими минерализованными (карбонатами, кварцем, диккитом и каолинитом, сульфидами, твердыми битумами и т. п.) трещинами. Таким образом, все охарактеризованные выше формы выделения ТППВ являются в гораздо большей мере, нежели другие виды гидротермальной минерализации (карбонатные, кварцевые и другие кристаллически-зернистые агрегаты в виде жил, прожилков, гнезд и т. п.), индикаторами гидравлического разрыва пласта.

Практика искусственного гидроразрыва пласта, который проводится обычно в условиях минимального превышения давления нагнетаемой в скважину жидкости над пластовым давлением показывает, что в породах, лишенных субвертикальных и диагональных диаклазов и ослабленных поверхностей, трещины возникают преимущественно по пластовой отдельности, по поверхностям наслоения. Ширина этих трещин достигает одного-нескольких сантиметров, проницаемость и флюидопроводность пласта возрастают на один-два порядка и более [4]. Однако при снятии давления нагнетаемого флюида их просветность уменьшается вплоть до полного закрытия. Таким образом, возникая как трещина ЕГР, данный морфогенетический тип диаклаза в момент своего формирования представлял кратко-

² Все приведенные в данной работе изотопные данные базируются на определениях, выполненных Ф. И. Березовским в лаборатории стабильных изотопов Отделения металлогении ИГФМ АН Украины по минералогическим фракциям, отобранным А. Е. Лукиным.

временно существующий, но чрезвычайно эффектный (с возможностью неоднократного возобновления) флюидопроводник. Однако после закрытия эти трещины благодаря наличию пелитоморфной прокладки становятся практически непроницаемыми в направлении, нормальном к слоистости (но не по наслоению!), что, во-первых, резко повышает фильтрационную анизотропию, а во-вторых, существенно влияет на распределение внутрипорового давления в резервуаре. Особенно интенсивно влияют на перераспределение внутрипоровых давлений и напряжений в пласте наименее проницаемые из диаклазов данного типа — сликолиты, представляющие собой поверхности микронадвигов, со следами смещения (миллиметры, сантиметры, иногда первые метры) в виде зеркал и борозд скольжения. Вследствие этого величина и размеры поровых каналов в пределах пелитоморфной прокладки резко уменьшаются, благодаря чему она, несмотря на незначительную толщину, обладает большими давлениями прорыва (>12 МПа, поры в поперечнике <0.01 мкм) и очень низкой ($<1.02\cdot10^{-21}$ м²) газопроницаемостью. В ряде случаев сликолиты полностью изолируют нефтеносные коллекторы от водоносных или разделяют коллекторы и неколлекторы.

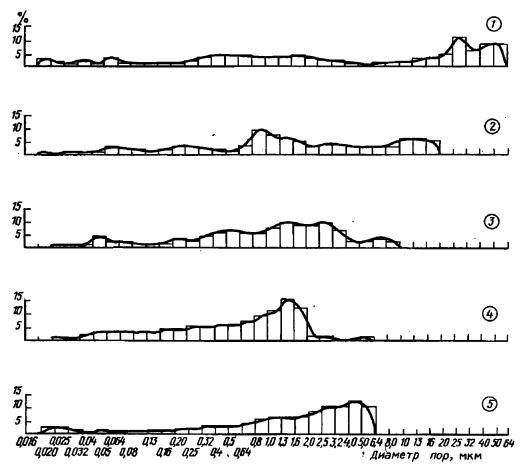
Открытые субгоризонтальные трещины наиболее полно развиты в центральной и южной частях Талинской площади. Преобладающие азимуты падения трещин, установленные по комплексу критериев с использованием керноориентатора системы ИГГ АН Беларуси (В. А. Москвич и др.), составляют: 1) 270—295°; 2) 60—100°; 3) 300—350° (углы падения варьируют от 8 до 63°). Наряду с полностью открытыми и в различной степени нефтеносными (заполненными нефтью: содержащими примазки нефтей и смолисто-асфальтовых компонентов; без явных нефтепроявлений, но с признаками гидрофобизации) встречаются трешины, в различной степени минерализованные (карбонатами, твердыми битумами, ТППВ и т. п.). Линейная густота (плотность) трещиноватости варьирует в очень широких пределах: от 50-100 до 500-800 1/м. Естественно, наблюдается ее закономерная связь с первичными текстурными особенностями пород (повыщенные значения в ритмитах, субгоризонтально-волнисто-слоистых алевролитах и мелкозернистых песчаниках). Однако в ряде случаев отмечена ее резко повышенная (до 200 1/м и более) линейная густота в массивных песчаных пластах, что ярко проявляется в делимости керна на диски, толщина которых варьирует от 3-5 до 0.5 см и менее (см. фиг. 2). Такие интервалы парагенетически связаны с закрытыми, нередко в различной мере (в данном комплексе обычно слабо) стилолитизированными диаклазами, минерализованными ТППВ (см. фиг. 2) и (или) с малопроницаемыми глинистыми прослоями. Это свидетельствует о том, что в формировании открытой трещиноватости большую роль играют неравномерное распределение в разрезе внутрипорового давления и его аномальное повышение в некоторых интервалах. Существует и другая трактовка этого явления в нефтеносных породах Талинского месторождения [5], согласно которой делимость керна на диски («блинчики», по терминологии М. Ю. Зубкова и др.) обусловлена гидротермальным выщелачиванием глинистых пропластков. При этом не учитываются общеизвестные факты широкого развития данного явления в самых различных породных массивах, находящихся в состоянии тектоногеодинамической напряженности (зоны дискообразной отдельности в докембрийских кристаллических породах разрыва Кольской сверхглубокой, в массивных карбонатных резервуарах с АВПД на Карачаганакском и других месторождениях Прикаспия, в песчаниках выбросоопасных зон Донбасса и т. д.). В данном случае это тоже следует рассматривать как индикатор тектоно-геодинамической напряженности. А так как степень последней значительно ниже, чем в приведенных выше примерах, на интенсивность проявления дискоообразной отдельности в юрских породах Талинской и других площадей в гораздо большей мере влияют первичные (наличие ритмитов и т. п.) и вторичные (наличие внутрипластовых трещин с малопроницаемыми «прокладками» ТППВ) текстурные особенности. Что же касается гидротермального вышелачивания глинистых пропластков, карбонатных конкреционных прослоев и т. п., то с этим связано формирование трещин-каверн.

Сформированная в результате действия совокупности указанных факторов система трещинообразования закономерно связана с жильно-стратиформным характером нефтеносности юрских терригенных отложений и обусловливает резко выраженную фильтрационную анизотропию продуктивных горизонтов.

Трещины-каверны. Наряду с плоскопараллельными диаклазами, раскрытость (просветность) которых составляет 10—15 мкм (измерение в штуфах с помощью микроскопа «Неофот»), установлено присутствие трещин-каверн. Изучение их морфологии в сравнении с разнообразными формами минерализации (прожилки, гнезда, пропластки и т. п.) свидетельствуют о том, что формирование данного типа диаклазов обусловлено: а) сочетанием механизма ЕГР с активным выщелачиванием стенок термальными агрессивными флюидами и (или) б) процессами выщелачивания как «первичных» глинистых и карбонатных включений, так и ранее минерализованных (карбонатами, глинистыми минералами и др.) трещин и каверн. Характерными их особенностями являются резкие колебания раскрытости (от 10 до 200 мкм и более) и переход в открытие или закрытие диаклазы другого морфогенетического типа. В отличие от описанных открытых трещин, вклад которых в общую вторичную пустотность пород («трещинная пористость»), в зависимости от линейной густоты варьирует от 0.01 до 0.5%, с трещинами-кавернами (при их достаточно интенсивном развитии) может быть связано увеличение емкостных свойств на 5% и более.

СТРУКТУРА И АУТИГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ ПОРОВОГО ПРОСТРАНСТВА ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ

Широкое распространение трешин-каверн, входящих в охарактеризованную систему трещиноватости и в то же время непосредственно связанных с вторичной пористостью, является наглядным подтверждением ведущей роли высоконапорных (явления ЕГР) высокоэнтальпийных (интенсивное выщелачивание и метасоматоз) глубинных флюидов в формировании нефтеносных коллекторов данного типа. Структура их пустотности коренным образом отличается от структуры порового пространства традиционного типа терригенных коллекторов, представленных песчаниками с высокой степенью сортировки и окатанности обломочного материала. Для них характерны морфологически сложные поры явно коррозионной природы. К другим их характерным особенностям относятся: очень широкий диапазон ФЕС (I—VII классы коллекторов по классификации А. А. Ханина — И. А. Мухаринской), отсутствие одного четко выраженного максимума на кривых распределения пор. Панные изучения морфологии их пустотного пространства (ртутная порометрия. сканирующая электронная микроскопия) свидетельствуют о том, что по мере увеличения интенсивности переработки пород возрастает диапазон размерности поровых каналов в результате их укрупнения, что сопровождается повышением ФЕС. Одновременно наблюдается усложнение структуры порового пространства по сравнению с исходной его структурой, обусловленной гранулометрией и сортировкой терригенного материала (фиг. 4). Большинство изученных коллекторов данного типа характеризуется очень широким (0,01-100 мкм и более) диапазоном размеров пор. При этом на основе стадиального анализа аутигенных минералов отчетливо устанавливается генетическая и возрастная гетерогенность порового пространства. Поры размером менее 8-10 мкм, что соответствует значениям нижнего предела эффективной пористости и проницаемости нефтеносных коллекторов, представляют собой реликты первичного (сформированного в седиментогенезе — диагенезе — раннем катагенезе) порового пространства. Минералогическими коррелятивами субкапиллярных пор. с которыми связана остаточная водонасыщенность, являются диагенетические -- раннекатагенетические глауконитовые гидрослюды, железистые хлориты, смектиты. Поры интервала 10—100 мкм и выше, судя по их морфологическим особенностям, связаны с вышелачиванием



Фиг. 4. Особенности структуры порового пространства обломочных пород шеркалинской свиты Талинской площади по данным ртутной порометрии

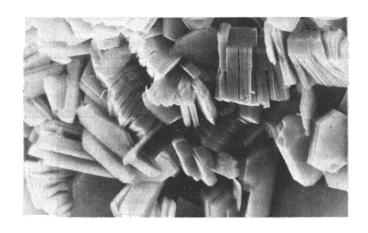
1 — коллектор I класса (гравелит силицит-кварцевый каверзно-пористый с диккитом и друзами кристаллов гидротермального кварца во вторичных пустотах, скв. 7612, гл. 2665 м); 2 — коллектор II класса (песчаник кварцевый разнозернистый пористый с триклинным каолинитом, диккитом и гидротермальным кварцем во вторичных порах, скв. 7612, гл. 2658 м); 3 — коллектор III класса (песчаник граувакко-кварцевый мелко- и среднезернистый с первичным моноклинным и вторичным триклинным каолинитом, скв. 7612, гл. 2707 м); 4 — (скв. 7612, гл. 2699 м); 5 — коллекторы V класса (малопроницаемые полимиктовые мелкозернистые песчаники с аллотигенным хлорит-гидрослюдисто-каолинитовым матриксом без признаков гидротермальных изменений, скв. 4987, гл. 2705)

глинистого и карбонатного цемента, различных обломков (кварц, полевые шпаты, слюды и др.), микроинъекций (глауконит, карбонаты) и секреционно-жильных выполнений (карбонаты, кварц, глинистые минералы). Максимально переработанные терригенные (обычно разнозернистые и грубообломочные) породы представляют собой диккит-каолинит-кварцевые метасоматиты со сложным пустотным пространством и широким развитием крупных (>50 мкм) пор и каверн. Величины вторичной пористости варьируют в широких пределах (от 3 до 20% и более) в зависимости от исходных седиментационных особенностей пород, режима и интенсивности гидротермальной переработки, минерального состава, количества, строения и физико-химических свойств новообразованных минеральных агрегатов.

Таким образом, минералы группы каолинита и кварца относятся к наиболее важным минералогическим индикаторам вторичных коллекторов. При этом не-

обходимо учитывать наличие их различных генераций, связанных с разными стадиями литогенеза.

Среди минералов группы каолинита выделяются две основные генерации, резко различные как по кристаллохимическим особенностям, так и по петрофизической роли. I генерация, представленная метагаллуазитом и структурнонеупорядоченным моноклинальным каолинитом, особенно характерна для континентальных угленосных плотных песчаников и алевролитов, поровое пространство в которых нередко полностью кольматировано глинистым веществом типа «файрклей». II генерация, в состав которой входят триклинный совершенный каолинит (значение коэффициента упорядоченности 0,90—1,35) и диккит, типична для грубообломочных и песчаных пород с явными петрофизическими (различные проявления анизотропии, диаклазы, вторичная кавернозность и пористость) и минералого-геохимическими признаками гипогенного метасоматоза. Помимо общеизвестных кристаллохимических и структурно-аргегатных различий, эти генерации резко отличаются друг от друга по: а) физико-химическим свойствам (теплота смачивания, удельная эффективная поверхность по воде и бензолу для вещества I генерации соответственно 4.5-6.8 кал/г, 150-200 м²/г и 36-45 м²/г, для II генерации — 1,8-2,1 кал/г, 65-75 и 15-18 м²/г); б) изотопному составу кислорода (для I генерации значение δ^{18} О равно $14 \div 16\%$, а для II — $9.5 \div 10\%$); в) корреляционным соотношением с другими компонентами породы (при четко выраженном взаимном антагонизме в распределении). В частности, наблюдается четкая прямая зависимость концентрации триклинного каолинита (диккита) в поровом пространстве с содержанием в породе лейкоксена и катаклазированного кварца, в то время как для I генерации такие зависимости нехарактерны. Это имеет четкий генетический смысл, поскольку процесс интенсивной лейкоксенизации ильменита, сфена и других минералов титана — это один из минералого-геохимических показателей воздействия на породу углеводородообразующих флюидов [12], а катаклазированный кварц (с облачным погасанием, полосками Бема и т. п.) является одним из наиболее чутких индикаторов тектоногеодинамической напряженности. Структурно-генерационное, физико-химическое и изотопно-геохимическое единство совершенного триклинного каолинита и диккита свидетельствует о тождественном механизме их формирования путем синтеза из обогащенных кремнием и алюминием термальных растворов. Более сложными представляются вопросы о парагенетических соотношениях между триклинным структурно-упорядоченным каолинитом и диккитом, а также оценка роли последнего как индикатора нефтеносности. Как показывают данные по закономерностям нефтеносности глубоких горизонтов Днепровско-Донецкой, Тимано-Печорской и других провинций, именно присутствие триклинного совершенного каолинита в глубокопогруженных (на глубинах свыше 4 км) песчаниках является главным минералогическим показателем нефтеносного коллектора, в то время как диккит там обычно является признаком сильно измененных непродуктивных пород. Для данного комплекса это правило нуждается в коррективах, поскольку здесь в некоторых образцах нефтеносных песчаников наряду с трыклинным каолинитом или даже вместо него установлен диккит, который тоже концентрируется в крупнопелитовой фракции, образуя разнообразные внутриворовые агрегаты во вторичных коллекторах (фиг. 5). Изучение стадийных соотношений между диккитом и триклинным каолинитом, данные экспериментальных исследований по трансформационным преобразованиям слоистых силикатов при повышенных давлениях и температурах [17] свидетельствуют о том, что именно триклинный упорядоченный каолинит является наиболее устойчивым из минералов данной группы, образуя вместе с нефтью самую позднюю генерацию во вторичных коллекторах. Диккит, формирование которого по комплексу признаков связано с наиболее высокотемпературными (до 260—280° С) для данной флюидно-породной системы гидротермами, при последующем охлаждении в значительной мере трансформировался в триклинный каолинит. В ряде случаев процесс



Фиг. 5. Диккит во вторично-поровом песчаном коллекторе (Талинская скв. 4034, гл. 2833—2840 м)

этого полиморфного перехода не доходил до конца. Таким образом, для юрских продуктивных комплексов СП, и прежде всего для шеркалинско-тюменского комплекса, диккит следует рассматривать совместно с триклинным высокоупорядоченным каолинитом как минералогический индикатор нефтеносных вторичных коллекторов. При этом целесообразно различать два аспекта. С петрофизической (физико-химической) точки зрения их присутствие благодаря минимальной по сравнению с другими глинистыми минералами гидрофильности и поверхностной активности, а также из-за рыхлой пористой структуры агрегатов (см. фиг. 5) сравнительно меньше ухудшает ФЕС, хотя и их повышенное содержание бесспорно относится к отрицательным факторам. Однако с поисковой точки зрения наличие диккита и триклинного каолинита как вместе, так и порознь — безусловно положительный признак гидротермальной переработки первоначально уплотненных и лишенных первичных коллекторских свойств терригенных пород.

Кварц — наиболее распространенный аутигенный минерал во вторичных коллекторах. При этом присутствуют несколько генераций аутигенного кварца, поскольку геохимические предпосылки его кристаллизации (сочетание резкого повышения концентрации кремнезема в поровых водах со снижением рН или температуры) возникали неоднократно на разных стадиях литогенеза.

Наиболее ранняя генерация аутигенного кварца отмечена в обогащенных углистым материалом аллювиальных русловых песчаниках. Он локализуется в виде контактно-поровых выделений и неравномерных по толщине регенерационных каемок. В данном случае формирование его связано с выжиманием из смежных глинистых отложений вод, обогащенных кремнеземом, растворимость которого резко снижается в кислой (наличие углистого материала, повышение рСО₂) среде обломочных отложений континентального генезиса. Поэтому раннее окварцевание является важным фактором снижения первичной пористости алевро-песчаных пород и их уплотнения. При наложенных эпигенетических процессах в ЛНЗ такие рано окварцованные породы становятся благоприятным субстратом для формирования вторичных коллекторов. В составе последних отмечено несколько различных по температурам генераций кварца, неоднократно регенерирующего обломочные зерна, формирующего жеоды хорошо ограненных кристаллов. Температуры гомогенизации ГЖВ кристаллов кварца варынруют от 100—120 до 260—280° С, что свидетельствует о неоднократном пульсирующем внедрении гидротерм и сложном палеогеотермическом режиме. Интенсивное окварцевание с полной закупоркой вторично-поровых каналов для этих пород не характерно. Поэтому гидротермальный кварц можно рассматривать как несомненно положительный фактор формирования вторичных коллекторов, поскольку он, во-первых, сопряжен с формированием вторичной пустотности (выщелачивание карбонатного,

Информативность аутигенно-минералогических признаков при разделении обломочных пород шеркалинской свиты на два класса (коллектор — неколлектор)

Номер признака (в порядке уменьше- ния информативности)	Признак	Коэффициент информативности
X_1	Суммарное содержание диккита и триклинно- го каолинита (фракция >0,005 мм)	0,932
<i>X</i> ₂	Содержание моноклинного каолинита (фрак- ция <0,001 мм)	0,910
<i>X</i> ₃	Содержание вторичного кварца (с температурой гомогенизации ГЖВ свыше 100° С)	0,875
<i>X</i> ₄	Суммарное содержание гидрослюдистых, хлоритовых, смектитовых минералов	0,810
X5	Содержание карбонатных минералов	0,525

глинистого и другого вещества), а во-вторых, способствует упрочнению гидротермально выщелоченных кавернозно-пористых пород-метасоматитов.

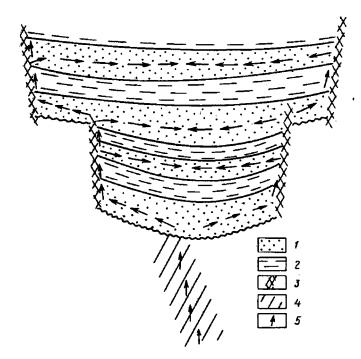
Карбонатизация для наложенных гидротермальных процессов в данном случае нехарактерна. С ней связано лишь весьма ограниченное формирование анкерита (ферродоломита, сидерита) в составе некоторых прожилков и включений. От диагенетических и протокатагенетических карбонатов, для которых значение δ^{13} С варьирует от +3,5 до —0,1%, а δ^{18} О — от +27 до +30%, гидротермальные карбонаты в породах юрских комплексов и фундамента резко отличаются более низкими значениями δ^{13} С (до —5,0 ÷ —10%) и особенно δ^{18} О (до +17% и ниже), в ряде случаев приближаясь к анкеритам гидротермальных рудных жил Фрейберга и Нагольного кряжа в Донбассе. По-видимому, в процессе пульсирующего многократного поступления гидротермальных флюидов и растекания их по проницаемым породам и нарушениям карбонатообразование, вследствие дегазации, падения ρ CO₂ и других факторов повышения ρ H происходило неоднократно. Однако основная часть формирующихся при этом минералов растворялась при последующем внедрении кислых гидротерм, включая и приход термальных углеводородных флюидов.

Незначительное участие сульфидов в составе гидротермальных парагенезов свидетельствует о дефиците сероводорода и тиокомплексов в составе глубинных флюидов. Отсутствуют также признаки интенсивного окисления (с сопутствующими процессами сульфатредукции в зоне криптогипергенеза) нефтяных углеводородов.

Более того, закономерные минералогические различия между продуктивными и непродуктивными (плотными или водоносными) терригенными породами создают реальные предпосылки для использования их в качестве индикаторов нефтеносности. Нефтеносные вторичные коллекторы, плотные и водоносные породы по векторам средних значений содержания диккита, упорядоченного триклинного каолинита, позднеэпигенетического кварца, лейкоксена, моноклинного неупорядоченного каолинита, сидерита и кальцита, «первичного» глинистого вещества (гидрослюда $1M_1$, 1Md, смешанослойные — смектиты) различаются с доверительной вероятностью 98,5%. При этом информативность отдельных минералогических индикаторов (с одной стороны, диккита триклинного каолинита и позднеэпигенетического кварца, с другой — первичного «глинистого» вещества, диагенетических — протокатагенетических карбонатов) настолько велика, что даже при использовании линейного дискриминантного метода достигается высокое (с коэффициентом информативности свыше 0,9) качество разделения обломочных пород на продуктивные и непродуктивные (табл. 1).

Все изложенные выше факты свидетельствуют о том, что формирование нефтеносных вторичных коллекторов-метасоматитов — это сложный многофазный процесс, который связан с геодинамической активизацией ДНЗ, сопровождался дилатантным предразрушением пород, явлениями естественного гидроразрыва и разнообразного трещинообразования, неравномерно выраженной глубокой гидротермальной переработкой различных типов пород и завершался нефтенакоплением.

Первая фаза этих наложенных преобразований завершилась формированием системы трещин ЕГР (с активизацией литогенетической и пластовой трещиноватости), представленных закрытыми, в некоторых случаях зачаточно- и слабостилолитизированными диаклазами, минерализованными ТППВ. Охарактеризованные минералогические и геохимические особенности последнего свидетельствуют о том, что явление ЕГР обусловлено внедрением высокоэнтальпийных (предполагаемый интервал температур 400—300° C) углекислых (агрессивных по отношению к карбонатам, полевым шпатам, слюдам) растворов, обогашенных углеводородно-радикальными компонентами, элементоорганическими комплексами, кремнеземом, глиноземом и целым рядом глубинных элементов («некогерентная» геохимическая ассоциация). В составе газов наряду с CO₂ и CH₄, по-видимому, была велика роль водорода, о чем свидетельствует широкое распространение явления водородного метасоматоза (присутствие «кислых» глин, повышенные содержания окклюдированного водорода в некоторых генерациях карбонатов, кварца). Приведенные выше данные позволяют предположить следующую последовательность процессов первой фазы: 1) внедрение глубингых минералообразующих флюидов по ослабленным зонам (латентные диаклазы; поверхности напластования, слоистости и слойчатости; дилатантно-разуплотненные породы; трещины отрыва и растяжения); 2) гидравлической разрыв (с формированием новообразованных трещин) некоторых наиболее прочных пород (карбонатов, раннеокварцованных песчаников), сопровождавшийся процессами растворения карбонатов, каолинизацией полевых шпатов и слюд (высокие рСО₂, пониженные рН); 3) скачкообразное падение давления (связанное с этим уменьшение pCO₂ и т. д.), растворение кварца (благодаря повышению pH при сохранении относительно высоких температур), перенасыщение флюида и выпадение коллоидального вещества; 4) закрытие трещин ЕГР, процессы перекристаллизации, формирование зеркал скольжения и т. п. Единичные определения абсолютного возраста ТППВ составляют 25—30 млн. лет (уран-свинцовый метод), что соответствует концу олигоцена — началу миоцена. Таким образом, внедрение флюидов происходило на глубинах, которые были меньше современных на 200-300 м при уже сформировавшейся региональной катагенетической зональности. Как правило, незначительная стилолитизация минерализованных ТППВ диаклазов при их закрытии обусловлена сравнительно небольшими (глубины <2.5 км) геостатическими давлениями. Появление сравнительно узких интервалов выщелачивания и системы закрытых трещин-швов (с пелитоморфными прокладками), играющих роль внутрипластовых экранов и способствующих перераспределению внутрипоровых давлений, определило «стиль» дальнейшего трещинообразования. Последнее обусловлено активизацией ДНЗ и внедрением гидротермальных флюидов на неотектонической стадии, с чем связана вторая фаза наложенных гипогенных преобразований. Преимущественно «стратиформный» характер гидротермальной проработки пород свидетельствует о режиме послойного растекания флюидов, поступающих по системе субвертикальных сбросов, что обусловлено преобладанием геодинамического режима растяжения (фиг. 6). Флюиды второй фазы, судя по комплексу связанных с ними минеральных новообразований и изменений, были представлены низко-, среднетемпературными (260—120° С) углекислыми гидротермами. Агрессивность как по отношению к карбонатам (признак их интенсивного растворения и выщелачивания), полевым шпатам,



Фиг. 6. Принципиальная схема движения гидротермальных растворов в шеркалинских отложениях (по данным метода электрического моделирования) I — обломочные породы; 2 — глины; 3 — грабенообразующие сбросы; 4 — флюидопроводящий разлом (канал внедрения восходящих гидротермальных растворов); 5 — направление движения (растекания гидротерм)

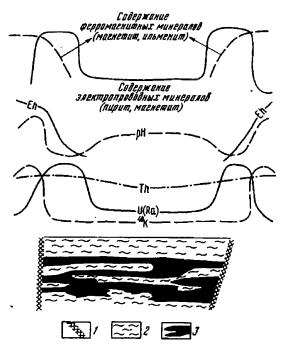
гидрослюдам и «первичному» глинистому веществу, так и по отношению к минералам кремнезема (интенсивное растворение обломочного и диагенетически-катагенного кварца и силикатов, формирование вторичного кварца) свидетельствует о том, что повышенные pCO₂ термальных вод сочетались с высоким щелочным резервом (благодаря присутствию, наряду с сульфатами и клоридами, гидрокарбонатов, а также боратов натрия и калия). Об этом свидетельствуют также признаки процессов адуляризации и альбитизации. В начале внедрения гидротерм благодаря высоким pCO₂ и пониженным (до 3—4) pH проявлялся преимущественно их кислый характер, что выражалось в интенсивной каолинизации обломочных полевых шпатов, слюд, монтмориллонит-гидрослюдистого и глауконитового глинистого вещества. По мере дегазации флюидов все сильнее проявляется их гидрохимически обусловленный высокий щелочной резерв, благодаря чему при снижении pCO₂ их pH могло повышаться до 8—9. В сочетании с еще достаточно высокими (>150° С) температурами это способствовало интенсивному растворению, выщелачиванию и переотложению кварца, а также натриевому и калиевому метасоматозу. Все это обеспечивало максимальную реализацию растворяющей и вышелачивающей функций гидротермальных вод по отношению к породам. Поэтому формирование вторичных коллекторов связано преимущественно со второй фазой, в то время как приход нефти в эти коллекторы произошел позже, при охлаждении флюидно-породной системы в юрских отложениях до современных температур (т. е. их снижение на 100—130° C) и возникновении значительной геобарической депрессии (до 10-20 МПа), что способствовало засасыванию углеводородных флюидов [1, 5]. Проблема определения их источников для данного комплекса, расположенного в интервале между подошвой баженовской свиты и кровлей разновозрастных формаций палеозойского промежуточного комплекса и докембрийского кристаллического фундамента относится к числу наиболее дискуссионных.

Содержание макро- и микроэлементов в сухих остатках, полученных при выпаривании проб пластовых вод, отобранных в скважинах Талинской площади (по данным количественного спектрального анализа), %

2		Номера скважин	
Элемент	5370	5452	5457
Кальций	20	20	20
Натрий	5	5	5
Кремний	5	5	7
Алюминий	2	0,5	1,5
Железо	0,1	20	0,1
Барий	0,5	0,2	0,03
Стронций	0,15	0,5	0,5
Магний	0,1	0,5	0,2
Марганец	0,0015	0,07	0,015
Титан	0,05	0,002	0,003
Бор	0,005	0,15	0,007
Цирконий	0,007	0,005	0,005
Никель	0,0001	0,0005	0,0002
Ванадий	0,0003	0,0003	0,0003
Хром	0,0001	0,0007	0,0001
Медь	0,0001	0,00015	0,002
Молибден	_	0,001	_
Германий	_	_	0,0002

Для решения этой проблемы решающее значение имеет углубленное геохимическое изучение нефтей (исследования В. С. Вышемирского, А. Э. Конторовича, С. И. Голышева, О. С. Стасовой и др.). В частности, в этом отношении информативны изотопно-геохимические показатели. Так, по данным С. И. Голышева и Л. В. Лебедевой (1984 г.), диапазон колебаний δ^{13} С нефтей домеловых комплексов центральных (СП) и южных районов Западной Сибири составляет: 1) от -30,1 до -34,5% (верхнеюрские отложения); 2) от -27,7 до -31,4% (триасовые, нижне- и среднеюрские отложения); 3) от —28,3 до —30,8% (палеозойские карбонатные формации) и 4) от -27,5 до -29,3% (коры выветривания пород кристаллического фундамента и промежуточного комплекса, разуплотненные магматические породы). Данные А. Е. Лукина и Ф. И. Березовского (1990 г.) свидетельствуют о близости нефтей Талинского месторождения (δ^{13} C от —28,7 до -29,9%, δD - 160%) к нефтям из Варьеганского и других месторождений, залежи которых приурочены к палеозойским и докембрийским породам (б¹³С от -28,9 до -30,7%, δD от -150 до -160%). Таким образом, особенности изотопного состава свидетельствуют о несомненной близости нефтей рассматриваемого комплекса (в частности, Талинского месторождения) к нефтям из вторичных коллекторов в палеозойских карбонатных формациях и разуплотненных кристаллических породах, при явном их отличии от нефтей баженовской свиты. Следовательно, и формирование вторичных коллекторов талинского типа и его заполнение нефтью — это стадии единого гипогенно-гипогенетического процесса, терминальной фазой которого является нефтенакопление. Впрочем, это не исключает принципиальной возможности формирования нефтяных месторождений данного типа в соответствии с другой системой (нисходящий поток углеводородных флюидов и вод вследствие засасывания их в охлаждающиеся «гидротермальножильные» резервуары).

Следует отметить, что современные подземные воды в юрских отложениях на Талинской, Ем-Еговской и других площадях характеризуются гидрогеохимической пестротой, что свидетельствует о нестационарном состоянии флюиднопородной системы и о процессах смешения «отработанных» гидротермальных флюидов с подземными водами. Подтверждением вышесказанного являются дан-



Фиг. 7. Принципиальная схема изменения аномалиеобразующих минералого-геохимических параметров на Талинской площади I — сбросы; 2 — нижне- и среднеюрские терригенные отложения; 3 — нефтяные залежи в гидротермально переработанных породах

ные изучения трех проб пластовых вод, отобранных из талинских скв. 5370, 5457, 5452. Минерализация этих вод составляет менее 15 г/л, гидрохимический тип гидрокарбонатно-сульфатный натриево-кальциевый, что, в общем, обычно для данного сравнительно неглубоко залегающего комплекса. В соответствии с гидрохимическим составом в целом находятся и данные рентгеноструктурного изучения фазово-минерального состава сухих остатков, полученных при выпаривании этих проб воды. Однако среди солей сухого остатка наряду с сульфатами и карбонатами кальция и натрия, по данным рентгеноструктурного дифференциально-термического и химического анализов, отмечены признаки присутствия целестина, кимрита (силикат бария), алуногена (сульфат алюминия) и др. Самое важное — присутствие в составе сухих остатков глиноподобного материала, представленного обезвоженным (по-видимому, вследствие перегрева сухого остатка при выпаривании) галлуазитом-метагаллуазитом (рефлекс 7,69 Å и др.), а также рентгеноаморфными и плохоокристаллизованными фазами типа аллофанов. Это подтверждается также повышенным содержанием кремния и алюминия в сухих остатках (табл. 2). О специфических гидрогеохимических особенностях этих вод свидетельствуют данные о резко повышенных концентрациях бора, стронция, бария, фосфора, титана, ванадия, хрома, циркония, германия, т. е. отмечены признаки частичного сохранения аномальной «некогерентной» геохимической ассоциации, которая столь ярко проявлялась в продуктах минерализации первой фазы наложенного гипогенного эпигенеза.

ОКОЛОНЕФТЯНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ И ИХ РОЛЬ ПРИ ПОИСКАХ И РАЗВЕДКЕ НЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДАННОГО ТИПА

Все изложенные данные свидетельствуют о том, что формирование нефтеносных коллекторов в юрских терригенных отложениях сопровождалось глубокими литофизическими и минералого-геохимическими преобразованиями вмещающих пород с замещением их в конечном счете трещиновато-кавернозно-пористыми

диккит-каолинит-кварцевыми метасоматитами. Значительные масштабы этих процессов и обусловленные ими сопряженные глубокие минералого-геохимические преобразования (фиг. 7) при сравнительно небольших глубинах залегания позволяют рассчитывать на наличие здесь системы крупных прямопоисковых геофизических аномалий. Установленное Р. М. Бембелем отражение этих нефтеносных породных массивов в виде «мутных» полос на временных разрезах МОГТ должно сочетаться, как показывают результаты предварительных расчетов, с отрицательными гравиметрическими аномалиями. Уменьшение содержания гидрослюдистых и смектитовых минералов (вплоть до полного их исчезновения в наиболее нефтенасыщенных вторичных коллекторах) сопровождалось резким изменением физико-химических свойств пород, и прежде всего резким уменьшением их естественной электрохимической (диффузионно-адсорбционной и фильтрационной) активности. Наряду с нефтенасыщенностью и отмеченными выше гидрохимическими особенностями, это позволяет ожидать здесь крупные геоэлектрические аномалии, а следовательно, рассчитывать на эффективность применения методов электроразведки при поисках и разведке нефтяных залежей в данном комплексе.

Отмечены существенные изменения магнитных свойств гидротермально переработанных нефтеносных пород. Резкое уменьшение магнитной восприимчивости диккит-каолинит-кварцевых метасоматитов по сравнению с исходными обломочными породами обусловлено совокупным влиянием разложения фемических минералов (биотита, амфибола и др.) и глауконита, лейкоксенизации ильменита и исчезновением других черных минералов, широко распространенных здесь в виде погребенных аллювиальных и морских россыпей. Следовательно, зоны наибольшей гидротермальной проработки и максимальной нефтенасыщенности должны характеризоваться четкими геомагнитными аномалиями в результате снижения магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности пород.

Данные гамма-спектрометрического анализа свидетельствуют о коренных изменениях естественной радиоактивности. Исходные юрские терригенные отложения характеризуются повышенными значениями калиевой радиоактивности. а также обычным для полифациальных паралических толщ диапазоном значений урановой (уран-радиевой) и ториевой радиоактивностей. В различной степени гидротермально измененные породы характеризуются резким снижением (вплоть до полного отсутствия) калиевой и повышением ториевой радиоактивности вследствие интенсивного выноса щелочей и накопления элементов-гидролизатов, к которым наряду с алюминием, титаном и др. относится торий). Резко возрастает контрастность уран-радиевой активности из-за интенсивного выноса урана и радия при гидротермальном разложении глинистого вещества, обломочного материала, угольных включений и накопления его на геохимических барьерах мигрирующих во времени водонефтяных контактов, а также в твердобитумной минерализации. Все это, во-первых, позволяет рассчитывать на высокую эффективность наземной радиометрии при оконтуривании зон максимальной гидротермальной проработки, а во-вторых, свидетельствует о целесообразности проведения в скважинах спектрометрического радиоактивного каротажа, поскольку другие виды ГИС не позволяют однозначно выделять диккит-каолинит-кварцевые метасоматиты, развитые по обломочным породам.

Наряду с минералого-геохимически обусловленными геофизическими аномалиями необходимо подчеркнуть наличие здесь и разнообразных собственно геохимических аномалий. В частности, установленная интенсивная зараженность ртутью как нефтеносных, гидротермально измененных пород [14], так и подземных вод продуктивных горизонтов (работы В. М. Матусевича, А. А. Розина и др.). Это позволяет рассчитывать на эффективность газортутной съемки при поисках и разведке нефтяных залежей в юрских отложениях и породах фундамента.

Изложенный материал свидетельствует о весьма сложной истории литогенеза терригенных юрских отложений СП. Степень их региональных (автогенетических) изменений соответствует стадиям ПК2—МК1. При этом интенсивность уплотнения и упорядочения пород в большой мере определяется их первичными седиментационными и диагенетическими особенностями. К максимально уплотненным (упрочненным) относятся: несортированные псефиты базальных слоев шеркалинской свиты, раннеокварцованные угленосные и подугольные песчаники (алевролиты), песчаники, алевролиты и ритмиты с карбонатным цементом. Именно в этих группах пород локализуются тектоногеодинамические напряжения в зонах ДНЗ и основные проявления гидротермального метасоматоза.

На неравномерно уплотненные вследствие диа- и катагенетических процессов отложения в зонах ДНЗ накладываются многофазные гипогенные процессы, включающие: дилатантное предразрушение пород, формирование слабостилолитизированных трещин ЕГР и открытой квазипластовой трещиноватости, гидротермальная переработка пород. Это приводит к неравномерно выраженным глубоким петрофизическим и минералого-геохимическим преобразованиям пород с формированием системы диаклазов (появление резко выраженной фильтрационной анизотропии) и гидротермальных метасоматитов. Наиболее высокими ФЕС обладают диккит-каолинит-кварцевые метасоматиты, развитые по полимиктовым грубообломочным и несортированным грубообломочно-песчаным породам шеркалинской свиты.

Гидротермальные растворы отличались сочетанием высокого щелочного резерва с резко повышенными $p\mathrm{CO}_2$ (при отсутствии сероводорода и тиокомплексов), что способствовало их резко выраженной агрессивности по отношению как к карбонатному, так и к силикатно-кремнеземному минералогическому веществу. Вследствие преобладающего режима растяжения грабенов внедрение гидротерм сопровождалось их послойным растеканием, с чем и связан преимущественно стратиформный характер нефтеносных горизонтов. Секущие по отношению к первоначальному напластованию отложений собственно жильные формы ловушек для нефтеносных юрских терригенных отложений СП не характерны.

Терминальный (по отношению ко всем гидротермальным изменениям пород и новообразованиям) характер нефтенакопления не вызывает сомнений. Однако вопрос об источниках углеводородов является дискуссионным. Принципиально возможны варианты как их «засасывания» (вследствие тектоно-кессонного и гидротермально-адиабатического процессов) из вышележащей баженовской свиты, так и поступления нефтеформирующих флюидов из палеозойских комплексов. Имеющиеся данные свидетельствуют о существенных изотопно-геохимических различиях нефтей баженовской свиты и юрских терригенных отложений.

С многофазными тектоно-геодинамическими и гидротермальными процессами связаны столь существенные петрофизические и минералого-химические изменения юрских терригенных отложений и гидрогеохимические преобразования подземных вод, что это обусловило возникновение системы сопряженных геофизических и геохимических аномалий. Четкие представления об их природе и пространственных соотношениях с нефтяными залежами создают предпосылки для повышения эффективности прямых методов при поисках и разведке месторождений данного типа как в Западной Сибири, так и в других регионах.

Список литературы

- Белкин В. И., Медведский Р. И. Жильный тип ломушек нефти и газа//Сов. геология. 1987. № 9. С. 25—34.
- 2. Галимов Э. М. Геохимия стабильных изотонов углерода. М.: Недра, 1968. 224 с.
- 3. Гольдберг А. В., Маркова Л. Г., Полякова И. Д. и др. Палеоландшафты Западной Сибири в юре, мелу и палеогене. М.: Наука, 1968. 150 с.

- 4. Желтов Ю. П. Деформации горных пород. М.: Недра, 1966. 197 с.
- 5. Зубков М. Ю., Дворак С. В., Романов Е. А. и др. Гидротермальные процессы в шеркалинской пачке Талинского месторождения (Западная Сибирь)//Литология и полез. ископаемые. 1991. № 3. С. 122—132
- 6. Катагенез и нефтегазоносность. Л.: Недра, 1981. 240 с.
- 7. Костов И. Минералогия. М.: Мир, 1971. 584 с.
- Лукин А. Е. Об оруденении гидротермального типа в каменноугольных отложениях Днепровско-Донецкой впадины//Полезные ископаемые Украины. Киев: Наук. думка, 1965. С. 337—339.
- 9. Лукин А. Е. Гипогенный аллогенез и его роль в нефтегазообразовании на больших глубинах//Нефтегазообразование на больших глубинах. М.: Изд-во МГУ, 1986. С. 166—167.
- Лукин А. Е. О природе стилолитов в глубокозалегающих нефтегазоносных толщах//Геол. журн. 1986. Т. 46. № 3. С. 127—134.
- 11. Лукин А. Е. Литогеодинамические факторы нефтегазонакопления в авлакогенных бассейнах: Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Киев: ИГН АН УССР, 1989. 74 с.
- 12. Лукин А. Е., Поляк Р. Я. Формирование коллекторских свойств пород в зависимости от их минералогического состава//Роль минералогических исследований в поисках и разведке нефтяных и газовых месторождений. Киев: Наук. думка, 1976. С. 112—116.
- 13. Лукин А. Е., Луговая И. П., Загнитко В. Н. Природа палеогеотермических критериев нефтегазоносности//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 4. С. 113—125.
- 14. Лукин А. Е., Гарипов О. М. О Среднеобском ртутном поясе Западной Сибири//Докл. РАН. 1992. Т. 325. № 6. С. 1198—1201.
- 15. Поспелов Г. Л. Элементы геологического подобия нефтяных и флюидогенных рудных месторождений//Геология и геофизика. 1963. № 11. С. 3—22.
- Ровнина Л. В. Методика определения исходного типа и уровня катагенеза органического вещества палинологическим методом//Современные аспекты применения палинологии в СССР. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1983. С. 34—38.
- 17. Франк-Каменецкий В. А., Котов Н. С., Гойло В. А. Трансформационные преобразования слоистых силикатов при повышенных P-T параметрах. Л.: Недра, 1983. 151 с.
- 18. Холодов В. Н. О терминах, применяемых при изучении вторичных изменений осадочных пород//Литология и полез. ископаемые. 1970. № 6. С. 91—102.

Институт геологических наук АН Украины, Киев Поступила в редакцию 10.XI.1992

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 5. 1994

УЛК 551.351:551.762(479)

© 1994 Гаврилов Ю. О.

нижне- и среднеюрский дельтовый осадочный комплекс северо-восточного кавказа.

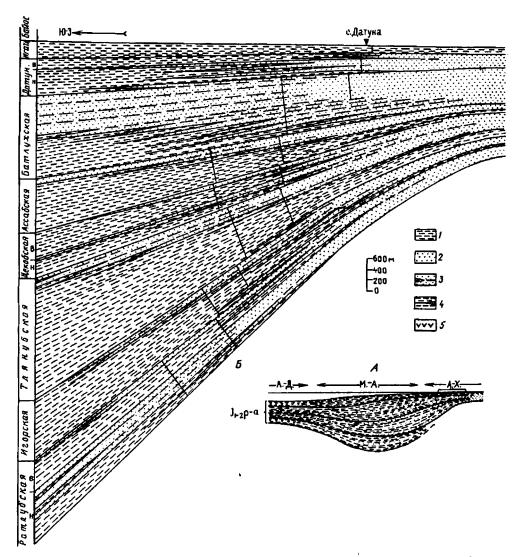
СООБЩЕНИЕ 2. ДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ КОМПЛЕКСА

Рассмотрена динамика развития процесса накопления отложений дельтового осадочного комплекса. Показано, что структура мощной многокилометровой терригенной толщи формировалась в результате взаимодействия таких факторов, как прогибание ложа водоема, колебания уровня моря, поставка палеорекой в водоем значительных масс осадочного материала. Оценена величина реальных скоростей осадконакоплении с средних скоростей накопления осадочных толщ, значительные различия между которыми связаны с многочисленными эпизодами размыва отложений в условиях активной потоковой гидродинамики.

Дагестанская палеорека обусловливала формирование подводного конуса выноса на обширной территории Восточного Кавказа и, соответственно, в значительной мере определяла структуру и состав мощной осадочной толщи, формировала геохимический облик отложений; накопление приносимых ею огромных масс терригенного материала в свою очередь, очевидно, оказывало влияние на прогибание ложа бассейна. Таким образом, деятельность палеореки выступала как важный геологический фактор, имевший первостепенное значение для развития региона. В связи с этим важно оценить временные и пространственные рамки существования палеодельты. Как отмечалось в сообщении 1 [5], влияние палеореки на осадконакопление, особенно отчетливо проявившееся в тоаре раннем аалене, в дальнейшем — позднем аалене — начале раннего байоса постепенно ослабевало вследствие развития эвстатической трансгрессии и перемещения дельты к северу или северо-востоку. В начале раннего байоса произошла тектоническая перестройка района Большого Кавказа, сопровождавшаяся быстрой трансгрессией моря на северную сушу, в результате чего дельта переместилась к северу почти на 300 км. Вследствие этих перемен в байосе — бате непосредственное влияние на осадконакопление палеорека оказывала в основном на территории Северо-Восточного Предкавказья.

Решение вопроса о дотоарском этапе существования палеореки осложняется тем, что в Агвали-Хивской структурно-фациальной зоне (СФЗ)¹, где отложения демонстрируют наиболее отчетливо выраженные признаки принадлежности их к авандельтовому осадочному комплексу, толщи, более древние, чем тоарские не вскрываются. Вместе с тем в соседней с юга Метлюта-Ахтычайской СФЗ (фиг. 1, A), отделяющейся в настоящее время от Агвали-Хивской СФЗ крупным разломом, помимо тоар-ааленских отложений обнажается верхнеплинсбахская толща, общая видимая мощность которой достигает 3 км (основание лейаса не вскрыто). По данным, приведенным в работе [7], структура сложнодислоцированной домерской толщи в наиболее полном разрезе на хребте Керан такова, что в ней выделяются восемь циклов, отделенных друг от друга резкими границами и имеющих «регрессивный» облик: в нижней части циклов развиты глинистые сланцы, выше появляются прослои алевролитов и песчаников, и, наконец, в

¹ Выделение структурно-фациальных зон дано по [13].



Фиг. 1. Схема строения лейас-ааленской толщи Дагестана вкрест простирания палеобассейна в пределах разных структурно-фациальных зон (A) и структура дельтового осадочного комплекса в центральной части Агвали-Хивской структурно-фациальной зоны (Б)

I — глинистые и глинисто-алевритовые породы; 2 — песчаники; 3, 4 — выклинивание и внемасштабное изображение слоев (3 — слои глинисто-алевритовых пород в песчаниках, 4 — песчаники в глинисто-алевритовых отложениях); 5 — горизонты лав толеитовых базальтов и их лавобрекчий в пределах А-Д СФЗ; отрезками, перпендикулярными к залеганию слоев, показано примерное положение изученных разрезов разных свит. Для удобства изображения увеличение мощности свит в юго-западном направлении на профиле показано в уменьшенном виде по сравнению с реальным градиентом изменения мощности отложений. Положение профиля Б на профиле А показано фигурной скобкой. Длина профиля Б около 40 км. Структурно-фациальные зоны: А-Х — Агвали-Хивская, М-А — Метлюта-Ахтычайская, А-Д — Алазань-Диндидагская

кровле часто залегают одна или несколько пачек массивных песчаников мощностью 10—40 м; мощность циклов 250—750 м. Причем с востока (от Аварского Койсу, где наблюдается максимальное содержание песчаников в составе нескольких циклов) на запад уменьшается песчанистость отложений и одновременно увеличивается их мощность, однако общий характер цикличности сохраняется. В направлении с севера на юг песчаники и пачки флишоидного чередования глинистых сланцев и песчаников замещаются пачками глинистых и полосчатых

глинисто-алевролитовых сланцев; в то же ві емя увеличивается мощность циклов. Таким образом, для верхнеплинсбахской толщи в целом характерны те же особенности структуры, что и для авандельтовой тоарской — цикличность «регрессивного» типа, уменьшение песчанистости в южном и западном направлениях при параллельном увеличении мощности отложений. В связи с этим можно достаточно обоснованно считать, что в позднеплинсбахское время осадконакопление в северо-восточной части бассейна Большого Кавказа также происходило под влиянием дельты, предшественницы тоар-ааленской дельты. Кроме того, нам представляется вполне допустимым предполагать существование речной системы, дренировавшей область Северо-Восточного Предкавказья и ранее — очевидно со времени заложения прогиба Большого Кавказа, т. е., видимо, с синемюра.

Территория, на которой осадочные толщи формировались под непосредственным влиянием дагестанской палеореки занимала весьма значительную площадь. На юго-востоке района авандельтовый комплекс протягивается до южного края Агвали-Хивской СФЗ, а его дистальные части проникают в пределы Метлюта-Ахтычайской СФЗ, о чем свидетельствует ряд общих черт в строении свит, выделяемых в этих зонах [14]. Таким образом, в современной структуре Восточного Кавказа влияние дагестанской палеореки на осадкообразование местами прослеживается вплоть до северных склонов Главного хребта. На западе отложения авандельты протягиваются по крайней мере до бассейна р. Аргун. Далее к западу (в бассейнах рек Асса, Армхи) появляются свидетельства поставки осадочного материала из других источников, не связанных с дагестанской авандельтой. На это, в частности, указывает изменение ориентации подошвенных бороздковых текстур, а соответственно, и направления потоков, приносивших осадочный материал, с юго-западного и иногда западного в Центральном Дагестане на преимущественно южное, что, видимо, было обусловлено деятельностью относительно небольших рек, стекавших с северной суши. Взаимодействие дистальных частей дагестанского подводного конуса и, очевидно, существовавших здесь местных, относительно небольших конусов, определило возникновение довольно сложных взаимоотношений между различными геологическими осадочными телами, с чем и связаны существующие трудности в корреляции стратиграфических подразделений Дагестана и выделяемых в соседних с запада районах. Фактически деятельность дельты определяла условия осадконакопления на территории всей Агвали-Хивской СФЗ, а переход этой зоны к западу в иную — Дигоро-Осетинскую СФЗ обусловлен постепенным ослаблением ее влияния на седиментацию. С северо-запада на юго-восток область влияния дагестанской палеореки протягивалась не менее чем на 250 км. Естественно, на этой обширной теорритории обстановки осадконакопления различались. Как отмечалось при рассмотрении строения слагающих авандельтовый комплекс свит [5, 14], их мощность также существенно менялась на площади, увеличиваясь от разрезов, относительно приближенных к наземной дельте, к более удаленным. Эта тенденция хорошо видна при сравнении мощностей свит, приведенных в табл. 1: от района р. Аварское Койсу — Каракойсу к западу и юго-востоку происходит 1,5—3-кратное их возрастание. Эта же тенденция прослеживается и в юго-западном направлении, что ясно проявляется при сопоставлении разрезов отложений авандельтового комплекса, накопившихся на разном расстоянии от берега (табл. 2). Учитывая закономерные изменения мощностей и литологического состава отложений [5, 14], общую картину строения тоар-ааленской толщи в направлении более мористых частей водоема (вкрест простирания палеосклона) на участке в несколько десятков километров можно представить в виде схематичного профиля (район Аварского Койсу), показанного на фиг. 1, Б. Далее в юго-западном направлении происходило дальнейшее увеличение мощности толши и уменьшение песчанистости отложений. Напротив, к северо-востоку от современных выходов на поверхность отложений тоара — аалена интенсивность прогибания уменьшалась и, судя по среднему градиенту изменения мощностей свит (см. табл. 2), в разное время через 15-30 км область интенсивного прогибания сменялась более стабильной территорией,

		Агвали-Хивская СФ	3	M
Свиты	Андийское Кой- суАргун	Аварское Койсу	Чирахчай—Самур	Метлюта- Ахтычайская СФЗ
Игатлинская	100	130	700—950	1000
Датунская	400—700	420	14001900	2500
Батлухская	1300	1010—1160	3500	22502550
Ассабская	800-850	500	350—700	8001000
Цекобская	700—800	350	?	500—900
Тлянубская	1250—1600	1150	?	1000

^{*} Мощности приведены по [14], а также по данным автора.

Таблица 2 Изменение мощности свит и подсвит в разрезах, в различной степени удаленных от наземной палеодельты (район р. Аварское Койсу)

	Расстояние	Мощн	ость, м	Daa	Градиент из-
Свита, подсвита	между разре- зами, км	северные раз- резы	южные разре- зы	Различия в мощности, м	менения мощ- ностей, м/км
Ассабская	7	480500	720	200220	~31
Цекобская	6	340	500	160	~27
Тлянубская	4	700	1150	450	~112
Нижняя глини- стая часть тля- нубской свиты*	10	550	1250	700	~70
Верхнератлубская	5	190	300	110	~22

^{*} По оценке Д. И. Панова [14].

где формировалась преимущественно наземная часть дельты в виде достаточно обширной аккумулятивной равнины, подвергавшейся частичному затоплению в периоды трансгрессий.

Современные модели строения толщ (в частности, авандельтовых комплексов) в осадочных бассейнах показывают, что по мере удаления от берега, после их значительного раздува, приуроченного к зоне склона водоема, происходит заметное сокращение мощности [12 и др.]. Сходная тенденция устанавливается и для J_{1-2} Восточного Кавказа: если в Метлюта-Ахтычайской СФЗ суммарная мощность верхнеплинсбахских (~3000 м [7]) и тоар-ааленских отложений (см. табл. 1) превышает 10 000 м, то в пределах Алазань-Диндидагской СФЗ, соответствовавшей осевому трогу раннеюрской — ааленской геосинклинали, мощность отложений того же возраста составляет не более 4000 м [1, 14, 16] (см. фиг. 1, А). Причем отложения осевого трога заметно отличаются от развитых в смежных СФЗ: здесь в верхнеплинсбахской — нижнетоарской и ааленской глинистых толщах залегают горизонты лав толеитовых базальтов и их лавобрекчий, достигающих мощности в несколько сотен метров и сопровождающихся диабазовыми силлами [13]. Вместе с тем в толще верхов нижнего тоара — верхнего тоара, представленных в основном флишоидными песчано-алевритово-глинистыми отложениями, встречаются пачки массивных песчаников [13, 16], которые, видимо, генетически связаны с деятельностью дагестанской авандельты. Увеличение мошности осадочной толщи в пределах Метлюта-Ахтычайской СФЗ (см. фиг. 1) может свидетельствовать о происходившем здесь под влиянием веса осадков авандельты изостатическом прогибании.

Аммонитавые Зоны	Свиты	1 .	<i>MOCRE</i>
Sowerbyi	Кумухская	10 MCH	cel.
Concavum	Heampunckan		150
Murchisonae	Датунская		110 330
Opalinum	Батлухская		1100
Levesquei	Accascnas	728	500
Thouarsense	Цековская	250 220	204 148
Variabilis	Тлянубская	1200	780
Bifrons	Нгорская	500	-
Falcifer	Ратлубская	<u>190</u> >400	
Tenuicostatum	} <u>-</u> -	٠-٠	I

Фиг. 2. Схема изменения факторов, влиявших на формирование осадочной толщи I — кривые прогибания ложа лейас-ааленского водоема, построенные по южной (A) и северной (B) сериям разрезов в бассейне р. Аварское Койсу; II — кривая колебаний уровня моря для бассейна Большого Кавказа (интервал колебаний измеряется несколькими десятками метров); III — предполагаемые сверхциклы в строении лейасовой толщи. В колонке «мощность» в числителе приведены значения для верхней части свиты, в знаменателе — для нижней

Для всей многокилометровой толщи верхнего плинсбаха, тоара и аалена в пределах Метлюта-Ахтычайской и особенно юго-западной части Агвали-Хивской СФЗ характерна определенного рода цикличность, обусловленная совокупностью циклов в подавляющем своем большинстве регрессивного типа, для которых характерно закономерное увеличение снизу вверх по разрезу песчанистости отложений [5, 7, 14]. Образование нижних и верхних частей этих осадочных циклов происходило в существенно различных обстановках: на начальных этапах они формировались на фоне быстро развивавшихся трансгрессий, которые в дальнейшем прекращались и сменялись периодами выдвижения в водоем дельты дагестанской палеореки. Развитие трансгрессий или регрессий, их скорость и масштаб обусловливались совокупным действием нескольких факторов.

ФАКТОРЫ, КОНТРОЛИРОВАВШИЕ ДИНАМИКУ ФОРМИРОВАНИЯ ДЕЛЬТОВОГО ОСАДОЧНОГО КОМПЛЕКСА

За сравнительно короткий срок (поздний плинсбах — аален) накопилась очень мощная толща терригенных осадков. Ее образование было возможным только в условиях интенсивного прогибания ложа водоема. По строению прежде всего тоар — ааленской толщи можно судить о том, что прогибание происходило не равномерно, а импульсно: вначале темпы прогибания были максимальными, в дальнейшем процесс замедлялся или даже прекращался вовсе (фиг. 2, 1). Быстрое импульсное прогибание дна водоема было основным фактором развития региональных трансгрессий, определявших характер седиментации на начальных этапах формирования осадочных циклов 1-го порядка [5]. Трансгрессии влияли на деятельность дельты тем, что подтопляли или даже обусловливали общее ее отступание, сопровождавшееся резким уменьшением выноса в водоем грубозернистого материала, в связи с чем трансгрессивные этапы характеризовались в основном накоплением глинисто-алевритовых осадков. Противоположное влияние на миграцию береговой линии, а соответственно, и на развитие трансгрессий оказывал такой фактор, как вынос рекой значительных масс осадочного материала, который стремился надстраивать дельту,

тем самым обусловливая ее рост и выдвижение в водоем. Если на этапах интенсивного прогибания трансгрессии оказывались доминирующим процессом, то по мере замедления прогибания или его прекращения начиналось выдвижение дельты, сопровождавшееся усилением поставки в бассейн седиментации песчаного материала, который существенно обогащал верхние части циклов, образовавшихся за один этап прогибания.

Взаимодействие этих факторов — неравномерного импульсного прогибания и выноса рекой значительных масс осадочного материала явилось основной причиной образования крупных регрессивных по структуре ритмов 1-го порядка.

Однако при значительном сходстве строения циклов существуют и некоторые различия между ними. Так, например, разные эпизоды выдвижения дельты в водоем существенно различались степенью проградации: в одних случаях она была сравнительно слабой, в других — приводила к образованию мощных песчаниковых толщ, местами угленосных; кроме того, для некоторых свит (например, датунской) не характерно отчетливо выраженное «регрессивное» строение. Эти и некоторые другие особенности формирования разных свит были обусловлены действием еще одного фактора, регулировавшего динамику развития трансгрессий и регрессий — э в с т а т и ч е с к и м и к о л е б а н и я м и у р о в н я м о р я (см. фиг. 2, II).

Вопрос о влиянии эвстатических колебаний на осадконакопление в водоемах Кавказа рассматривался ранее [4]. Было показано, что наиболее значительное по масштабам выдвижение дагестанской дельты в самом конце тоара — начале аалена было связано с происходившим в то время падением уровня моря. Этот регрессивный эпизод зафиксирован не только во многих разрезах J₁₋₂ Кавказа, но и Западной Европы и других районов мира [4, 24, 25]. В пределах Северо-Восточного Кавказа значительные массы песчаного материала, скопившиеся в предшествующий период в дельтовой области на периферии водоема, при понижении базиса эрозии начали активно размываться и выноситься в водоем, способствуя разрастанию и быстрому выдвижению дельтовых фаций в область преимущественно морского осадконакопления. Другой эпизод, с которым связано выдвижение в водоем дельты, соответствует времени образования существенно песчаниковой нижней части ратлубской свиты и обусловлен падением уровня моря в начале раннего тоара [4, 24]. В тоарском разрезе авандельты значительная обогащенность песчаным материалом характерна также для верхней части тлянубской свиты, которая, как отмечалось ранее [5], также накапливалась в обстановке существенного выдвижения дельты в водоем. Этот эпизод датируется низами зоны Gr. thouarsense и был, видимо, относительно кратковременным. То, что в это время действительно происходило понижение уровня моря, подтверждается литологическими данными из других районов Северного Кавказа. Так, в пределах Дигоро-Осетинской СФЗ в некоторых разрезах тоара (реки Урух, Ардон) обнаружены свидетельства существенного обмеления водоема, приведшего, в частности, к образованию горизонтов с биогермами. По фауне аммонитов период обмеления датируется зоной Gr. thouarsense (определения В. П. Казаковой), т. е. по времени совпадает с накоплением верхней части тлянубской свиты. Таким образом, эвстатические понижения уровня моря, в тех случаях, когда они совпадали по времени с этапами замедления прогибания ложа водоема, способствовали наиболее значительному выдвижению дельты в водоем.

Эвстатическое повышение уровня моря оказывало различное по характеру влияние на формирование толщи, что зависело от того, что совпадает с ним — периоды интенсивного прогибания или его замедления. Так, например, нижнетоарская игорская свита в целом образовалась на фоне повышения уровня моря. На начальном этапе формирования свиты, когда ложе водоема быстро прогибалось, оба этих процесса способствовали развитию трансгрессии и миграции дельты к северо-востоку. В дальнейшем при замедлении прогибания началось постепенное выдвижение дельты в водоем, что, однако, в некоторой степени сдерживалось продолжающимся эвстатическим повышением уровня моря. Таким образом, на

накопление толщи в это время влияли процессы как бы разного знака, имевшие противоположную направленность. В результате произошло относительно умеренное обогащение песчаным материалом верхней части свиты. Напротив, на следующем этапе (при формировании тлянубской свиты) начавшееся интенсивное прогибание дна водоема совпало с продолжающимся и, видимо, усилившимся подъемом уровня моря, что привело к развитию мощной трансгрессии и существенному перемещению дельты к северо-востоку; в результате этого образовалась наиболее мощная глинистая толща во всем разрезе тоара (см. фиг. 1).

Располагавшаяся к северо-востоку от области интенсивного прогибания более стабильная территория, на которой формировалась аккумулятивная равнина, во время импульсов интенсивного прогибания в более южных частях бассейна также вовлекалась в погружение, но его величина была сравнительно невелика (видимо, не более первых десятков метров). Тем не менее этого было достаточно для развития быстрых трансгрессий. Колебания уровня моря были сопоставимы по своей амплитуде с прогибанием этой территории; соответственно их взаимодействие в одном или противоположном направлении в значительной мере влияло на перемещение береговой линии.

Общая реконструкция условий накопления лейас-ааленской толщи Северо-Восточного Кавказа в связи с действием таких мощных факторов, как прогибание ложа водоема, поставка рекой значительных масс осадочного материала и эвстатические колебания уровня моря, позволяет наметить следующую картину формирования отложений [5].

В позднеплинсбахское время осадконакопление происходило в основном на фоне постепенного повышения уровня моря и в дальнейшем его относительно высокого стояния [4, 24]; достоверные данные о резких падениях его уровня в настоящее время отсутствуют. Поскольку в Метлюта-Ахтачайской СФЗ, где обнажаются верхнеплинсбахские отложения, развиты в основном дистальные фации Дагестанского подводного конуса выноса, видимо, не все особенности развития осадочного бассейна нашли свое отражение в разрезе толщи. Тем не менее выделяемые здесь циклы регрессивного облика [5, 14] позволяют предполагать, что и на этом этапе формирование авандельтового комплекса осадконакопление контролировалось трансгрессивно-регрессивными циклами, которых было не менее восьми.

В самом начале тоара произошло довольно значительное эвстатическое падение уровня моря [4, 24, 25]; с этим эпизодом было связано отчетливо зафиксированное в разрезе Агвали-Хивской СФЗ выдвижение в водоем дельтовых отложений, в результате чего образовалась нижнератлубская толща с высоким содержанием песчаного материала. Однако в дальнейшем (во второй половине зоны D. falcifer) начала развиваться общая для Кавказа трансгрессия [4, 8], обусловленная эвстатическим повышением уровня моря, на фоне которого формировался верхний цикл ратлубской свиты. Вначале эвстатическая трансгрессия совпадала с трансгрессией, обусловленной импульсом прогибания, но, когда прогибание прекратилось и начался этап выдвижения дельты в водоем, эвстатика заметно ослабила его по сравнению с тем, каким оно было во время образования нижнего цикла ратлубской свиты, в результате чего прежнего положения на территории авандельты достигли только передовые части дельтовой области песчаного осадконакопления. На протяжении зоны H. bifrons продолжалось эвстатическое повышение уровня моря и связанная с ним трансгрессия, что при образовании игорской свиты, так же как и в позднератлубское время, ослабляло процесс выдвижения дельты. Начало образования тлянубской свиты совпало с продолжавшейся трансгрессией, а второй этап, как отмечалось выше, -- с эпизодом понижения уровня моря, в результате чего раннетлянубская трансгрессия и позднетлянубское выдвижение дельты были достаточно мощными процессами, обусловившими образование контрастно построенного цикла.

Эвстатическое падение уровня моря (зона *Gr. thouarsense*) сменил в дальнейшем его подъем, который сопровождал формирование цекобской свиты. Последняя

состоит из двух относительно небольших циклов мощностью 150—200 м, т. е. оба импульса прогибания были относительно небольшими по сравнению с предыдущим. Циклы характеризуются регрессивной структурой, но слабо выраженной контрастностью между их нижними и верхними частями; причем большая глинистость состава отложений верхнего цикла по сравнению с нижним является отражением образования циклов на фоне эвстатической трансгрессии. Последняя стадия этого этапа эвстатического подъема уровня моря, стабилизация и, в дальнейшем, начало его падения (во второй половине зоны D. levesquei) создавали фон, на котором накапливались отложения ассабской свиты: соответственно мощная начальная трансгрессия и сменившее ее выдвижение дельты в итоге проявились весьма отчетливо, что обусловило значительные различия между составом нижней и верхней частей свиты, т. е. контрастность в ее структуре.

Существенное падение уровня моря в самом конце тоара — начале аалена (примерно вторая половина зоны *D. levesquei* — зона *L. opalinum*) привело к тому, что, несмотря на мощный импульс прогибания, трансгрессия не получила существенного развития и незначительное отступление дельты в раннебатлухское время сменилось интенсивным выдвижением ее в водоем. В районе стратотипического разреза батлухской свиты по р. Аварское Койсу свита имеет облик отчетливого единого регрессивного цикла, для которого характерна высокая песчанистость. Не исключено, что преимущественно песчаниковый состав свиты маскирует проявление еще одного трансгрессивного импульса, с которым, видимо, можно связать появление в сопоставимой с батлухской свитой толще, развитой в верховьях р. Казикумухское Койсу, двух циклов регрессивного облика.

Последовавшее за периодом падения уровня моря его повышение привело к тому, что почти вся верхнеааленская толща накапливалась на фоне развивавшейся эвстатической трансгрессии. В связи с этим, несмотря на сохранившийся импульсный характер прогибания, выдвижения дельты в конце раннедатунского и позднедатунского трансгрессивных эпизодов не происходило, за исключением самого конца аалена, когда уровень моря на некоторое время стабилизировался (вторая половина игатлинского времени) и дельта несколько выдвинулась в водоем [5].

Рассмотренная картина показывает, как при взаимодействии нескольких факторов (прогибание, эвстатические колебания уровня моря, поставка рекой в водоем значительных масс осадочного материала) формировались крупные циклы регрессивного облика и чем обусловлено появление различий между ними. Если принять продолжительность аммонитовой зоны приблизительно за 1 млн. лет, то время образования этих циклов в зависимости от их величины можно оценить от нескольких сотен тысяч лет до ~1,5 млн. лет. Длительность эвстатических колебаний уровня моря, активно воздействовавших на формирование структуры циклов, оценивается в первые миллионы лет; их следует рассматривать как эвстатические колебания 3-го порядка [3, 30, 32].

Связь терригенного, в частности дельтового, осадконакопления с трансгрессиями и регрессиями, а также причины, их вызывавшие, обсуждались и модетировались многими исследователями [2, 11, 18, 19, 20, 31 и др.]; причем изучение некоторых объектов позволило наметить количественные соотношения между погружением, поставкой осадочного материала и эвстатическими колебаниями [26]. В нашем случае на данном этапе исследования дагестанской палеодельты мы можем устанавливать в основном качественные взаимоотношения между этими параметрами, определявшими динамику накопления осадочной толщи; вместе с тем в дальнейшем вполне реальной является перспектива дать им количественную оценку.

Крупные циклы, выделяемые в качестве подсвит и свит, имеют мощность от нескольких сотен метров до километра и более. При этом намечается следующая тенденция: мощности циклов лейас-ааленской толщи закономерно меняются по разрезу (см. фиг. 2). В ряду: верхнератлубская подсвита → игорская свита → тлянубская свита увеличивается мощность каждого последующего члена ряда. Сле-

дующий ряд: нижнецекобская подсвита → верхнецекобская подсвита → ассабская свита → батлухская свита демонстрирует ту же закономерность. Указанные ряды, как нам представляется, можно рассматривать как два сверхцикла (см. фиг. 2). Обращает на себя внимание то, что их начало и конец приблизительно совпадают с эвстатическими подъемом и падением уровня моря. Нижнератлубская подсвита, образовавшаяся также в период падения уровня моря, по-видимому, является венчающим элементом предыдущего сверхцикла, нижняя часть которого в пределах Агвали-Хивской СФЗ не обнажается. Что касается верхнеааленских свит, то они, так же как и свиты в нижних частях сверхциклов, формировались на фоне развивавшейся эвстатической трансгрессии, но произошедшая в самом начале байоса тектоническая перестройка всего Большого Кавказа существенно изменила характер прогибания, и возможный следующий сверхцикл не образовался. Вместе с тем интересно отметить, что на байос-батском этапе развития Северо-Восточного Кавказа мощности нижне- и верхнекумухской, нижне-, среднеи верхнецудахарской подсвит, которые выделяются в толще J₂bj—bt, располагаются в следующем ряду: $120 \to 130 \to 190 \to 250 \to 650$ м (по р. Каракойсу), т. е. обнаруживается картина, схожая с отмеченной для лейас — аалена, когда каждая последующая подсвита по мощности в большей или меньшей мере превышает предшествующую.

Помимо крупных циклов регрессивного облика (циклы 1-го порядка), выделяемых в качестве подсвит и свит, для лейас-ааленской толщи характерны также более мелкие — мощностью в несколько десятков метров — циклы 2-го порядка, которым также свойственна структура регрессивного типа [5]. Появление в разрезах этих циклов связано с относительно кратковременной проградацией в водоем зон песчаного осадконакопления. В одних случаях они, видимо, представляли собой песчаные лопасти дельты, которые могли мигрировать в латеральном направлении вслед за изменением положения питающих их рукавов наземной дельты; в других -- появление циклов было обусловлено фронтальным выдвижением области песчаной седиментации, что было характерно в основном для заключительной стадии формирования циклов 1-го порядка. Таким образом, на фоне общей проградации дельты происходили пульсационное усиление и ослабление поступления песчаного материала в водоем. Так, например, верхняя (наиболее песчанистая) часть разреза тлянубской свиты распадается на несколько циклов мощностью 50—70 м (см. фиг. 1, Б) [5], которые прослеживаются на достаточно широкой площади (многие десятки километров). Образование этих циклов может быть связано с действием тех же причин, которые обусловливали образование крупных циклов 1-го порядка, т. е. прогибанием, эвстатическими колебаниями уровня моря, вариациями в количестве выносимого рекой осадочного материала. Однако такого рода флуктуациям, обусловленным перечисленными факторами, была свойственна существенно иная продолжительность. исчисляемая несколькими десятками тысяч лет. Колебания уровня моря в этом случае следует связывать с эвстатическими колебаниями 4-го или даже 5-го порядка [30]. Прогибание (если оно являлось ведущим фактором) должно было быть не плавным, а носить дискретный характер. Наконец, на усиление или ослабление поступления песчаного материала в водоем могли оказывать влияние климатические флуктуации, обусловленные циклами Миланковича и др. [17, 23, 27 и др.]. Однако в настоящее время трудно достаточно определенно установить, какой из указанных факторов (или их сочетание) играл ведущую роль в формировании цикличности 2-го порядка в лейас-ааленской толще.

ТЕМПЫ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ОБРАЗОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

Неравномерность, импульсность прогибания и существенное изменение обстановок осадконакопления на начальных и завершающих этапах формирования циклов позволяют предполагать, что темпы накопления отложений заметно менялись. Причем анализ динамики образования крупных осадочных циклов свидетельствует о существовании значительных различий между короткопери-

одной скоростью осадконакопления и скоростью накопления мощных осадочных толщ. Рассмотрим этот вопрос на примере тлянубской свиты — одного из наиболее отчетливо выраженных циклов 1-го порядка.

Как отмечалось ранее [5], основными отложениями нижней части свиты является тонкоритмичное переслаивание алевритовых и глинистых слойков, гле алевритовые слойки, имеющие более или менее резкую подошву, вверх обычно постепенно сменяются глинистыми слойками; алевритовый и глинистый слойки образуют единый мелкий ритм, который сверху по резкой границе перекрывается следующим ритмом. Наиболее вероятной причиной образования ритмов этого типа являются сезонные (годовые) изменения в поставке рекой в водоем взвеси различного гранулометрического состава. В пользу этого говорит также то, что за пределами области активного влияния дагестанской палеореки на осалконакопление ритмичность подобного рода отсутствует или встречается эпизодически. Мощность алевритово-глинистых ритмов обычно колеблется от 1 до 6 см, но преобладают ритмы мощностью в 3-5 см. Учитывая постседиментационное уплотнение осадков, среднюю скорость накопления осадков этого типа можно оценить в 5 см/год, или ~50 м/тыс. лет. Эти цифры являются вполне реальными, о чем свидетельствуют результаты соответствующих наблюдений на современных объектах. Так, по данным К. Уолкера и др. [33], в зонах дельт некоторых рек скорость осадконакопления может достигать 10-400 м/тыс. лет; для фэна Миссисипи получены скорости в 2—12 м/тыс. лет [29]; огромные скорости накопления илистых осадков зафиксированы на шельфах экваториальной области [9, 10], в частности в придельтовых зонах Восточно-Китайского моря [21] и других обстановках [22, 28 и др.].

Выдвижение дельты в водоем на втором этапе формирования свиты приводило к интенсивному возрастанию поставки песчаного материала, что в свою очередь обусловливало увеличение скоростей осадконакопления. Несмотря на то что достаточно определенных критериев оценки скорости песчаного осадконакопления в юрское время у нас нет, но по аналогии с современными обстановками авандельтовой седиментации они были по крайней мере в несколько раз выше, чем при накоплении глинисто-алевритовых осадков нижней части свиты. Однако даже при скорости осадконакопления в ~50 м/тыс. лет и сохранении стабильных, равномерных темпов седиментации потребовалось бы всего несколько сотен лет, чтобы заполнился весь объем этой части водоема, образовавшейся при прогибании дна (мощность тлянубской свиты в стратотипическом разрезе ~1200 м). В действительности тлянубская свита накапливалась не менее 1,5 млн. лет (исходя из продолжительности одной аммонитовой зоны около 1 млн. лет). Учитывая мощность свиты и время ее образования, можно оценить скорость накопления отложений приблизительно в 80 см/тыс. лет, а с учетом уплотнения — 120—160 см/тыс. лет. Таким образом, реальные короткопериодные скорости осадконакопления свиты, которые в действительности, очевидно, превышали 50 м/тыс. лет, более чем на порядок превосходят среднюю суммарную скорость накопления отложений свиты. Лаже принимая во внимание определенную приблизительность расчетов, видим, что скорости осадконакопления значительно превышали скорость накопления осадочной толщи (СНОТ [6]) в целом.

Причины этого расхождения вполне понятны, если принять во внимание то большое количество эрозионных поверхностей, следов размыва ранее отложившихся осадков, которое встречается практически по всему разрезу лейасовой и ааленской толщ. Так, в нижней глинисто-алевритовой части тлянубской свиты прослеживается много уровней, к которым приурочены песчаные желобообразные тела с эрозионной подошвой, врезающиеся в подстилающие отложения. Образование этих уровней начиналось с усиления потоковой гидродинамики на определенном участке конуса выноса, что сопровождалось размывом прежде накопленных осадков на глубину от первых дециметров до первых метров, выработкой желобов, борозд стока, ориентированных вниз по склону; в дальнейшем происходило, как правило, многоактивное заполнение желобов песчано-алеври-

товым материалом. Соответственно, на этих участках подводного конуса выноса накопление фоновых глинисто-алевритовых осадков на некоторое время приостанавливалось; в дальнейшем оно возобновлялось и могло осуществляться более или менее равномерно до появления следующего эрозионного уровня. Учитывая, что в разрезе эрозионные уровни залегают на расстоянии от нескольких дециметров до нескольких метров (редко первые десятки метров), можно говорить о прерывистости процесса накопления толщи. Таким образом, сравнивая скорости накопления отложений в разных по объему интервалах (например, в несколько дециметров и в несколько десятков метров), видим, что в первом случае они приближаются к реальным скоростям накопления осадков, в то время как во втором — отражают суммарную картину прерывистого процесса накопления толщи, включающую эпизоды размыва и приостановки фонового осадконакопления.

На том этапе формирования свиты, когда происходило выдвижение дельты в водоем, сопровождавшееся привносом большого количества песчаного материала, различия между скоростью накопления осадков и СНОТ возрастали. Действительно, скорость накопления песчаных осадков в подобной обстановке могла достигать дециметров и даже метров в год, что значительно превышает скорость образования глинисто-алевритовых осадков. Аналогичные скорости осадконакопления фиксируются в некоторых областях современной авандельтовой седиментации. Вместе с тем усиление потоковой гидродинамики, связанной с речным подводным стоком, приводило к частому и глубокому размыву накопленных отложений: в песчаниковых горизонтах отмечаются многочисленные слои с обломками различных местных пород, почти все песчаные пласты налегают на предыдущие по эрозионной границе. По этим особенностям строения песчаниковых горизонтов можно судить о высоких годовых скоростях накопления осадков и значительно более низких темпах накопления толщи в целом. В общем намечается следующая тенденция: по мере накопления отложений циклов 1-го порядка скорость седиментации возрастала, а СНОТ снижалось.

Как нам представляется, аналогичная картина динамики образования отложений была характерна для всех циклов регрессивного облика, выделяемых в тоар-ааленской толше.

Оценка батиметрии водоема при накоплении осадков разного типа показывает, что в разрезах J_{1-2} конуса выноса (в пределах Агвали-Хивской СФЗ) отсутствуют отложения, образовавшиеся на значительных глубинах. Верхние песчаниковые части крупных регрессивных циклов, согласно многочисленным структурно-текстурным характеристикам отложений, образовывались на небольших глубинах [5, 15] — в разное время от нескольких десятков до первых метров. При накоплении нижних (глинистых) частей циклов, в результате быстрого прогибания, глубина водоема возрастала. Однако она не могла превышать мощности цикла, так как к концу его образования, как правило, опять устанавливались сравнительно мелководные условия. Исходя из мощности циклов, максимальная глубина водоема при накоплении глинистых толщ на некоторых этапах, очевидно, могла достигать нескольких сотен метров, но вследствие высоких скоростей осадконакопления быстро изменялась в сторону уменьшения.

Поскольку в конце образования циклов 1-го порядка происходило в значительной мере компенсационное заполнение объема водоема осадками (это справедливо для района, где проводились исследования), рассчитанные величины СНОТ для разных циклов можно рассматривать как усредненную величину скорости прогибания. Так, например, как уже отмечалось для района стратотипического разреза тлянубской свиты, величина СНОТ равна приблизительно 1 м/тыс. лет; учитывая, однако, что прогибание наиболее интенсивным было на начальных этапах формирования ритмов, оно в это время, видимо, достигало нескольких метров, а возможно, даже нескольких десятков метров в тысячу лет.

* * *

Таким образом, резюмируя изложенную выше общую схему развития дельтового комплекса, отметим следующее.

Осадконакопление в северо-восточной части Кавказского бассейна на протяжении позднего плинсбаха — аалена (вполне вероятно, что с самого начала юрского развития прогиба Большого Кавказа) определялось действием крупной реки, формировавшей значительный по объему дельтовый комплекс. Режим работы дельты во многом определялся такими факторами, как прогибание ложа бассейна, поставка рекой в водоем значительных масс осадочного материала, колебания уровня моря. Прогибание носило пульсационный характер, причем в начале каждого импульса интенсивность прогибания была максимальной, но в дальнейшем оно замедлялось и, возможно, даже прекращалось. Соответственно, на начальных этапах каждого импульса развивалась быстрая трансгрессия, обусловливавшая перемещение дельты к северо-востоку: этот этап характеризовался накоплением преимущественно глинисто-алевритовых осадков в области авандельты. В дальнейшем (по мере замедления прогибания и вследствие привноса рекой значительных масс осадочного материала) происходило нарашивание дельты и ее выдвижение в водоем. В результате такого характера прогибания в сочетании с деятельностью палеореки в пределах авандельты формировались крупные (многие сотни метров — километр и более) осадочные циклы, построенные по регрессивному типу. В юго-западном направлении интенсивность прогибания возрастала. Понижения или повышения уровня моря (преимущественно эвстатические) в зависимости от их соотношения с различными этапами периодов прогибания могли по-разному влиять на характер осадконакопления: а) усиливать развитие трансгрессии при совпадении этапов интенсивного прогибания ложа водоема с эвстатическим повышением уровня моря; б) способствовать наиболее значительному продвижению в водоем дельтовых отложений при эвстатическом понижении уровня моря и замедлении или прекращении в это время прогибания дна бассейна: в) сглаживать контрастность обстановок осадконакопления в начале и конце определенного импульса прогибания при противоположной направленности воздействия прогибания и колебаний уровня моря на развитие трансгрессии или выдвижение дельты. Реальные скорости осадконакопления и средние скорости накопления осадочных толщ существенно различались из-за многочисленных эпизодов размыва ранее отложившихся осадков.

На перераспределение накоплений осадочного материала и структуру толщи, очевидно, оказывали влияние местные, локальные тектонические движения, а также различия в общей (абсолютной) величине прогибания ложа водоема в пределах обширной площади, которую занимали наземная дельта и авандельта. Таким образом, развитие дельты и авандельты было функцией нескольких факторов, различавшихся по степени их влияния на условия формирования осадочной толщи, но каждый из которых вносил свой вклад в этот процесс.

Список литературы

- 1. *Агаев В. Б.* Стратиграфия юрских отложений азербайджанской части Большого Кавказа. Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Баку: ГИН АзССР, 1979. 45 с.
- 2. *Белт Э. С.* Характер циклотем каменноугольного возраста Шотландии и их палеофациальное значение//Дельты модели для изучения М.: Недра, 1979. С. 237—268.
- 3. Вейл П. Р., Митчем Р. М. Глобальные циклы относительных изменений уровня моря//Сейсмическая стратиграфия. Т. 1. М.: Мир, 1982. С. 160—215.
- 4. Гаврилов Ю. О. Осадконакопление в ранне- и среднеюрском водоеме Большого Кавказа (в связи с трансгрессиями и регрессиями)//Литология и полез. ископаемые. 1989. № 2. С. 3—15.
- Гаврилов Ю. О. Нижне- и среднеюрский дельтовый осадочный комплекс Северо-Восточного Кавказа. Сообщение 1.//Литология и полез. ископаемые. 1994. № 4. С. 77—104.
- 6. Гаврилов Ю. О., Гущин А. И., Стафеев А. Н. Динамика накопления осадочных толщ в ранне- и среднеюрское время на Северном Кавказе//Литология и полез. ископаемые. 1989. № 5. С. 89—102.

- 7. Гущин А. И., Панов Д. И. О стратиграфии нижнеюрских отложений антиклинория Бокового хребта (Дагестан)//Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1983. № 3. С. 19—28.
- Казакова В. П. Тоарские хильдоцератиды (аммоноидеи) из джигиатской свиты междуречья Большой Зеленчук — Кубань (Северный Кавказ)//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62. Вып. 1. С. 86—102.
- 9. Лисицын А. П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении. М.: Наука, 1988. 309 с.
- 10. Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
- 11. Мак-Брайд Е. Ф., Вейди А. Е., Воллебен Г. А. Дельтовые и связанные с ними отложения группы дифанта (поздний мел палеоцен) бассейнов Паррас и Ла-Попа//Дельты модели для изучения. М.: Недра, 1979. С. 269—323.
- 12. Мур Г. Т., Фуллам Т. Ж. Подводные русловые системы и их потенциальные возможности для накопления нефти//Дельты модели для изучения. М.: Недра, 1979. С. 92—114.
- Панов Д. И. Структурно-фациальное районирование Большого Кавказа на раннеальпийской стадии его развития (раняя и средняя юра)//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63. Вып. 1. С. 13—24.
- Панов Д. И., Гущин А. И. Стратиграфия нижне- и среднеюрских отложений северного склона Восточного Кавказа (Агвали-Хивская зона)//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68. Вып. 1. С. 48—64.
- 15. Фролов В. Т. Опыт и методика комплексных стратиграфо-литологических и палеогеографических исследований (на примере юрских отложений Дагестана). М.: Изд-во МГУ, 1965. 180 с.
- 16. Юра Кавказа//Под ред. К. О. Ростовцева. СПб.: Наука, 1992. 184 с.
- 17. Algeo T. J., Wilkinson B. H. Periodicity of mesoscale Phanerozoic sedimentary cycles and the role of Milankovitch orbital modulation//J. Geol. 1988. V. 96. P. 313—322.
- 18. Allen P. Sedimentological models//J. Sediment. Petrol. 1964. V. 34. P. 289-293.
- Collier R. E. Ll., Leeder M. R., Maynard J. R. Transgressions and regressions: a model for the influence of tectonic subsidence, deposition and eustasy, with application to Quaternary and Carboniferous examples//Geol. Mag. 1990. V. 127. № 2. P. 117—128.
- Dailly G. Some remarks on regression and transgression in deltaic sediments//Canada's continental
 margins and offshore petroleum exploration/Eds. C. J. Vorath et al.//Canad. Soc. Petrol. Geol. Mem. 4.
 1975. P. 791-820.
- 21. De Master D. J., McKee B. A., Nittrouer Ch. A. et al. Rates of sedimentary processes based on radiochemical profiles from continental shelf deposits in the East China Sea//Sedimentation on the continental shelf with special reference to the East China Sea. Beijing: China ocean press, 1983. 538—546 p.
- 22. Gibbs R. J. Sites of river-derived sedimentation in the ocean//Geology. 1981. V. 9. № 1. P. 77-80.
- 23. Goodwin P. W., Anderson E. J. Punctuated aggradational cycles: A general hypothesis of episodic stratigraphic accumulation//J. Geol. 1985. V. 93. P. 515—533.
- 24. Hallam A. A revised sea-level curve for the early Jurassic/J. Geol. Soc. 1981. V. 138. Pt. 6. P. 735-743.
- 25. Hag B. U., Hardenbol J., Vail P. R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic//Science. 1987. V. 235. № 4793. P. 1156—1166.
- 26. Heller P. L., Burns B. A., Marzo M. Stratigraphic solutionsets for determining the role of sediment supply, subsidence, and sea level on transgressions and regressions//Geology. 1993. V. 21. № 8. P. 747—750.
- Imbrie J., Imbrie J. Z. Modelling the climatic response to orbital variations//Science. 1980. V. 207. P. 943—953.
- 28. Knebel H. J., Martin E. A., Glenn J. L., Needell S. W. Sedimentary framework of the Potomac River estuary, Maryland//Bull. Geol. Soc. America. 1981. V. 92. P. 578—583.
- 29. Leg 96 Scientific Party. Challenger drills Missisippi Fan//Geotimes. 1984. V. 29. № 7. P. 15—18.
- Mitchum R. M., Van Wagoner J. C. High-frequency sequences and their stacking patterns: sequencestratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles//Sediment. Geol. 1991. V. 70. № 2/4. P. 131—160.
- 31. Sloss L. L. Stratigraphic models in exploration//Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1962. V. 46. P. 1050-1057.
- 32. Vail P. R., Mitchum R. M., Thompson S. et al. Seismic stratigraphy and global changes of sea level/Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1977. V. 26. P. 49—212.
- 33. Walker K. R., Shanmugam G., Ruppel S. C. A model for carbonate to terrigenous clastic sequences//Bull. Geol. Soc. America. 1983. V. 94. № 6. P. 700—712.

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 5, 1994

УДК 552.5:551.72(470.5)

© 1994 Маслов А. В.

РАННЕРИФЕЙСКИЙ ВОЛГО-УРАЛЬСКИЙ СЕДИМЕНТАЦИОННЫЙ БАССЕЙН

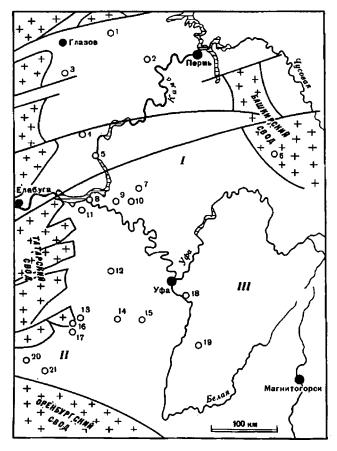
Рассмотрены строение разрезов и латеральная изменчивость отложений нижнего рифея Волго-Уральской области (от г. Самары до г. Златоуста) — прикамской боровской, калтасинской, надеждинской, кабаковской, айской, саткинской, бакальской, большеинзерской, суранской и юшинской свит. Систематизированы все имеющиеся в литературе представления об условиях образования нижнерифейских отложений восточных районов Русской платформы и западного склона Южного Урала. На основе анализа характера вертикальных вариаций разрезов и осадочных текстур выделены и кратко описаны осадочные комплексы различного состава и генезиса, показаны их латеральные и временные соотношения, составлены скематические литолого-палеогеографические карты для начала и конца айско-прикамского, саткинско-калтасинского и бакальско-надеждинского интервалов времени. Реконструированы основные черты развития бассейна и высказано предположение о близости его к крупным более или менее изометричным внутриплатформенным прогибам.

В настоящее время наблюдается усиление интереса исследователей к синтезу данных по осадочным бассейнам [35, 56, 58, 61, 64], что в перспективе позволяет приблизиться к решению крупной стратегической задачи литологии — построению общей схемы эволюции седиментационных бассейнов в истории Земли [52 и др.]. Наиболее полная седиментологическая информация имеется, естественно, по мезо-кайнозойским и отчасти палеозойским бассейнам, однако и для докембрия, особенно позднего, подобного рода данные накапливаются в последние годы лавинообразно. Здесь уместно отметить работы по рифею и венду Сибирской платформы [14, 43, 50] и юго-западу Русской плиты [8, 25], исследования, посвященные надсерии Белт на западе США и Канады [57, 63, 65, 66], крупные региональные реконструкции для Уиндермера, завершающего разрез позднего докембрия Северной Америки [59, 60, 62] и ряд других публикаций.

Стратотипический разрез рифея на западном склоне Южного Урала стоит в этом ряду несколько особняком, хотя и имеет перед всеми перечисленными выше объектами одно значительное преимущество . За последние 10—12 лет он получил достаточно полную седиментологическую характеристику [32, 34], но вне внимания исследователей остались его положение и роль в том крупном бассейне осадконакопления, каким являлась в рифее Волго-Уральская область 2. Цель настоящей статьи — синтез материалов седиментологического изучения естественных разрезов нижнего рифея Южного Урала и разрезов буровых скважин на востоке Русской плиты (фиг. 1), предпринятый в рамках разработки комплексной темы по седименто- и литогенезу рифейских комплексов Урала и анализ серии мелкомасштабных литолого-палеогеографических карт, позволяющий наметить общую картину эволюции как единого целого раннерифейского бассейна осадконакопления — первого из серии разновозрастных рифейских бассейнов на стыке Русской плиты и Урала.

¹ Преимущество стратотипа рифея состоит в том, что он входит составной частью в серию рифейских седиментационных бассейнов Волго-Уральской области, границы, палеогеография и области сноса которых, в отличие, скажем, от Белта, могут быть реконструированы достаточно достоверно.

² В настоящем сообщении в состав Волго-Уральской области мы включаем и западный склон Южного Урала. Представляется, что для укорежившегося в литературе понятия «Волго-Уральская область» (см., например, [49]) более удачным был бы эквивалент типа «Волго-Бельская область».



Фиг. 1. Расположение основных скважин, вскрывших нижнерифейские отложения в Камско-Бельском (I) и Сергиевско-Абдуллинском (II) прогибах 1—21 — скважины (1 — Соколовка-53; 2 — Очер-14; 3 — Сектырка-1201; 4 — Ижевск-20; 5 — Сарапульская-2; 6 — Манчаж-5; 7 — Орьебаш-82; 8 — Саузбаш-2; 9 — Арлан-7000; 10 — Надеждино-27; 11 — Карачевская-20005; 12 — Тюрюшево-2; 13 — Серафимовская-119; 14 — Аслы-Куль-4; 15 — Кипчак-1; 16 — Урус-Тамак-191; 17 — Сулинская-20 007; 18 — Кабаково-62; 19 — Кулгунино-1; 20 — Красноярка-35; 21 — Султангулово-102); III — Башкирский метантиклинорий

ХАРАКТЕРИСТИКА ВАЖНЕЙШИХ РАЗРЕЗОВ НИЖНЕГО РИФЕЯ И ЛАТЕРАЛЬНАЯ ИХ ИЗМЕНЧИВОСТЬ

На западном склоне Южного Урала нижнерифейские отложения (бурзянская серия) распространены в обрамлении Тараташского и центральной части Ямантауского антиклинориев [34, 49]. В первом из этих районов они расчленяются на айскую, саткинскую и бакальскую свиты, во втором — на большеинзерскую, суранскую и юшинскую [49]³.

Айская свита слагается пестрым комплексом терригенных, вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород. В обрамлении Тараташского выступа архея — раннего протерозоя она расчленяется на две различные последовательности [30]. В состав нижней входят песчаники, гравелиты, конгломераты, трахибазальты, туфопесчаники и туфобрекчии основного состава. Верхняя последовательность

³ В связи со значительно большей площадью Волго-Бельской области по сравнению с западным склоном Южного Урала основное внимание в данном разделе уделено характеристике кырпинской серии, материалы по бурзянской серии приведены в тезисной форме (наиболее полную ее характеристику см. в работе [33]).

слагается преимущественно темноокрашенными глинистыми и углеродисто-глинистыми сланцами с редкими прослоями алевролитов, мелкозернистых песчаников и доломитов с терригенной примесью. Юго-западнее Тараташского массива, в бассейне субмеридионального течения р. Ай, разрез свиты построен несколько по-иному ⁴. М. И. Гаранем [11, 12] он расчленен на четыре подсвиты — липовскую, чудинскую, кисеганскую и сунгурскую. Липовская подсвита слагается в основном аркозовыми песчаниками с прослоями алевролитов и гравелитов. Чудинская объединяет глинистые сланцы, алевролиты, песчаники и разногалечниковые конгломераты, образующие в разрезах, как правило, крупные линзы. Кисеганская и сунгурская подсвиты слагаются почти исключительно углеродисто-глинистыми сланцами с редкими маломощными прослоями алевролитов и песчаников. Общая мощность свиты колеблется от 1700 до 2200 м [49].

Саткинская свита слагается преимущественно карбонатными (~ 85%) хемогенными и фитогенными породами, подчиненную роль в ее составе играют пакеты и пачки глинистых и углеродисто-глинистых сланцев [34]. Общая мощность свиты оценивается в 3000—3500 м [5].

Бакальская свита объединяет глинистые и углеродисто-глинистые сланцы, доломиты, известковистые доломиты, известняки и, в подчиненном количестве, фитогенные карбонатные породы и алевролиты. Общая мощность ее составляет около 1400—1550 м [49], из них примерно 450—650 м приходится на нижнюю (макаровскую) подсвиту, представленную преимущественно темноокрашенными сланцами с маломощными прослоями алевролитов и глинистых известняков. Верхняя подсвита— это чередование карбонатных и терригенных пачек. К востоку и юго-востоку от Бакальского рудного поля карбонатные пачки постепенно выклиниваются и восточные разрезы свиты слагаются мелкозернистыми песчаниками в чередовании с различными по составу сланцами [49].

Большеинзерская свита представлена преимущественно мелко- и среднезернистыми песчаниками, подчиненную роль играют углеродисто-глинистые сланцы (характерные в основном для нижней и средней частей свиты), алевролиты и карбонатные породы. Общая мощность свиты составляет около 2200 м [34].

С у р а н с к а я с в и т а подразделяется на пять подсвит. Нижняя и верхняя подсвиты представлены карбонатными породами, в средней части свиты основная роль принадлежит глинисто-карбонатным, глинистым и углеродисто-глинистым сланцам, алевролитам, доломитам и их мергелистым разностям. Менее распространены известняки (часто с терригенной примесью), песчаники и фитогенные карбонатные породы. Мощность свиты оценивается в 1000—2800 м [34].

Ю шинская свита завершает разрез нижнего рифея в Ямантауском антиклинории. Она сложена в основном глинистыми и углеродисто-глинистыми сланцами, наблюдающимися как в виде монотонно построенных пачек, так и в составе пакетов и пачек переслаивания с алевролитами и (или) песчаниками. Мощность свиты варьирует от 700 до 1100 м.

На востоке Русской плиты нижнерифейские отложения (кырпинская серия) выполняют Камско-Бельский (КБП) и Сергиевско-Абдуллинский (САП) прогибы. По данным глубокого бурения и геофизическим материалам, они прослеживаются непосредственно до Складчатого Урала [44, 49], где сменяются образованиями бурзянской серии. Кырпинская серия объединяет прикамскую, калтасинскую, надеждинскую и кабаковскую свиты ⁵. Прикамская свита сопоставляется с айской

⁴ Основание айской свиты в данном районе не вскрыто, тогда как по периферии Тараташского массива айская свита резко несогласно перекрывает метаморфиты архея — раннего протерозоя.

⁵ С середины 60-х годов в составе кырпинской серии традиционно выделялись тюрюшевская, арланская, калтасинская и надеждинская свиты [46, 47, 49]. В последние годы было показано, что арланская свита стратотипического разреза соответствует примерно средней части калтасинской свиты, а строение докалтасинской части серии сложнее, чем это следует из типового разреза тюрюшевской свиты по скв. Тюрюшево-2 [51]. В связи с этим Л. Д. Ожиганова предложила все терригенные докалтасинские отложения в составе кырпинской серии выделять в качестве самостоятельной прикамской свиты.

и большеинзерской свитами, калтасинская— с саткинской и суранской, а надеждинская и кабаковская свиты коррелируются с бакальской (юшинской).

Прикамская свита в юго-западной части КБП представлена пестроцветными терригенными породами. Она расчленена на четыре подсвиты [23, 36] — азякульскую, норкинскую, ротковскую и минаевскую. Азякульская подсвита объединяет буровато-фиолетовые, серовато-розовые и красновато-серые массивные или неясно полосчатые аркозовые и полевошпато-кварцевые песчаники. В призабойной части скв. Мензелино-Актаныш-203 среди песчаников наблюдаются миндалекаменные диабазовые порфириты с туфами основного состава [49], однако генезис этих образований не ясен. Норкинская подсвита слагается пестроцветными алевролитами, аргиллитами и песчаниками с редкими прослоями доломитов. Ротковская подсвита представлена аркозовыми и субаркозовыми пестроцветными песчаниками с маломощными прослоями алевролитов. Минаевская подсвита объединяет пестроокрашенные песчаники, алевролиты, аргиллиты, доломиты и доломитовые мергели. Среди песчаников присутствуют линзы гравелитов и мелкогалечниковых конгломератов. Общая мощность свиты оценивается более чем в 1000 м [36].

В Бавлинско-Балтаевском грабене вероятными аналогами ротковской и минаевской подсвит являются, по Л. Д. Ожигановой, соответственно троицкая и мизгиревская свиты. В разрезе скв. Подгорная-20006 троицкая свита представлена пестроцветными песчаниками с подчиненными им прослоями алевролитов и гравелитов. Мизгиревская свита слагается преимущественно алевролитами и аргиллитами с прослоями и микропакетами разнозернистых песчаников, доломитов и гравелитов.

В скв. Тюрюшево-2 рассматриваемый уровень представлен двумя толщами, выделенными ранее под названием тюрюшевская свита [49]. Нижняя толща объединяет красноцветные песчаники, крупнозернистые плохо отсортированные, а верхняя слагается песчаниками в переслаивании с алевролитами и аргиллитами. Корреляция этого разреза с типовым разрезом прикамской свиты по скв. Арлан-7000 затруднена [36].

На западном борту КБП, на широте Елабуги, прикамская свита представлена, по данным Л. Д. Ожигановой и М. В. Ишерской, двумя толщами. В нижней части разреза преобладают пакеты и пачки разнопорядкового чередования алевролитов, аргиллитов и песчаников, а в верхней — в основном пестроцветные разнозернистые песчаники с подчиненными им прослоями алевролитов, сланцев и гравелитов. В призабойной части скважины Карачевская-20005 вскрыт мощный силл диабазов.

По данным, приведенным в работе [28], в разрезах докалтасинского уровня, тяготеющих к Климковскому, Немскому и Коми-Пермяцкому выступам фундамента (северо-запад КБП), преобладают песчаники, конгломераты различных гранулометрических классов, гравелиты и брекчии при существенно меньшей роли алевролитов и аргиллитов.

В Сарапульском грабене докалтасинские образования представлены среднеи крупнозернистыми пестроокрашенными песчаниками, часто с гравийным материалом [55]. Юго-западнее Сарапула, на Кучуковской площади, среди песчаников
рассматриваемого уровня присутствуют эффузивы основного состава [49]. В прибортовой части КБП (скв. Сектырка-1201, Косинская-460, Чурашурская группа и
др.) на этом уровне развиты преимущественно песчаники различной зернистости
розовато-серой, вишневой, светло-серой и бурой окрасок. Восточнее, в разрезе скв.
Очер-14, Л. Д. Ожигановой и М. В. Ишерской выделены аналоги ротковской и
минаевской подсвит. Первая сложена в основном песчаниками и пакетами переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов, вторая объединяет пестроцветные
алевролиты (преобладают), аргиллиты и доломиты с терригенной примесью.

К востоку от Глазова и юго-западнее Сивы докалтасинские отложения также представлены пестроокрашенными разнозернистыми песчаниками. Так, в нижней их части на Кулигинской площади наблюдаются редкогалечные конгломераты.

гравелиты, разнозернистые пестроцветные песчаники [55]. Выше они сменяются плохо отсортированными песчаниками. В разрезе скв. Соколовка-53 в составе рассматриваемого уровня также выделяются две толщи. Нижняя сложена гравелитами и грубозернистыми песчаниками, в верхней ее части песчаники переслаиваются с алевролитами и аргиллитами. Верхняя толща объединяет среднем мелкозернистые песчаники и алевролиты с подчиненными им аргиллитами. По мнению Л. Д. Ожигановой, эти песчаники могут сопоставляться с ротковской подсвитой типового разреза.

В зоне сочленения КБП и САП с прикамской свитой коррелируется б о р о в с к а я с в и т а [42, 49 и др.]. В осевой части САП боровская свита слагается преимущественно мелко- и среднезернистыми, реже разнозернистыми и гравийными разностями песчаников. По данным, приведенным в работе [16], на Боровской площади, к востоку-северо-востоку от Елховки, свита представлена песчаниками с прослоями алевролитов, аргиллитов и, реже, гравелитов. На Красноярской площади, в районе Бугуруслана, грубообломочные образования также отсутствуют. Напротив, прибортовые разрезы боровской свиты (Елховская, Серноводская, Горькоовражная, Султангуловская площади и др.) характеризуются преобладанием грубообломочных пород — крупнозернистых гравийных песчаников, гравелитов и конгломератов [2, 15, 16, 42].

Калтасинская свита представлена пелитоморфными хемогенными доломитами, меньшая роль в ее разрезе принадлежит фитогенным и обломочным разностям доломитов: В средней ее части в ряде разрезов заметное место принадлежит терригенным и терригенно-карбонатным образованиям — глинистым известнякам, мергелям, различного состава сланцам, алевролитам, что позволяет расчленить свиту на три подсвиты (снизу): саузовскую, арланскую и ашитскую [36]. Саузовская подсвита представлена серыми, розовато- и зеленовато-серыми преимущественно массивными доломитами, среди которых встречаются и строматолитовые разности. В виде маломощных, но частых прослоев среди доломитов наблюдаются темно-серые аргиллиты, а на отдельных интервалах — алевролиты. Арланская подсвита объединяет серые, темно-серые и зеленовато-серые глинистые известняки, разнообразно окрашенные аргиллиты, алевролиты, доломиты и мергели. Ашитская подсвита слагается светло- и темно-серыми массивными доломитами с маломощными прослоями известняков и тонкозернистых терригенных пород. По данным Г. М. Фроловича [53], породы калтасинской свиты развиты в пределах почти всего КБП.

Анализ характера изменения строения и состава калтасинского уровня на территории КБП существенно затруднен размывом во многих районах кровли калтасинской свиты и отсутствием перекрытых разрезов.

К западу от Арлана в скв. Саузбаш-2 вскрыта, по-видимому, только нижняя и средняя части саузовской подсвиты [23], представленные преимущественно кемогенными доломитами. Южнее Арлана, на Ик-Базинской площади, по данным Л. Д. Ожигановой, от предвендского размыва сохранилась также только саузовская подсвита, слагающаяся в основном доломитами и доломитовыми мергелями с прослоями глинистых сланцев в нижней и верхней частях. Восточнее трехчленное строение калтасинской свиты хорошо выражено и в скважинах Орьебашской площади.

В Бавлинско-Балтаевском грабене, по данным, приведенным в работе [36], аналогом саузовской подсвиты является, вероятно, малокамышская свита, представленная пестроокрашенными доломитами с маломощными прослоями песчаников и алевролитов, содержащих глауконит [49]. Примечательной чертой этой части КБП является резкое сокращение мощности калтасинской свиты и ее аналогов. Восточнее, на Аслы-Кульской площади, вскрыты только арланская и ашитская подсвиты, причем верхи последней уничтожены предсреднерифейским размывом. По данным М. В. Ишерской [23], арланская подсвита слагается здесь переслаиванием доломитов, иногда со строматолитами, аргиллитов и мергелей, а ашитская представлена в основном доломитами с редкими прослоями известняков и аргиллитов.

Примерно на широте Сарапула в скв. Манчаж-5 вскрыт разрез калтасинской свиты, характеризующий восточный борт КБП [20]. Типичная его черта— чередование достаточно мощных пачек собственно доломитов и пачек пересланвания их с алевролитами и аргиллитами.

В наиболее северо-западных районах КБП данный уровень имеет несколько иное строение, что хорошо видно на примере скв. Ижевская-20. С учетом литологических особенностей и геофизических материалов калтасинская свита расчленена на шесть толщ [55]⁶. Характерный для более южных районов терригенный уровень в средней части свиты расклинивается толщей темно-серых известняков с прослоями глинистых их разностей.

Восточнее свита вновь представлена не полностью. В скв. Киенгоп-1 в нижней части разреза можно видеть темно-серые с коричневатым оттенком и черные доломиты, прослоями с брекчиевидной текстурой. Выше вскрываются чередующиеся между собой зеленоцветные алевролиты, песчаники и аргиллиты, сменяющиеся пестроцветными доломитами с пачками сероцветных разностей, содержащих прослои коричневых аргиллитов.

На Очерской площади (скв. 14), на севере КБП, от предвендского размыва сохранилась только саузовская подсвита — серые, темно-серые и коричневато-серые доломиты и известняки, доломитовые мергели и доломитизированные известняки.

Надеждинская свита представлена тонким чередованием пестроцветных аргиллитов, глинистых алевролитов и мергелей доломитового состава [47, 49]. В большинстве известных разрезов она прорвана многочисленными дайками основного состава. По данным М. В. Ишерской [23], в составе свиты выделяются две подсвиты. Нижняя подсвита представлена в основном песчаниками с тонкими прослоями гравелитов, алевролитов и, редко, аргиллитов (окраска пород пестрая — светло- и сиренево-розовая, буровато-серая); верхняя — алевролитами, аргиллитами, мергелями и доломитами.

В типовом разрезе, юго-юго-восточнее г. Сарапула, свита представлена пестроцветными аргиллитами, красно-бурыми и зеленовато-серыми полевошпато-кварцевыми алевролитами и песчаниками. Изредко наблюдаются маломощные прослои доломитов [46, 51]. Две трети интервала, относимого к надеждинской свите, приходится здесь на дайку (?— А. М.) габбро-диабазов.

Северо-восточнее, в скв. Орьебаш-82, к надеждинскому уровню отнесена пачка тонкого, часто линзовидного, переслаивания фиолетово-коричневых аргиллитов, глинистых алевролитов и мергелей [47]. Верхняя ее часть, так же как и в скв. Надеждино-2, прорвана дайкой диабазов.

В центральной части КБП, на широте г. Сарапула, свита слагается преимущественно алевролитами, залегающими выше типично калтасинских глинистых доломитов и ниже песчаников гожанской свиты венда [2].

В области сочленения САП и КБП надеждинская свита представлена в нижней части зеленовато- и розовато-серыми песчаниками, мелко- и среднезернистыми, с подчиненными им прослоями аргиллитов, а в верхней — пестро- и красноцветными аргиллитами с прослоями алевролитов и доломитовых мергелей [45]. Южнее и восточнее строение свиты примерно аналогичное.

В центральных районах южной части КБП аналогами отложений надеждинской свиты являются образования к а б а к о в с к о й с в и т ы, вскрытые северо-западнее г. Стерлитамака (скв. Кипчак-I) и в 30 км юго-восточнее г. Уфы (скв. Кабаково-62) [3] — темноокрашенные углеродистые аргиллиты в тонком чередовании с алевролитами.

Наконец, скв. Кулгунино-I, расположенная примерно на этой же широте, но уже в пределах Башкирского мегантиклинория (БМА), вскрыла отложения юшинского уровня — разнопорядковое и разномасштабное чередование алевролитов и углеродистых аргиллитов [3].

⁶ Самая нижняя, песчано-аргиллитовая толща (интервал 3641,6—3645,2 м) соответствует, вероятно, минаевской подсвите прикамской свиты.

РАНЕЕ СУЩЕСТВОВАВШИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ОБ УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ НИЖНЕРИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ

Реконструкции условий накопления рифейских комплексов Южного Урала и Волго-Бельской области традиционно имеют мало точек соприкосновения.

Мнения большинства исследователей сходятся в том, что терригенные отложения прикамской (тюрющевской, боровской) свиты представлены преимущественно континентальными образованиями [16, 22, 42, 54]. Среди них распознаются реликты перемещенных кор выветривания, оползневые, присклоновые, аллювиальные и озерные осадки, отложения временных потоков [22, 54]. По данным, приведенным в работе [2], в наиболее западных районах КБП тюрюшевская свита представлена преимущественно элювиально-делювиальными отложениями, которые в восточном направлении сменяются прибрежными и прибрежно-морскими образованиями. Сходная тенденция характерна и для отложений боровской свиты в САП [16]. Л. З. Егорова, рассмотрев характер суши, окружавшей в начале рифея этот прогиб, отмечает, что с юга он, вероятно, окаймлялся горным хребтом, тогда как на севере существовала достаточно пологая равнина. Предполагалось также, что отложения боровской свиты накапливались в прогибе типа межгорной впадины, где по периферии формировались слившиеся воедино конусы выноса, сменявшиеся в дистальном направлении собственно аллювиальными комплексами [2].

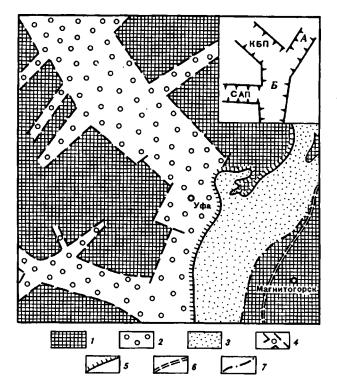
Континентальные обстановки осадконакопления реконструированы в последние годы и для нижней части айской свиты [30, 32, 34, 39, 41], где описаны элювиальные, элювиально-делювиальные, аллювиальные, прибрежно-континентальные отложения и отложения предгорных полос. Подчиненную роль здесь играют прибрежно-морские терригенные и карбонатные отложения [32]. Во время формирования отложений нижней части айской свиты область сноса имела достаточно расчлененный рельеф и находилась в непосредственной близости к бассейну седиментации. М. И. Гарань [10] называл ее «Восточными Карелидами», а А. И. Олли [37] — «Иотнидами Приуралья». Последние, по представлениям А. И. Олли, были расположены в пределах современного Приуралья [37, с. 378]. Верхняя часть разреза айского уровня представлена иным по генезису комплексом отложений [32]. Это озерно-морские [41] или собственно морские комплексы, удаленные от побережья [32, 34]. Синхронные айской свите отложения большеинзерской свиты объединяют умеренно глубоководные терригенные осадки, формировавшиеся в результате деятельности плотностных потоков [32], и в меньшей мере мелководно-морские и терригенные и карбонатные образования.

Отложения калтасинской свиты имеют мелководно-морской и морской генезис [21, 29, 42, 48, 51], котя наличие на разных уровнях разреза обломочных доломитов позволяет предполагать неоднократные осушение и размыв отдельных участков дна [20] или существование эфемерных островов [29]. По мнению И. Е. Постниковой, с началом калтасинского времени совпала обширная морская трансгрессия, приведшая в свою максимальную фазу к формированию в центральной части КБП некомпенсированной впадины, где накапливались глинисто-карбонатные депрессионные фации. С запада и востока эта впадина окаймлялась рифовыми массивами [29, 42].

Для саткинско-суранского уровня стратотипического разреза также предполагается преимущественно мелководно-морской и морской генезис отложений [5, 10—12, 30, 32, 34], среди которых распознаются карбонатные и терригенные осадки прибрежного подвижного, открытого подвижного и малоподвижного мелководья, образования удаленных от берега зон и лагунно-морские комплексы.

Примерно такой же генезис имеют отложения юшинской и бакальской свит [26, 27, 30, 32, 34], причем для последних реконструируются в ряде случаев и осадки литоральных зон.

Обобщающая модель эволюции раннерифейского бассейна на северо-востоке



Фиг. 2. Схема структурно-тектонического районирования Южного Урала и восточных областей Русской платформы в раннем рифее (по [40]) I — фундамент платформы; 2 — осадочные комплексы; 3 — вулканогенно-осадочные отложения; 4 — тектонические границы КБП и САП; 5 — современная западная граница Складчатого Урала; 6 — Главный Уральский глубинный разлом; 7 — Кирябинско-Кракинский глубинный разлом; A — Айский грабен; B — Башкирский грабен

БМА предложена Л. В. Анфимовым [4]. По его данным, отложения нижней части бурзянской серии накапливались в континентальных условиях в узком грабенообразном прогибе, средние и верхние уровни серии слагаются морскими карбонатными и карбонатно-глинистыми образованиями.

Появление в конце 70-х годов представлений о рифтогенно-депрессионном развитии земной коры Урала в рифее [17—19 и др.] привело не только к переоценке взглядов на историю развития седиментационных бассейнов Урала и востока Русской плиты [1, 24, 38, 39 и др.], но и к первым попыткам реконструкций, которые охватывали бы воедино эти два региона. По данным Е. М. Аксенова и Л. Ф. Солонцова [I], в начале раннего рифея была заложена Камско-Бельская рифтовая система северо-западного простирания. На начальных стадиях ее развития в пологих впадинах формировались тонкозернистые аллювиальные и озерные отложения нижней части прикамской свиты. Во второй половине прикамского времени темпы прогибания и дифференцированные подвижки блоков резко усилились, в области сноса сформировался расчлененный рельеф, что способствовало накоплению преимущественно грубообломочных терригенных образований 7. Третья стадия (калтасинское время) характеризовалась трансгрессией мелководно-морского бассейна с нарастанием к концу калтасинского времени и в надеждинское время регрессивных тенденций.

Наиболее ярко представления о единстве КБП, САП и Башкирского прогибов в раннем рифее проявились в работах В. П. Парначева [38—40 и др.]. Согласно

⁷ Необходимо подчеркнуть, что описываемая последовательность событий хорошо укладывается в известные двухстадийные модели формирования кайнозойских рифтов [9, 13, 31].

его взглядам, к началу рифея на рассматриваемой территории возникло сводообразное поднятие фундамента с расчлененным горным рельефом и серией мелких грабенов. В раннеайское время формировалась сложная рифтовая система, напоминающая типичное «тройное сочленение», в состав которой, по В. П. Парначеву, входили Камско-Бельский, Айский и Башкирский грабены, заполненные грубообломочными малоссоидами (фиг. 2), а в последующем имели место замедление темпов прогибания, отмирание грабеновых структур и преимущественно мелководно-морская терригенная и карбонатная седиментация. Сопоставление рядов формаций рифея описываемых грабенов подчеркивает, что рифтовая система развивалась, по-видимому, по единому плану [41]. Интересно, однако, что если в типовом разрезе рифея собственно рифтогенный этап приходится на начало айского времени [32, 34], то на востоке Русской плиты — на конец прикамского [1].

КОМПЛЕКСЫ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗЛИЧНОГО СОСТАВА И ГЕНЕЗИСА И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ИХ В РАЗРЕЗАХ НИЖНЕГО РИФЕЯ

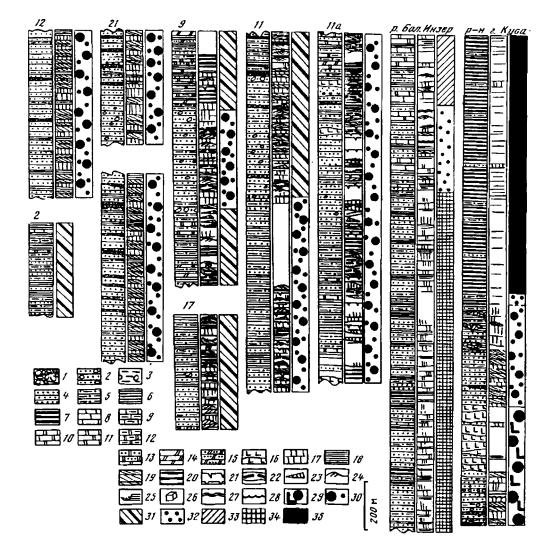
Изучение текстурных особенностей пород стратотипического разреза рифея [32, 34] и верхнедокембрийских отложений Волго-Бельской области по ряду наиболее представительных скважин, закономерностей строения свит позволило, с учетом литературных данных, наметить в нижнем рифее ряд крупных комплексов отложений различного генезиса и состава. Анализ латеральных и вертикальных взаимоотношений комплексов в разрезах серий дал возможность построить схематические литолого-палеогеографические карты и восстановить в общих чертах историю раннерифейского бассейна осадконакопления.

Среди терригенных отложений выделены следующие комплексы.

Комплекс вулканогенно-терригенных, преимущественно континентальных и прибрежно-континентальных, отложений представлен конгломератами, гравелитами и песчаниками полимиктового и аркозового состава, чередующимися с покровами трахибазальтов. Осадочные породы обнаруживают присутствие различных типов косой слоистости, многочисленных трещин усыхания, промоин, знаков ряби и т. д. Наряду с монотонными пачками песчаников можно видеть пакеты и пачки переслаивания песчаников, алевролитов и глинистых сланцев с трещинами усыхания. Детальный литолого-фациальный анализ обнаруживает присутствие среди отложений данного комплекса русловых, пойменных, прибрежных заливно-лагунных, пролювиальных и других, близких по условиям формирования фаций [34, 41]. Комплекс характерен для трех нижних подсвит айской свиты (фиг. 3), подробное описание его приведено в работе [32].

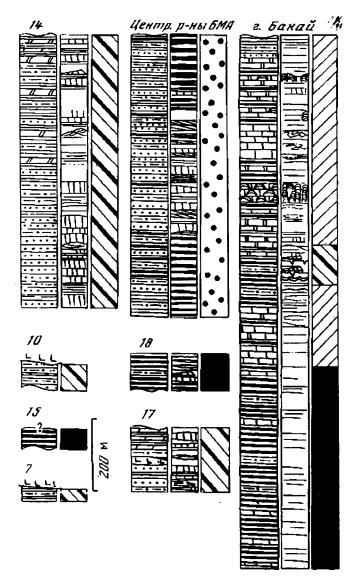
Комплекс терригенных осадков преимущественно континентального и «сверхмелководного» генезиса отчетливо обособляется в разрезах прикамской свиты в. Здесь он представлен преимущественно пестроокрашенными мелко-, средне-, и разнозернистыми песчаниками. В заметно меньшей мере в его составе встречаются алевролиты, гравелиты и пакеты тонкого пологоволнистого переслаивания алевролитов и сланцев. Песчаники имеют, как правило, красноватосерую, розовую, розовато- и зеленовато-серую окраску и обнаруживают присутствие разномасштабной косой, косоволнистой, пологоволнистой слоистости, многочисленных трещин усыхания и интервалов пластинчатых брекчий. Широко распространены массивные и неясно-, тонкополосчатые разности псаммитов. Чередующиеся с песчаниками пакеты пологоволнистого переслаивания алевролитов и сланцев также характеризуются широким развитием трещин усыхания, линзовидно-косой и косоволнистой слоистостью. Наиболее типичные представители отложений этого комплекса — породы ростковской подсвиты прикамской свиты в скв. Аралн-7000 и боровской свиты в прибортовой части САП (см. фиг. 3).

 $^{^{8}}$ На западном склоне Южного Урала этот комплекс имеет незначительную мощность и не играет самостоятельной роли.



Фиг. 3. Строение разрезов, текстурные особенности отложений и осадочные комплексы айско-прикамского уровня нижнего рифея Волго-Уральской области (номера разрезов соответствуют номерам скважин на фиг. 1)

1—16 — литологические типы пород (1 — конгломераты и гравелиты, 2 — редкогалечниковые песчаники, 3 — глинистые сланцы с гальками, 4 — песчаники, 5 — алевролиты, 6 — глинистые сланцы, 7 — то же углеродисто-глинистые, 8 — известняки, 9 — тоже глинистые, 10 — известковистые доломиты, 11 — доломиты, 12 — то же глинистые, 13 — доломиты с терригенной примесью, 14 — доломиты, 15 — то же, с терригенной примесью, 16 — диабазы); 17—28 — текстурные особенности пород (17 — массивные неслоистые интервалы, 18 — горизонтальная слоистость, 19 — разномасштабная косая слоистость, 20 — пологоволнистое переслаивание различных литологических типов пород, 21 — трещины усыхания, 22 — пластинчатые брекчии глинистых сланцев, 23 — интервалы с текстурами знаков ряби, 24 — косоволнистая слоистость, 25 — микроразмывы и промоины, 26 — глиптоморфозы по кристаллам галита, 27 — симметричная синусоидальная волновая рябь, 28 — то же острогребневая); 29—35 — осадочные комплексы (29 — вулканогенно-терригенных, преимущественно континентальных, отложений, 30 — терригенных континентальных отложений, 31 — литоральные («сверхмелководные») терригенные образования, 32 — мелкводно-морские терригенные отложения, 33 — терригенные отложения мелководно-морского генезиса, 34 — терригенные отложения, 33 — терригенные образования, 35 — терригенные от берега осадки с РОВ)



Фиг. 4. Строение разрезов, текстурные особенности и осадочные комплексы бакальско-надеждинского уровня Волго-Уральской области (номера разрезов соответствуют номерам скважин на фиг. 1). Условные обозначения см. на фиг. 3 и 5

Комплекс терригенных отложений прибрежно-бассейнового генезиса объединяет мелко-, средне- и разнозернистые пестроокрашенные песчаники в ассоциации с алевролитами, аргиллитами и, реже, доломитами (фиг. 4). Последние характерны для ряда разрезов надеждинской свиты (Аслы-Куль-4 и др.). Породы данного комплекса имеют фиолетовую, вишнево-красную, розовато-серую, светло-розовую или кирпично-красную окраски и обнаруживают присутствие широкого спектра текстур — горизонтальной, пологой и крутонаклонной косой разномасштабной, косоволнистой, волнистой, линзовидной слоистости, мелких размывов и врезов. Часто в виде пологоволнистых пропластков среди песчаников наблюдаются вишнево-красные и шоколадные алевритистые глинистые сланцы, подчеркивающие пологоволнистую и волнистую слоистость. В отличие от описанного выше комплекса рассматриваемые образования не несут значительного числа текстур-индикаторов периодического усыхания осадков, что позволяет рассмат-

ривать их как преимущественно бассейновые, хотя и близбереговые, отложения. Они типичны для норкинской и минаевской подсвит прикамской свиты в разрезе скв. Арлан-7000, ротковской подсвиты того же уровня в скв. Мензелино-Актаныш-20005, а также надеждинской свиты. В типовом разрезе бурзяния роль их незначительна [26, 27].

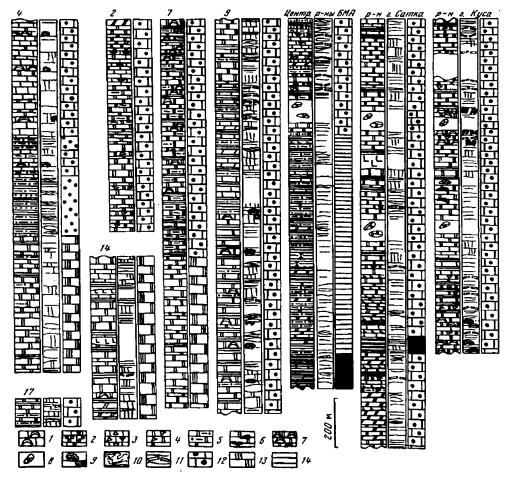
Терригенные мелководно-морские образования, напротив, более типичны для разрезов БМА, где они известны на бакальском (юшинском) уровне. Это пакеты и пачки пологоволнистого чередования глинистых и углеродисто-глинистых сланцев, алевролитов и (или) мелкозернистых песчаников с разнообразными течениевыми текстурами — мелкой косой и косоволнистой слоистостью, знаками ряби течения, первичной линейностью течения и т. д. Трещины усыхания, текстуры врезания и (или) размывов среди отложений данного комплекса отсутствуют. Как правило, слоистость маркируется маломощными прослоями и пропластками темноцветных алевролитов и алевритистых глинистых сланцев.

Комплекс удаленных от берега терригенных осадков объединяет три разновидности. Первая представлена темноокрашенными тонко-, горизонтально-слоистыми или массивными глинистыми сланцами с редкими маломощными прослоями алевролитов и карбонатных пород. Рассматриваемые образования характерны для макаровского уровня бакальской свиты, кисеганской и сунгурской подсвит айской свиты и наблюдаются в разрезах кабаковской свиты. Преимущественно пелитовая размерность терригенного материала, практически полное отсутствие течениевых текстур и признаков периодического усыхания свидетельствуют о накоплении осадков на значительном удалении от береговой зоны ниже базиса действия волн. Ко второй разновидности могут быть отнесены голубовато-зеленые тонко-, равномерно полосчатые сланцы (мелкозернистые алевролиты), ангастакской подсвиты суранской свиты [32]. Третья разновидность — массивные бестекстурные песчаники с бимодальной структурой и маломощными прослоями сланцев и алевролитов, типичные для нижних и средних уровней большеинзерской свиты. Формирование их происходило, по-видимому, за счет гравитационных потоков [32] в относительно глубоководных участках бассейна.

Комплекс терригенно-карбонатных отложений мелководно-морского генезиса в наиболее типичном своем виде представлен в разрезах верхней подсвиты бакальской свиты, где наблюдается мезоритмичное чередование терригенных и карбонатных пачек [27, 33 и др.]. В составе последних распознается сложная гамма фаций — околокупольные образования карбонатной платформы, лагунные, прибрежно-морские осадки, отложения прибрежного морского мелководья и др. Формирование всей сложнопостроенной последовательности отложений верхней части бакальской свиты происходило в мелководных бассейновых условиях на фоне чередования открытых и полуизолированных обстановок [27, 41]. Близкий генезис имеют, по-видимому, и отложения верхней части большеинзерской свиты [32].

Карбонатные отложения объединяют два комплекса.

Комплекс карбонатных осадков мелководного бассейнового генезиса представлен в основном хемогенными доломитами и глинистыми доломитами, подчиненную роль в его разрезах играют другие разности карбонатных пород и глинистые сланцы. Окраска пород серая и зеленовато-серая, иногда с сиреневым или розоватым оттенком. Наиболее типичные текстуры — неотчетливая полосчатость, пологая волнистая слоистость, уплощенные прослои и линзы плоскообломочных карбонатных брекчий, часть из которых может являться темпеститами [32], постройки строматолитов. Часто наблюдаются массивные неслоистые интервалы доломитов, а при значительном содержании терригенной примеси — полого- и косоволнистая слоистость. Строматолитовые и микрофитолитовые доломиты образуют маломощные пласты и пачки среди хемогенных разностей. Обломочные доломиты (брекчированные и т. д.) тяготеют к северо-западным разрезам калтасинской свиты [29]. В этих же районах увеличивается количество известняков, глинистых, алевритопесчаных и песчанистых разностей доломитов. Описываемый комплекс типичен для большей части разрезов калтасинской свиты



Фиг. 5. Строение разрезов, текстурные особенности отложений и осадочные комплексы саткинскокалтасинского уровня Волго-Уральской области (номера разрезов соответствуют номерам скважин на фиг. 1)

1-8 — литологические типы пород (1 — строматолитовые известняки, 2 — то же микрофитолитовые, 3 — плоскообломочные известняковые брекчии, 4 — то же в доломитах, 5 — доломиты с алевритовой примесью, 6 — то же с кремневыми конкрециями, 7 — то же строматолитовые, 8 — состав пород по шламу); 9-11 — текстурные особенности пород (9 — строматолиты, 10 — интервалы с конволютной слоистостью, 11 — интервалы плоскообломочных карбонатных брекчий); 12-14 — осадочные комплексы (12 — мелководно-морские карбонатные образования, 13 — собственно морские, бассейновые, отложения, 14 — тонкозернистые терригенные осадки удаленных зон). Остальные условные обозначения см. на фиг. 3

(Арлан-7 000, Орьебаш-82, Очер-14, Ижевск-20 и др.), а также характеризует ряд уровней саткинской свиты [32] (фиг. 5).

Комплекс морских карбонатных осадков представлен преимущественно доломитами, реже глинистыми доломитами серого, темно- и светло-серого цвета массивного облика или тонко-, неяснополосчатыми. Отсутствие заметного количества терригенной примеси и течениевых текстур предполагает формирование данного типа отложений на значительном удалении от областей сноса в зонах бассейна со спокойной гидродинамикой. Подобного типа образования характерны для ряда разрезов калтасинской свиты на северо-западе и в осевой зоне КБП и некоторых уровней саткинской свиты.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ РАННЕРИФЕЙСКОГО ВОЛГО-УРАЛЬСКОГО СЕДИМЕНТАЦИОННОГО БАССЕЙНА

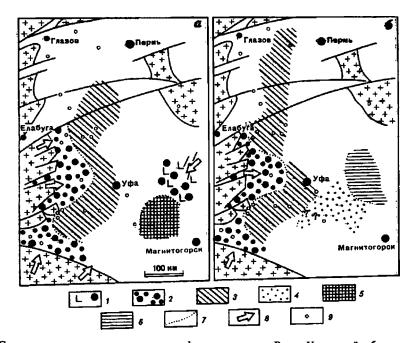
Несмотря на достаточно большое количество геологических материалов по верхнедокембрийским комплексам Волго-Уральской области, литолого-палеогеографические карты, которые охватывали бы территорию Татарстана, Башкортостана. Пермской. Оренбургской и Самарской областей России. до настоящего времени практически отсутствуют. Исключение составляют мелкомасштабные карты [6], отражающие эволюцию обстановок на уровне осадочных серий, неопубликованные литофациальные карты Л. Д. Ожигановой и М. В. Ишерской (1977 г.) для верхнего рифея и венда востока Русской плиты и БМА, а также карты Ю. Р. Беккера для венда [7]. Для нижнего рифея подобная ситуация в значительной мере объясняется слабой степенью изученности осадочных комплексов в центральных, наиболее погруженных, зонах КБП, однако общие черты развития раннерифейского бассейна могут быть установлены уже сейчас при анализе литолого-палеогеографических карт, составленных исходя из рассмотрения латеральных взаимоотношений описанных выше комплексов отложений для «начала» и «конца» айско-прикамского, саткинско-калтасинского и бакальско-надеждинского времени. В случае литологически сильно дифференцированных уровней (айский, бакальский и др.) это дает возможность подробнее показать изменение палеогеографических обстановок.

Айско-прикамского времени по периферии бассейна фиксируется ряд зон (фиг. 6, а). Это, во-первых, зона преимущественно континентальных (аллювиальных, делювиально-пролювиальных и т. п.) галечниково-гравийно-песчаных и песчано-алевритовых осадков, тяготеющая к районам Кинеля, Бугуруслана, Бавлов, Елабуги и др., т. е. к западной периферии КБП. Текстурные особенности пород и характер «организации» литологических и генетических типов осадков в разрезах этой зоны позволяют предположить, что формирование отложений происходило в результате деятельности нескольких разветвленных (многорукавных) рек, сносивших обломочный материал как с умеренно приподнятой и расчлененной суши (область современного САП), так и из районов пологовсхолмленного рельефа (восток Русской плиты).

Восточнее располагалась зона преобладающего развития прибрежно-континентальных и прибрежных отложений, протягивавшаяся от района Сарапула до широты Уфы и далее на юго-запад, к Урус-Тамаку. Эта зона представляла, по-видимому, обширную литоральную (плайевую?) область, так как осадки здесь помимо своей пестрой и красноцветной окраски обнаруживают широкое развитие разнообразных по размеру и морфологии трещин усыхания в ассоциации со знаками ряби волнения и течения, мелкой косоволнистой слоистостью и тому подобными текстурами.

На юго-востоке, по периферии Тараташского массива, формировался сложный комплекс терригенных отложений, перемежавшихся с потоками и покровами трахибазальтов, маркирующий, по-видимому, «рифтогенный» борт прогиба. Присутствие здесь многочисленных линз и прослоев конгломератов также свидетельствует об активной тектонической обстановке, частых перестройках структурного плана и расчлененном рельефе в области питания. В качестве источников обломочного материала выступали как кристаллические комплексы архея — нижнего протерозоя, так и слабометаморфизованные осадочные образования типа иотнийских (Л. В. Анфимов, устное сообщение, 1992 г.). Юго-западнее, в центральных районах БМА, айско-прикамский уровень представлен преимущественно умеренно-глубоководными алеврито-песчаными и песчаными осадками, формирование которых происходило, вероятно, за бровкой внешнего шельфа.

⁹ Это наиболее дробная по охвату стратиграфических уровней серия карт. Карты были составлены для подсвит зильмердакской свиты и коррелятных им на платформы образований, а также катавской, инзерской и миньярской свит верхнего рифея и всех четырех свит южноуральского венда.



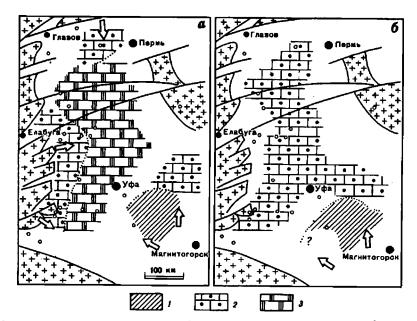
Фиг. 6. Схематические литолого-палеогеографические карты Волго-Уральской области для начала (a) и конца (b) айско-прикамского времени (a) и собразований; (a) на терригенных континентальных образований; (a) на терригенных (a) н

палеогеографических зон; 8 — направления сноса обломочного материала; 9 — положение скважин

Можно предполагать, следовательно, что на самых ранних стадиях своего развития раннерифейский седиментационный бассейн имел скорее всего асимметричное строение. Западный, северо- и юго-западный его фланги были заняты обширными, достаточно выположенными аллювиально-дельтовыми и прибрежно-континентальными равнинами, сменявшимися в восточном и юго-восточном направлениях мелководно-морскими ландшафтами с накоплением преимущественно терригенных осадков. Напротив, юго-восточный борт ¹⁰ являлся ареной активной тектонической деятельности и сопрягался со значительными поднятиями (возможно, ограниченными эскарпами, уступами или выступами фундамента). Об этом свидетельствуют также значительная пестрота и контрастность фаций в разрезах айской свиты, существенные колебания мощности отложений, наличие вулканитов. Аналоги айской свиты в центральных районах БМА (большеинзерская свита), представляя собой отложения массовых потоков, маркируют, вероятно, обособленную депрессионную область, сопрягавшуюся с узкой зоной шельфа, окаймлявшей (?) Тараташский выступ фундамента.

Конец айско-прикамского времени ознаменован перестройкой общего стиля седиментации главным образом в районе юго-восточного борта (см. фиг. 6, 6). Область расчлененного, гористого рельефа, поставлявшая основное количество обломочного материала для вулканогенно-терригенного комплекса нижней части айской свиты, оказалась к этому моменту полностью снивелированной. Во всем многосотметровом разрезе кисеганской и сунгурской подсвит практически нет каких-либо следов влияния былых источников грубообломочного терригенного материала. В центральных районах БМА также прекратилось накопление гравитационных образований и произошло, по-видимому, заметное общее выполаживание дна бассейна. Интересно, что с запада на восток (в полосе примерно

¹⁰ Южный и северо-восточный фланги бассейна в этот период времени не реконструируются.

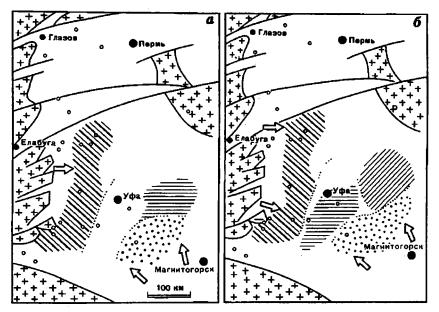


Фиг. 7. Схематические литолого-палеогеографические карты Волго-Уральской области для начала (а) и конца (б) саткинско-калтасинского времени I — терригенно-карбонатные отложения мелководно-морского генезиса; 2 — комплекс карбонатных мелководно-морских отложений; 3 — карбонатные бассейновые образования. Остальные условные обозначения см. на фиг. 6

от Бавлов к Толбазам и далее на северо-восток, к Кусе) в верхней части айско-прикамского уровня фиксируется закономерный ряд осадочных комплексов — от аллювиально-дельтовых через прибрежно- и мелководно-бассейновые, к вероятно, собственно бассейновым. Это предполагает, на наш взгляд, заметное расширение бассейна в восточном направлении и начало ярко выраженной трансгрессии.

Саткинско-калтасинский уровень. Рассматриваемый уровень характеризуется резким преобладанием почти на всей территории бассейна карбонатных отложений. Только на юго-востоке (в центральных районах БМА), ряде самых западных, северо-западных и восточных разрезов калтасинской свиты наблюдается расклинивание монотонной многокилометровой карбонатной последовательности терригенными, преимущественно тонкозернистыми, образованиями. Отсутствие «переходных» терригенно-карбонатных и терригенных типов разрезов, сопоставимых стратиграфически с калтасинскими доломитами, в наиболее западных частях КБП свидетельствует о больших размерах бассейна саткинско-калтасинского времени, чем это фиксируется по «утыканию» доломитов в породы кристаллического фундамента. На это же, по-видимому, указывает и палеогеографическая ситуация начала саткинско-калтасинского времени, когда в центральной и северо-западной частях КБП вырисовывается область развития собственно бассейновых карбонатных осадков (фиг. 7, а). С севера и запада она окаймлялась зонами накопления мелководно-морских доломитов, а на юго-востоке граничила, вероятно, непосредственно или через зону мелководно-морских осадков (?) с зоной «неустойчивого» карбонатонакопления, где чередовались во времени обстановки терригенного и карбонатного осадконакопления. Это позволяет предполагать, что основным поставшиком кластики в бассейн в начале саткинско-калтасинского времени являлись районы, располагавшиеся к востоку и юго-востоку от современного БМА ".

[&]quot; Вариации в поставке кластики для отдельных подсвит суранской свиты в центральных районах БМА носят более сложный характер, но, вероятно, все же локальный [33].



Фиг. 8. Схематические литолого-палеогеографические карты Волго-Уральской области для начала (а) и конца (б) бакальско-надеждинского времени. Условные обозначения см. на фиг. 6 и 7

Конец саткинско-калтасинского времени ознаменован почти повсеместным господством мелководно-морских хемогенных и, в отдельных районах и зонах, фитогенных карбонатных осадков (см. фиг. 7, 6). В качестве исключения вновь выступают центральные районы БМА, где максимум накопления подобного типа образований пришелся на самый конец рассматриваемого временного интервала, совпавший, по-видимому, с максимумом трансгрессии и тектонической стабилизации региона. В саткинско-калтасинское время бассейн осадконакопления по многим параметрам приближался, таким образом, к плоским эпиконтинентальным водоемам.

Бакальско-надеждинский уровень. В разрезах бакальской, юшинской, надеждинской и кабаковской свит, входящих в состав данного уровня, преобладают терригенные отложения мелководно- и прибрежно-бассейнового генезиса. Почти на всем протяжении бакальско-надеждинского времени на западных флангах бассейна преобладали прибрежно-континентальные и прибрежно-морские ландшафты с накоплением пестроцветных песчано-алевритовых, алевритовых и алеврито-глинистых осадков. Достаточно устойчивым являлось и накопление мелководно-морских терригенных образований в центральных районах БМА. Наиболее удаленные от береговых зон тонкозернистые терригенные осадки тяготели, по-видимому, в начале этого времени к северо-восточным районам БМА (фиг. 8, а), а в конце его переместились юго-западнее, в центральную часть бассейна. На их месте в конце бакальско-надеждинского времени формировалась сложная последовательность мелководных и прибрежно-бассейновых терригенных и карбонатных отложений верхней части бакальской свиты (см. фиг. 8, б). В юго-восточном направлении последние сменялись преимущественно алевритопесчаными осадками мелководно-бассейнового генезиса, зона распространения которых протягивалась и в центральные районы современного БМА 12.

Следует отметить, что в бакальско-надеждинское время в бассейне отчетливо проявилась зональность, близкая к симметричной. В качестве источников сноса

¹² Значительный размыв отложений данного уровня на территории КБП и САП затрудняет воссоздание более полной картины распределения и эволюции ландшафтов бакальско-надеждинского времени.

выступали, по-видимому, восточные районы Русской плиты и районы, располагавшиеся к юго-востоку от современного БМА. И те и другие были значительно снивелированы уже к началу саткинского времени, преобладание же на последних этапах развития раннерифейского Волго-Уральского бассейна преимущественно терригенных отложений обусловлено скорее всего заметным сокращением площади его акватории и трансформацией обширного плоского эпиконтинентального морского водоема в значительно меньший по размерам озероподобный бассейн.

Список литературы

- 1. Аксенов Е. М., Солонцов Л. Ф. Рифей и венд Русской платформы//Докембрийские вулканогенно-осадочные комплексы Урала. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1986. С. 117—127.
- 2. Алиев М. М., Морозов С. Г., Постникова И. Е. и др. Геология и нефтегазоносность рифейских и вендских отложений Волго-Уральской провинции. М.: Недра, 1977. 157 с.
- 3. Андреев Ю. В., Иванова Т. В., Келлер Б. М. и др. Стратиграфия верхнего протерсгоя восточной окраины Русской плиты и западного склона Южного Урала//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 10. С. 57—68.
- 4. Анфимов Л. В. Карбонатный литогенез и связанное с ним рудообразование в нижнем рифее Бакало-Саткинского района на Южном Урале//Стратиграфия и литология докембрийских и раннепалеозойских отложений Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. С. 77—86.
- 5. Анфимов Л. В., Бусыгин Б. Д., Демина Л. Е. Саткинские месторождения магнезитов на Южном Урале. М.: Наука, 1983. 87 с.
- 6. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР/Под ред. Виноградова А. П. М.: ГУГК, 1968. Т. 1.
- 7. Беккер Ю. Р. Подзнедокембрийская моласса Южного Урала. Л.: Недра, 1968. 160 с.
- 8. Бессонов В. Я., Брангулис А. П., Великанов В. А. и др. Палеогеография и литология венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1980. 120 с.
- 9. Восточно-Африканская рифтовая система. Т. 1/Под ред. Белоусова В. В. М.: Наука, 1974. 263 с.
- Гарань М. И. Возраст и условия образования древних свит западного склона Южного Урала.
 М.: Госгеолтехиздат, 1946. 51 с.
- Гарань М. И. Нижний и средний докембрий//Геология СССР. Т. 12. Ч. 1. М.: Недра, 1969.
 С. 64—149.
- 12. Гарань М. И. Верхний докембрий (рифей). Стратиграфия//Геология СССР. Т. 13. Ч. 1. М.: Недра, 1969. С. 70—106.
- 13. Грачев А. Ф. Рифтовые зоны Земли. М.: Недра, 1987. 247 с.
- 14. Давыдов Ю. В. Рифейские карбонатные отложения востока Сибирской платформы и ее обрамления. Новосибирск: Наука, 1975. 108 с.
- Егорова Л. З. Досреднедевонские отложения Куйбышевской и Оренбургской областей//Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Додевон. М.: Гостоптехиздат, 1962. С. 83—93.
- Егорова Л. З. Строение и состав кристаллического фундамента и бавлинских отложений Куйбышевской и Оренбургской областей//Тр. КуйбышевНИИ НП. 1964. Вып. 24. С. 3—203.
- 17. Иванов С. Н. О байкалидах Урала//Докл. АН СССР. 1977. Т. 327. № 5. С. 1144—1147.
- 18. Иванов С. Н. О байкалидах Урала и природе метаморфических толщ в обрамлении эвгеосинклинали. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1979. 75 с.
- Иванов С. Н. О доордовикской истории Урала и предгеосинклинальном развитии земной коры вообще//Доордовикская история Урала. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1980. С. 3—27.
- Иванова З. П., Веселовская М. М., Клевцова А. А. и др. Нефтегазоносные и перспективные комплексы центральных и восточных областей Русской платформы. Т. 1. Л.: Наука, 1969. 168 с.
- Иванова Т. В., Едренкина О. К. О некоторых палеогеографических особенностях эпохи образования рифейско-вендских (бавлинских) отложений западных районов Башкирии, выявленных геохимическими методами//Тр. УфНИИ. 1971. Вып. XXIX. С. 118—127.
- 22. Иванова Т. В., Клевцова А. А. Литолого-геохимические особенности рифейских отложений востока Русской платформы//Тр. ВНИГНИ. 1972. Вып. 121. С. 6—30.
- Ишерская М. В., Романов В. А. К стратиграфии рифейских отложений Западной Башкирии.
 Уфа. УНЦ РАН, 1993. 36 с.
- 24. Клюжина М. Л. Этапы осадконакопления в докембрийской и раннепалеозойской истории Урала//

- Стратиграфия и литология докембрийских и раннепалеозойских отложений Урала. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1982. С. 9—22.
- 25. Коренчук Л. В. Литостратитрафия верхнедокембрийских отложений Подолии: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Киев: ИГН АН УССР, 1981. 25 с.
- Крупенин М. Т. Литолого-фациальный состав сидеритовой формации Бакала//Ежегодник-1982.
 Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983. С. 24—30.
- 27. Крупенин М. Т. Сидеритовая формация Бакала, ее геологическая позиция и условия образования: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1986. 18 с.
- Кутуков А. В. К вопросу дробного стратиграфического расчленения досреднедевонских отложений Пермского Приуралья в связи с их нефтегазоносностью//Тр. Кам. фил. ВНИГНИ. 1966. Вып. 57. С. 212—224.
- Лагутенкова Н. С., Чепикова И. К. Верхнедокембрийские отложения Волго-Уральской области и перспективы их нефтегазоносности. М.: Наука, 1982. 112 с.
- 30. Ленных В. И., Петров В. И. Стратиграфия айской свиты и проблема ее возраста//Тр. Ильменского гос. заповедника. 1978. Вып. 19. С. 33—43.
- 31. *Логачев Н. А.* Вулканогенные и осадочные формации рифтовых зон Восточной Африки. М.: Наука, 1977. 182 с.
- 32. *Маслов А. В.* Рифейские бассейны седиментации западного склона Южного Урала (фации, основные черты развития)//Ин-т геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 1993. 339 с.— Деп. в ВИНИТИ 10.03.93, № 565-В93.
- Маслов А. В., Крупенин М. Т. Разрезы рифея Башкирского мегантиклинория (западный склон Южного Урала). Информационные материалы. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 172 с.
- 34. Нижний рифей Южного Урала. М.: Наука, 1989. 230 с.
- Обстановки осадконакопления и фации/Под ред. Рединга Х. М.: Мир, 1990. Т. 1. 352 с. Т. 2. 384 с.
- Ожиганова Л. Д. Нижний рифей Западной Башкирии//Стратиграфия и литология верхнего докембрия и палеозоя Южного Урала и Приуралья. Уфа: Изд-во Баш. фил. АН СССР, 1983.
 С. 33—30
- Олли А. И. Древние отложения западного склона Урала. Саратов: Изд-во Саратов. гос. ун-та, 1948. 414 с.
- Парначев В. П. О формационной принадлежности вулканогенно-осадочных комплексов рифея Башкирского мегантиклинория//Доордовикская история Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 40—60.
- Парначев В. П. Позднедокембрийские вулканогенно-осадочные комплексы Башкирского мегантиклинория//Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л.: Наука, 1982. С. 96—106.
- 40. Парначев В. П. Магматизм и осадконакопление в позднедокембрийской истории Южного Урала: Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Свердловск: ИГиГ УрО АН СССР, 1987. 33 с.
- 41. Парначев В. П., Швецов П. Н., Крупенин М. Т. Строение и условия седиментации отложений нижнего рифея Тараташского антиклинория на Южном Урале. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 72 с.
- 42. Постникова И. Е. Верхний докембрий Русской плиты и его нефтеносность. М.: Наука, 1977. 222 с.
- 43. Рифейские отложения Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений//Тр. ИГиГ CO AH CCCP. 1973. Вып. 168. 208 с.
- 44. Скрипий А. А., Юнусов Н. К. Структуры растяжения и сжатия в зоне сочленения Южного Урала и Восточно-Европейской платформы//Геотектоника. 1989. № 6. С. 62—71.
- 45. Солонцов Л. Ф. Итоги изучения рифейских отложений востока Русской платформы и современные представления о их стратиграфическом расчленении в пределах Татарии//Изв. Казан. фил. АН СССР. Сер. геол. наук. 1960. № 9. С. 209—224.
- 46. Солонцов Л. Ф., Аксенов Е. М. Рифей Восточно-Европейской платформы//Изв. вузов. Геология и разведка. 1969. № 10. С. 3—14.
- 47. Солонцов Л. Ф., Клевцова А. А., Аксенов Е. М. Новые данные о стратиграфии рифейских отложений востока Русской платформы//Сов. геология. 1966. № 1. С. 70—77.
- 48. Стратиграфия СССР. Т. 2. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 716 с.
- 49. Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология//Тр. ГИН АН СССР. 1983. Вып. 377. 184 с.

- 50. Таныгин Г. И. Состав, строение и обстановки осадконакопления рифейских карбонатных отложений Ангаро-Питского междуречья Енисейского кряжа: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ОИГТиГН СО РАН, 1992. 18 с.
- 51. Тимергазин К. Р. Додевонские образования Западной Башкирии и перспективы их нефтегазоносности. Уфа: БФАН СССР, 1959. 312 с.
- 52. Тимофеев П. П. Проблемы литологии//Литология и полез. ископаемые. 1987. № 3. С. 3—13.
- 53. Фролович Г. М. Сопоставление разрезов докембрийских отложений Камско-Бельской впадины// Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 4. С. 75—85.
- 54. Хильтова В. Я., Вревский А. Б., Лобач-Жученко С. Б. и др. Докембрийская геология СССР. Л.: Наука, 1988. 440 с.
- 55. Шварев В. Н., Конев П. Н., Кучина Е. Л. Новые данные по литологии и нефтеносности додевонских осадочных отложений Удмуртской АССР//Геологическое строение и нефтегазоностность северных и западных районов Волго-Уральской провинции. Пермь: КамНИИКИКС, 1991. С. 50—58.
- Allen P. A., Allen J. R. Basin analysis (principles and application). Oxford; London; Edinburg; Boston;
 Melbourn: Blackwell Sci. Publ., 1990. 452 p.
- 57. Belt Symposium. Dep. of Geol. of Idaho. Idaho Bur. Mins. and Geol. Moscow. 1973. V. 1. 215 p.
- 58. Dickinson W. R. (Ed.) Tectonics and Sedimentation//Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner. Tulsa, 1974. V. 22. 204 p.
- Easton R. M. Crustal structure of rifted continental margins: geological constraints from the Proterozoic rocks of the Canadian shield//Tectonophysics. 1983. V. 94. P. 371—390.
- 60. Gabrielse H., Campbell R. B. Upper Proterozoic assemblages, Chapter 6 (in) Geology of the Cordilleran Orogen in Canada//Geol. Soc. America. 1991. V. G-2. P. 125—138.
- 61. Miall A. D. Principles of Sedimentary Basin Analysis. N. Y.: Springlar Verlag, 1984. 490 p.
- Ross G. M. Tectonic setting of the Windermere Supergroup revisited//Geology. 1991. V. 19. № 11.
 P. 1125—1128.
- 63. Schieler J. Significance of styles of epicontinental shale sedimentation in the Belt basin, Middle Proterozoic of Montana, USA//Sediment. Geol. 1990. V. 69. № 3/4. P. 297—312.
- 64. Watkins J. S., Drake C. L. (Eds.) Studies in Continental Margins Geology/Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1983. V. 34. 801 p.
- 65. Winston D. Tectonics and Sedimentation of the Middle Proterozoic Belt basin, and their influence on Phanerozoic compression and extension in Western Montana and northern Idaho/Ed. Roberts J. Paleotectonics and sedimentation in the Rocky Mountain Region, United States//AAPG, Mem. 1986. Pt II. P. 87—118.
- 66. Winston D. Sedimentology of the Ravalli Group, Middle Belt Carbonate and Missoula Group, Middle Proterozoic, Belt Supergroup, Montana, Idaho and Washington//Mont. Bur. Min. Geol. Spec. Publ. 1986. V. 94. P. 86—124.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург Поступила в редакцию 4.III.1993

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 5. 1994

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.4:551.732

© 1994 Виноградов В. И., Пустыльников А. М.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ КЕМБРИЙСКИХ ЭВАПОРИТОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ АКТИВНОСТИ БИОСФЕРЫ И УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Пик работ, посвященных изучению изотолного состава серы эвапоритов, приходился на 60—70-е годы [1, 4, 9, 11, 13—16]. Уже тогда общая картина была выяснена, и дальнейшие работы лишь немного детализировали ее [8]. На базе этих данных строились модели эволюции кислородной атмосферы Земли и активности биосферы, использовались ковариации изотопов серы и кислорода в сульфатах и углерода в синхронных им карбонатах [10—12, 15, 17, 18]. В настоящее время вопрос кажется хрестоматийно ясным и практически не обсуждается, а лежащие в его основе посылки просто забыты. Между тем эти посылки кажутся авторам ошибочными, о чем уже неоднократно писалось [2, 3, 19, 20]. Начав работать в рамках проблемы «Важнейшие биотические и абиотические события в геологической истории», в частности на разрезах нижнепалеозойских и рифейских отложений Сибири, мы пришли к необходимости снова вернуться к этому вопросу.

Рассмотрим две основные исходные посылки.

Первая из них — о соответствии изотопного состава серы эвапоритов и сульфатной серы океанов.

Как принимается всеми исследователями, изотопный состав серы океанического сульфата определяется круговоротом вещества в системе «материк — океан». Важнейшим этапом этого круговорота оказывается бактериальная редукция сульфата, которая приводит к изотопному разделению. Изотопный состав серы океанического сульфата в ходе динамического круговорота серы обогащается тяжелым изотопом. В результате быстрого перемешивания океанических вод изотопный состав серы оказывается усредненным по всему объему океана и может быть отнесен к категории геохимических констант.

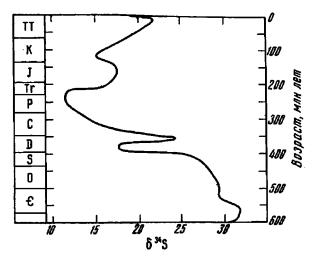
Сульфатная сера современного океана характеризуется изотопным составом, выраженным в относительных единицах δ^{34} S = +20 при среднем изотопном составе серы Земли около нуля, а диагенетических сульфидов морских илов около —20. Межлабораторные погрешности измерений δ^{34} S обычно не выходят за пределы $\pm 0.3\%$.

Внутренние моря и соленые озера, в солевом питании которых значительную роль может играть континентальный сток, характеризуются меньшим обогащением тяжелым изотопом серы. Так, значения δ^{34} S составляют для Черного моря +18, Азовского +15, Аральского +18, Каспийского +10, в заливе Кара-Богаз-Гол +14, а в межкристальной рапе солевых отложений залива +18. Эти и другие примеры [13] позволяют сделать заключение, что изотопный состав серы эвапоритов не обязательно наследует изотопный состав сульфатной серы Мирового океана соответствующего времени. В случае солеобразования во внутренних бассейнах при повышенной роли континентального питания изотопный состав серы эвапоритов может быть в меньшей степени обогащен тяжелым изотопом; чем сера открытых морей и океанов.

Тем самым первая посылка, лежащая в основе построения эволюционной кривой (фиг. 1), оказывается поколебленной.

Вторая исходная посылка — сохранность изотопного состава серы эвапоритов со времени их накопления.

Все осадочные породы подвергаются постседиментационным, эпигенетическим изменениям. Эвапоритовые отложения, и среди них сульфаты, легче других подвержены вторичным изменениям. Для сульфатов это не только растворение, но и химическое или биохимическое восстановление. В качестве восстановителя выступают углеводороды, накопление которых обычно парагенно накоплению соленосных отложений. Процесс эпигенетической сульфатредукции очень широко развит в природе. Его наиболее яркими модельными примерами являются месторождения самородной серы, детально изученные в изотопном отношении [2]. В глубинных зонах осадочных бассейнов также активно идут процессы сульфатредукции, и все пластовые скопления сероводородных газов связаны с этим процессом [2]. Следствием его является утяжеление изотопного состава серы сульфата, уцелевшего от восстановления. Поскольку восстановление сульфатов идет по зонам движения флюидов, зонам проницаемости, то и степень утяжеления серы сульфатного остатка оказывается неравномерной по



Фиг. 1. Вариации изотопного состава серы эвапоритов во времени (по [10])

сульфатоносной толще, если только она не подверглась полной перекристаллизации и усреднению своего состава. Таким образом, для определения изотопного состава серы в солеродном бассейне нельзя пользоваться средними значениями δ^{34} S изотопного состава серы эвапоритов, а следует ориентиру ваться скорее на их нижние значения, которые могут отвечать исходным либо быть выше них.

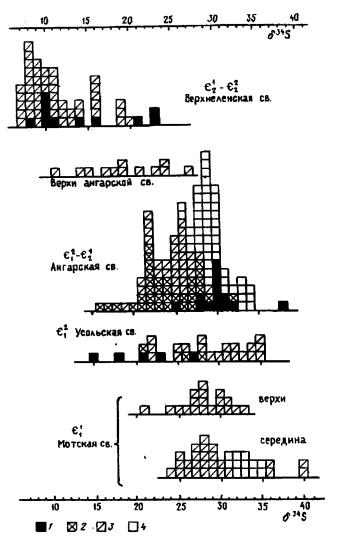
Таким образом, и вторая исходная посылка оказывается сомнительной. Существуют и широко развиты природные процессы эпигенетического утяжеления изотопного состава сульфатной серы эвапоритов, и при построении эволюционной кривой следует опираться на наиболее низкие (из числа измеренных) изотопные отношения сульфатной серы.

Иллюстрацией сказанному могут служить данные по кембрию Сибирской платформы.

Почти на всем 2-километровом разрезе кембрия Сибири встречаются горизонты эвапоритов. Особенно широко развиты ангидриты. Почти повсеместно по разрезу встречаются признаки нефтегазоносности кембрийских отложений, а в усольской свите — и месторождений нефти и газа. Детальное изучение литологии кембрийских отложений Сибирской платформы [5] показывает, что сульфаты повсеместно подверглись интенсивной сульфатредукции. Это выражается в замещении сульфатов карбонатами «вплоть до полного удаления из отложений ангидрита и гипса» [5, с. 186], брекчировании пород в местах удаления сульфатов, перекристаллизации доломитов и образовании текстур замещения по ангидриту и гипсу, насыщении карбонатных пород сероводородом и интенсивной вторичной пиритизации.

Эти наблюдения признаков эпигенетической сульфатредукции в кембрийских отложениях находят яркое подтверждение в изотопном составе серы. На фиг. 2 сведены данные по изотопному составу серы кембрийских эвапоритов Иркутского амфитеатра Сибирской платформы, в том числе 30 ранее не публиковавшихся определений (таблица). Всего на гистограммах показано 284 определения. Небольшая часть из них сдублирована в лабораториях Калифорнийского технологического института и ВСЕГЕИ. Между ними обнаружена систематическая разница. Калифорнийские результаты примерно на 3% завышены по сравнению с санкт-петербургскими [10]. Это большая разница, однако для данного конкретного случая, как это хорошо видно на гистотограммах (см. фиг. 2), она не имеет принципиального значения. Общий разброс изотопных данных даже в пределах отдельных свит достигает 10—20% и более. Такой большой разброс невозможно объяснить первичными условиями соленакопления, и при таком разбросе вряд ли имеют смысл средние значения $\delta^{34}S$. Как уже обсуждалось выше, изотопный состав серы исходных сульфатов вероятнее всего был близок к нижним, а не к средним значениям δ^{34} S. Такие соображения делают картину эволюции изотопного состава древних океанов более скучной и выбивают почву из-под красивых модельных построений. Но, как нам кажется, они ближе соответствуют действительности. Согласившись с этими соображениями, придется признать, что в нижне- и среднекембрийское время изотопный состав серы солеродных бассейнов был близок к составу серы современного океана. Следовательно, и факторы круговорота серы, в первую очередь активность биосферы, по своей интенсивности в кембрийское время мало отличались от современных.

В верхах ангарской свиты и верхнеленской свите среднего кембрия изотопный состав серы гипсов и ангидритов существенно ниже. Нижние значения δ^{34} S в них опускаются до значений 7-10%0 и приближаются к таковым в пермских эвапоритах, которые выделяются резким минимумом на кривой эволюции изотопного состава серы эвапоритов (см. фиг. 1). Эта особенность среднекембрийских эвапоритов Сибирской платформы впервые была установлена в работах [6—8] и связана с палеогеографическими условиями осадконакопления. К концу ангарского времени отмечается морская



Фиг. 2. Распределение изотопов серы в сульфатах кембрийских эвапоритов Сибирской платформы I — новые данные; 2 — по [3]; 3 — по [7, 8]; 4 — по [10]

регрессия, в разрезе появляются обломочные красноцветные породы, а верхнеленская свита в основном представлена загипсованными красноцветами. Можно предположить, следовательно, что в питании солеродных бассейнов, начиная с верхов ангарского времени, значительную роль стал играть континентальный сток с пониженными по сравнению с нормально морскими значениями δ^{34} S сульфатной серы. Ранее эта идея привлекалась для объяснения пермского минимума в изотопном составе серы древних эвапоритов [11, 20].

Таким образом, факторы, определяющие круговорот серы в системе «океан — материк», оказываются сходными в течение всего фанерозойского времени. Это значит, что активность биосферы, уровень кислородной атмосферы, соленость океана оставались все это время принципиально сходными. Модели эволюции кислородной атмосферы, построенные при использовании изотопных данных по сере, основаны на неверных исходных посылках и должны быть уточнены. В любом случае они, видимо, всегда будут носить качественный характер и вряд ли здесь возможны строгие количественные оценки.

Работа выполнена при частичной поддержке по программе ГНТП-18, проект 1.6.1. «Этапность и периодичность важнейших биогенных и абиогенных событий и устойчивость экосистем в геологической истории».

Номер сква- жины (глуби- на, м)	Возраст (ярус, свита)	δ ³⁴ S, ‰	Номер сква- жины (глуби- на, м)	Возраст (ярус, свита)	δ ³⁴ S. ‰
Кан	ско-Тасеевская впадина			Илчинская впадина	
55 K (490)	Є (майский)	23,0	55 K (939)	$\epsilon_1 - \epsilon_2$ (ангарская)	38,4
(485)	То же	25,2	(774)	То же	30.1
(480)	*	21,5	(655)	*	30,6
(470)	*	13,6	(575)	*	30,0
(465)	*	16,0	(550)	*	30,0
(420)	*	10,9			
(412)		10,0	1 Марковская		ł
			(1080)	$\epsilon_1 - \epsilon_2$ (ангарская)	31,3
Заярск	ко-Устькутский профиль			-	1
47 K (624)	$E_1 - E_2$ (ангарская)	38,4	37 Мальта		
5 K (720)	$\varepsilon_1 - \varepsilon_2$ (литвинцевская)	30,7	(986)	E ₁ (усольская)	21,2
31 (830)	Еі (усольская)	18,2	(970)	То же	23,3
(831)	То же	15,0	(946)	*	27,0
			(942)	* .	27,7
j	Илчинская впадина				
29 K (946)	$\varepsilon_1 - \varepsilon_2$ (ангарская)	32,3			
(824)	То же	30,2		Обнажения по рекам	ļ
(810)	*	30,4	Ангара	E _I (майский)	9,8
(583)	*	27,7		То же	10,1
(490)	€ ₁ — Є ₂ (литвинцевская)	28,1	Непта	*	7,9
(430)	То же	28,8		*	10,2

Список литературы

- 1. Виноградов В. И. Историзм в геохимии в свете данных по изотопному составу серы//Очерки геохимии отдельных элементов. М.: Наука, 1973. С. 244—274.
- 2. Виноградов В. И. Роль осадочного цикла в геохимии изотопов серы. М.: Наука, 1980. 192 с.
- 3. Виноградов В. И., Пустыльников А. М. Изотопный состав серы в кембрийских соленосных отложениях Сибирской платформы//Проблемы соленакопления. Т. 2. Новосибирск: Наука, 1977. С. 237—239.
- 4. *Нильсен X*. Модельные оценки баланса изотопов серы в древних океанах//І Междунар. геохим. конгр. М.: Наука, 1973. Т. 4. Кн. 1. С. 127—140.
- 5. Писарчик Я. К. Литология и фации кембрийских отложений Иркутского амфитеатра. Л.: Гостоптехиздат, 1963. 346 с.
- Писарчик Я. К., Голубчина М. Н. Существовал ли региональный перерыв в осадконакоплении в среднем кембрии на Сибирской платформе//Литология и полез. ископаемые. 1979. № 6. С. 104—118.
- 7. Писарчик Я. К., Голубчина М. Н. Изотопный состав серы сульфатов кальция кембрийских отложений Сибирской платформы//Использование изотопов серы для решения геологических задач. Л.: Недра, 1987. С. 25—49.
- 8. Писарчик Я. К., Голубчина М. Н., Баданова В. П. Использование данных изотопного состава серы сульфатов кальция для контроля палеогеографических построений (на примере кембрия Сибирской платформы)//Литология и полез. ископаемые. 1981. № 2. С. 164—171.
- 9. Тод Г., Монстер Д. Распространение изотопов серы в эвапоритах и древних океанах//Химия земной коры. Т. 2. М.: Наука, 1964. С. 589—600.
- Claypool G. E., Holser W. T., Kaplan I. R. et al. The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation//Chem. Geol. 1980. V. 28. P. 199—260.

- Holland H. D. Systematics of the isotopic composition of sulfur of the oceans during the Phanerozoic and its implications for atmosphere oxygen//Geochim. et cosmochim. acta. 1973. V. 39. № 12. P. 2605---2616.
- 12. Holland H. D. The chemical evolution of the Atmosphere and oceans.— Princeton: Princeton Univ. Press, 1984. № 5. 522 p.
- Holser W. T., Kaplan I. R. Isotope geochemistry of sedimentary sulfates//Chem. Geol. 1966. V. 1.
 № 2. P. 93—135.
- Nielsen H. Schwefelisotope in marinen Kleislauf und das ³⁴S der fruheren Meere//Geol. Rudschau. 1965. Bd. 55. P. 160-172.
- 15. Rees C. E. The sulfur isotope ballance of the ocean. An improved model//Earth Planet. Sci. Lett. 1970. V. 7. P. 366-370.
- 16. Rees C. E., Jenkins W. E., Monster J. The sulfur isotopic composition of ocean water sulphate//Geochim. et cosmochim. acta. 1978. V. 42. P. 377—381.
- Schidlowski M., Junge C. E. Coupling among the terrestrial sulfur, carbon and oxygen cycles: numerical
 modeling based in revised Phanerozoic carbon isotope record//Geochim. et cosmochim. acta. 1981.
 V. 45. P. 589-594.
- Veizer J., Holser W. T., Wilgus C. K. Correlation of ¹²C/¹³C and ³⁴S/³²S secular variations//Geochim. et cosmochim. acta. 1980. V. 44. № 4. P. 579—587.
- Vinogradov V. I. The isotopic composition of sulfur as a factor of its cyclic circulation in time//Chem. Geol. 1972. V. 10. P. 99-106.
- Winogradov W. I., Schanin L. L. Zur Frage der Variationen der Schwefelisotopen Zusammensetzung in den Alten Ozeanen//Z. Angew. Geol. 1969. Bd. 15. Ht 1. S. 33—36.

Геологический институт РАН, Москва Поступила в редакцию 18.I.1994

УДК 573:551.739(571.5)

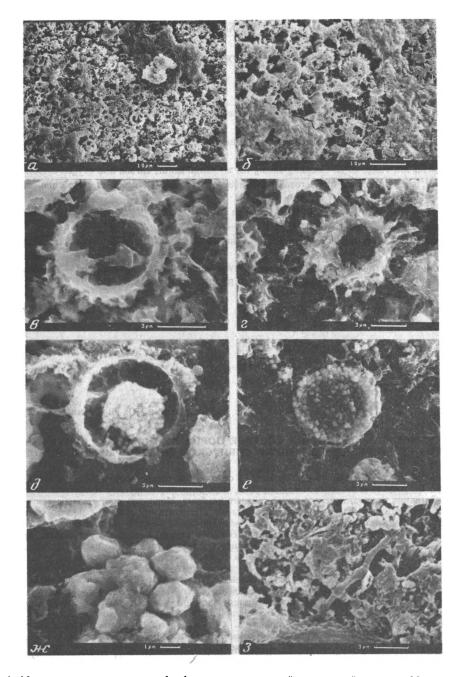
© 1994 Е. А. Жегалло, А. Г. Замирайлова, Ю. Н. Занин

МИКРООРГАНИЗМЫ В СОСТАВЕ ПОРОД КУОНАМСКОЙ СВИТЫ НИЖНЕГО—СРЕДНЕГО КЕМБРИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (р. МОЛОДО)

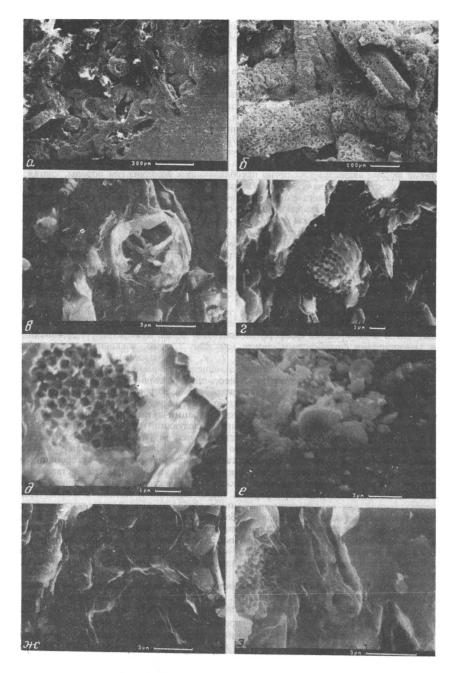
Куонамская свита широко распространена в северной и северо-восточной областях Сибирской платформы. Ее возраст определяется как верхняя часть ботомского яруса и тойонский ярус нижнего кембрия — нижняя часть амгинского яруса среднего кембрия. Мощность свиты колеблется в пределах 25-70 м; она слагается известняками, доломитами, аргиллитами; среды последних преобладают битуминозные разновидности, являющиеся характерным типом пород в составе свиты. В различных разрезах свиты наблюдаются одна или несколько пачек тонкослоистых битуминозных аргиллитов («черных сланцев»). Наиболее выдержанная из них залегает в нижней ее части. На значительной части площади в составе этой пачки отмечаются желваковые фосфориты, впервые установленные В. Е. Савицким и Б. Б. Шишкиным [7]. Их характеристика была приведена С. Ф. Бахтуровым и В. С. Переладовым [1], а также А. Г. Замирайловой с соавторами [3]. В последней из упомянутых работ было показано, что в составе черносланцевой пачки свиты р. Молодо (левого притока р. Лены в ее нижнем течении) практически весь аутигенный материал (фосфатный, а также карбонатный и сульфидный) сосредоточен именно в составе конкреций, а вмещающие их аргиллиты полностью или почти полностью лишены этих компонентов. В то же время, в составе аргиллитов повышены содержания Copr., Al₂O₃, SiO₂. Высказано предположение, что подобное контрастное распределение практически всех аутигенных минералов в составе черносланцевой пачки связано с концентрацией их в составе конкреций в результате микробиальной деятельности. Представляемое сообщение, посвященное изучению микроорганизмов в составе черных сланцев и фосфоритовых конкреций, является следующим этапом этой работы.

Пачка битуминозных аргиллитов, являвшаяся объектом изучения, исследована на р. Молодо на участке протяженностью 100 км, в пределах которого было описано 13 обнажений с полным (в большинстве случаев) ее разрезом. Породы пачки, мощность которой определена здесь в 3,3 м, залегают на неровной поверхности подстилающих ее карбонатов со следами перерыва. В составе пачки наблюдаются два уровня, содержащих фосфоритовые конкреции. Нижний уровень (мощностью 0,1 м) отвечает самым низам свиты, верхний уровень (мощностью 0,75—0,85 м) отделен от нижнего аргиллитами, не содержащими фосфоритов, мощностью 0,35—0,45 м.

Микробиогенные образования битуминозных аргиллитов куонамской свиты изучались ранее С. И. Жмуром и В. М. Горленко [2]. По данным этих авторов, основным источником органического



Фиг. 1. Микроорганизмы в составе фосфоритовых конкреций куонамской свиты р. Молодо: $a-\varepsilon$ — акритархи; ∂ , e — сульфатредуцирующие бактерии, выполняющие частично (∂) или полностью (e) внутренние полости акритарх; \varkappa — мелкие кокковидные образования; s — чехлы нитевидных, предположительно цианобактериальных форм



Фиг. 2. Обломки скелетов губок у выставе фосфоритовых конкреций р. Молодо (a, δ) и микроорганизы в составе битуминозных аргиллитов куонамской свиты р. Молодо (a-a) плохой сохранности; a, a — сульфатредуцирующие бактерии, замещенные пиритом; a — кокковидные формы плохой сохранности; a, a — полые трубчатые формы — чехлы цианобактериальных нитей)

вещества аргиллитов являлся бентосный цианобактериальный мат с добавлением аллохтонного материала. Цианобактериальный мат слагался нитчатыми микроорганизмами, фиксируемыми по их сохранившимся литифицированным, представленным халцедоном, трубчатым чехлам. Наряду с такими трубчатыми формами отмечено присутствие в битуминозных аргиллитах одноклеточных кокковидных форм диаметром 7—8 мкм, часто замещенных фрамбоидами пирита, и овальных образований диаметром 0,4—0,5 мкм и длиной 5—6 мкм [2].

Микробиальные формы в отложениях черносланцевой пачки куонамской свиты изучались нами в составе как аргиллитов, так и фосфоритовых конкреций. Исследования проводились с помощью сканирующего микроскопа CamScan. Для анализа изготавливали шлифы и пластинки породы, обработанные слабым раствором соляной кислоты (концентрацию кислоты подбирали опытным путем), напыляемые затем золотом или углеродом.

Устанавливается, что наиболее распространенной формой микроорганизмов в отложениях черносланцевой пачки являются акритархи, Micrhistridium Deflandre, 1937, emend. Downie et Sarjeant, 1963, характеризуемые шиповидными выростами. Их литифицированные чехлы диаметром 6—8 мкм встречаются как в аргиллитах, так и в фосфоритовых конкрециях. В составе последних такие формы являются абсолютно преобладающим компонентом породы, слагая ее практически полностью во всех случаях, когда ультрамикроструктура породы выявлялась достаточно отчетливо (фиг. 1, $a-\varepsilon$). Реже в составе фосфоритовых конкреций встречаются сульфатредуцирующие серные бактерии (см. фиг. 1, d, e), кокковидные образования размером 1—3 мкм (см. фиг. 1, x). Нитевидные формы длиной до 12 мкм и до 1 мкм в поперечнике (см. фиг. 1, x) предположительно трактуются как нитевидные цианобактерии.

В составе конкреций встречаются также обломки скелетов губок (фиг. 2, а, б). При помощи микроанализатора выявлено, что оболочки акритарх литифицировались в основном апатитом, выполнявшим также их внутренние полости. Фосфат осаждался и на уже литифицированные оболочки. Значительно реже роль замещающего материала играл кремнезем. Более того, апатитом замещен и кремнезем скелетов губок. Чехлы цианобактерий и кокковидные формы также литифицированы апатитом.

Что же касается битуминозных аргиллитов, то в них содержание сохранившихся биогенных форм весьма низкое. Эти формы представлены плохо сохранившимися акритархами, по-видимому, того же вида, что и в конкрециях фосфоритов (см. фиг. 2, e), сульфатредуцирующими серными бактериями, замещенными фрамбоидами пирита (см. фиг. 2, e, d), кокковидными (см. фиг. 2, e), а также полыми трубчатыми формами (см. фиг. 2, x, 3), являющимися, по-видимому, чехлами цианобактерий. Все биогенные формы в сланцах замещены кремнеземом.

Приведенные выше данные демонстрируют существенное различие химико-минерального состава и количества сохранившихся минерализованных микробиальных форм в фосфоритовых желваках и вмещающих их аргиллитах. В первых, как уже говорилось, наряду с большим количеством микроорганизмов наблюдается очень высокий уровень концентрации аутигенных минералов.

Представленный материал позволяет предполагать следующий путь образования фосфатных и фосфатно-карбонатно-сульфидных конкреций в составе пачки битуминозных аргиллитов. Биогенные формы — первичные концентраторы органического углерода и фосфора (входящего в состав органогенного материала) из морской воды — подвергались после отмирания и захоронения в иловой воде разложению гетеротрофными бактериями. Органический углерод при этом оставался в осадке, а фосфор переходил в ионной форме в раствор. Такая схема в настоящее время является практически общепринятой. Однако концентрация фосфора, а также кальция и магния в иловой среде была, очевидно, недостаточной для непосредственного минералообразования. В то же время обогащенные этими компонентами иловые воды представляли собой великолепную питательную среду для развития вторичной микробиальной деятельности. Сообщества таких микроорганизмов экстратировали растворенный в иловых водах фосфор и другие минеральные компоненты и способствовали вторичной их концентрации, конечной стадией которой было выпадение минералов с образованием и ростом конкреции. Сульфатредуцирующие бактерии являлись, очевидно, составными частями таких микробиальных сообществ.

В настоящее время ряд авторитетных специалистов [5, 8] связывают образование концентраций с микробиальной деятельностью. Р. Райсвелл [10], обосновывавший микробиальный механизм формирования кальцитово-пиритовых конкреций, указывал, что образованию кальцита и пирита предшествовало возникновение ионов Н и НСО3 в процессе бактериального метаболизма.

Существование конкрециеобразующих колоний микроорганизмов продолжалось, по-видимому, до тех пор, пока резерв растворенных в иловой воде питательных минеральных компонентов не переставал удовлетворять жизненные потребности этих сообществ. Прекращение функционирования микробиальных сообществ приводило и к прекращению роста конкреций.

Движение растворенных минеральных веществ в процессе формирования фосфатных конкреций в составе черносланцевой пачки куонамской свиты осуществлялось, скорее всего, в горизонтальном направлении. На это указывает уплощенная форма большинства конкреций, часто неправильные их очертания в плане при весьма гладких взаимно параллельных верхних и нижних поверхностях, соответствующих плоскостям напластования глинистых пород. Очевидно, формирование и рост конкреций осуществлялись именно за счет ресурсов минеральных веществ, сосредоточенных в строго отвечающих им сериях слоев. Нет оснований предполагать, что при формировании конкреций имело место вертикальное движение образующего их материала, как это иногда принимается для конкреций, залегающих в песчаных породах [4, 6].

Если в самих сланцах первичный биогенный материал являлся в значительной степени разру-

шенным, то в составе конкреций он оказывался минерализованным и в связи с этим сохранившимся, что позволяет судить о его природе. Наиболее важным является абсолютное преобладание в составе конкреций акритарх. Наблюдаемая высокая их концентрация в составе конкреций обязана исключительно их минерализации и однозначно свидетельствует о столь же высокой первичной концентрации этих организмов во всей массе осадка. Приведенный материал показывает, что не бентосные цианобактериальные формы, как это предполагалось [2], а планктонные микроорганизмы-акритархи явились первичным продуцентом органического углерода, а также концентратором фосфора в осадке, формирующем породы черносланцевой пачки куонамской свиты.

В этой связи следует напомнить, что акритархи являются ближайшими родственниками динофлагеллат, которые накапливают в своем составе повышенные количества фосфора и рассматриваются в качестве ведущих организмов, обеспечивших образование фосфоритов альб-сеноманского возраста Парижского бассейна и палеоценовых фосфоритов бассейна Гафса в Тунисе [9]. Можно предполагать, что акритархи играли ту же роль в образовании кембрийских фосфоритов куонамской свиты.

Авторы выражают искреннюю благодарность А. Л. Рагозиной, М. Б. Бурзину и В. А. Лучининой за помощь в идентификации фоссилий.

Список литературы

- 1. Бахтуров С. Ф., Переладов С. С. Горизонт желваковых фосфоритов в основании ленского яруса востока Сибирской платформы//Геология и геофизика. 1985. № 1. С. 33—39.
- 2. Жмур С. И., Горленко В. М. Природа куонамских горючих сланцев кембрия Сибирской платформы//Литология и полез. ископаемые. 1990. № 3. С. 122—126.
- 3. Замирайлова А. Г., Занин Ю. Н., Солотчина Э. П. Петрографическая и химико-минералогическая характеристика желваковых фосфоритов куонамской свиты нижнего-среднего кембрия р. Молодо (северо-восток Сибирской платформы)//Осадочное рудообразование. Новосибирск: Наука, 1990. С. 102—114.
- 4. *Кураленко Е. П.* Фосфоритовые конкреции какертской свиты Западной Камчатки и условия их формирования//Литология и полез. ископаемые. 1991. № 1. С. 86—96.
- 5. Македонов А. В. Общие сведения о конкрециях//Атлас конкреций. Л.: ВСЕГЕИ, 1988. С. 4--57.
- 6. Савенко В. С. О физико-химическом механизме образования морских фосфоритов//Докл. АН СССР. 1979. Т. 249. № 4. С. 972—977.
- Савицкий В. Е., Шишкин Б. Б. О фосфатности нижнекембрийских отложений северного склона Анабарского щита//Геология и полезные ископаемые Сибирской платформы. Л.: Недра, 1963. С. 105—114.
- 8. Сорокин Ю. И. О роли биологических факторов в седиментации железа, марганца и кобальта и в образовании конкреций//Океанология. 1972. Т. 12. № 1. С. 3—14.
- Fauconnier D., Slansky M. The possible role of Dinoflagellates in phosphate sedimentation//Proterozoic-Cambrian Phosphorites. Canberra, 1978. P. 53—54.
- 10. Raiswell R. The microbiological formation of carbonate concretions in the Upper Lias of the England//Chem. Geol. 1976. V. 18. P. 227—244.

Палеонтологический институт РАН, Москва Поступила в редакцию 18.1.1994

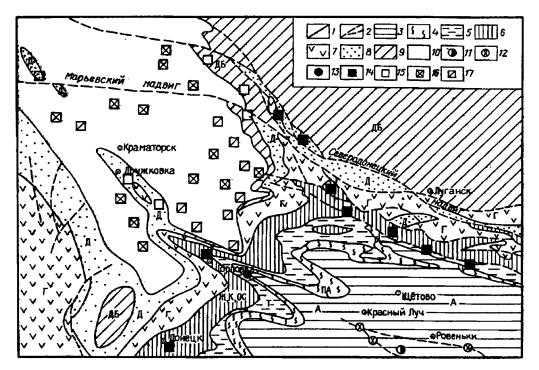
УДК 552.14:551.735(477.6)

© 1994 Курило М. В.

РУДНО-УГЛЕВОДОРОДНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И СТАДИАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД ДОНБАССА

Проблемы зональности оруденения имеют существенное значение для понимания процессов эндогенного рудообразования и практики геологоразведочных работ. Вместе с тем причины зонального распределения минеральных ассоциаций остаются проблематичными. Для объяснения зональности практически во всех случаях применяются две основные концепции гидротермального минералообразования: пульсационная и эволюционная или моно- и полиасцендентная [1]. Обе теории предполагают поступление минералообразующих растворов в среду рудоотложения от реального или гипотетического магматического очата.

Показательным примером в этом отношении является Донецкий бассейн, где основные черты рудной зональности были замечены еще в начале столетия. Однако генетическая сторона этого



Фиг. 1. Схема распространения групп метаморфизма углей [7] и рудных образований Донбасса I — границы групп метаморфизма; 2 — разрывные нарушения; 3 — антрациты; 4 — полуантрациты; 5 — тощие; 6 — жирные, коксовые и отощенно-спекающиеся; 7 — газовые; 8 — длиннопламенные; 9 — переходные от бурых к каменным; 10 — неизмененные породы; 11-17 — минерализация (11 — золото-мышьяково-полиметаллическая, 12 — полиметаллическая с сульфосолями, 13 — сурьмяная, 14 — ртутно-полиметаллическая, 16 — медная стратиформная, 17 — свинцово-цинковая стратиформная)

вопроса остается на прежнем уровне и с незначительными изменениями с точки зрения то одной, то другой концепции [2—4]. Суть ее заключается в том, что по мере удаления от проблематичного магматического очага происходит закономерная смена с юго-востока на северо-запад высокотемпературной золото-мышьяково-полиметаллической минерализации низкотемпературной сурьмяно-ртутной. Рассматривая с этой точки зрения рудную зональность Донбасса, практически не учитывали, за исключением структурно-тектонического фактора, общегеологическую ситуацию. Рудные образования оказывались вне всякой связи с другими геологическими явлениями. А между тем еще акад. А. Е. Ферсман [5] заметил, что Донецкий бассейн является единственной областью, где в герцинском поясе удачно сочетаются крупные запасы нерудного сырья с металлами.

В последние годы накопился довольно обширный геологический материал, позволяющий установить закономерное распределение и когенетичное формирование всего комплекса полезных ископаемых Донбасса, выражающих суть одного и того же процесса — литогенеза. Месторождения полезных ископаемых следует рассматривать как особые формы горных пород, и весь процесс их образования можно понимать только в связи с общим процессом породообразования [6].

Все рудные и нерудные месторождения Донбасса залегают в одинаковых литологических разновидностях пород, которые представлены песчано-глинистыми сланцами (алевролитами и аргиллитами), песчаниками и маломощными прослоями известняков и углей. Терригенные породы состоят из одних и тех же минералов (кварца, полевых шпатов), составляющих обломочный материал, и глинисто-карбонатно-кварцевого цемента, и различаются количеством и крупностью обломочных зерен, а также количеством и степенью изменения цементирующей массы. Карбонатная составляющая цемента представлена сидеритом, а пласты известняка сложены кальцитом.

Поскольку в Донбассе марочный состав углей учитывается при всех прогнозных и разведочноэксплуатационных работах в первую очередь, мы условно приравниваем стадии литогенеза к степени метаморфизма углей. За основу нами принята карта распространения групп метаморфизма углей применительно к их технологическим маркам [7]. Кроме марочного состава углей и рассеянного органического вещества для определения степени изменения вмещающих пород изучали тонкодисперсные глинистые и комплекс жильных минералов, что позволило в каждом конкретном случае определить стадии литогенеза и соответствующие им рудные ассоциации (таблица, фиг. 1).

Наиболее высокотемпературная золото-мышьяково-полиметаллическая рудная ассоциация встречается в южных и юго-восточных частях Донбасса, где породы претерпели стадию позднего метагенеза.

Литолого-стадиальная характеристика и условия образования рудных ассоциаций Центрально-Донецкой металлогенической зоны

Месторождение и рудопроявление	Тип минерализации	Возраст вмещаю- щих пород	^тъдия изменения (марки угля)	<i>T</i> _{οбp} , °C	Давление, атм	Нефтегазоносность
Бобриково, Острый Бугор	Золото-мышьяково- полиметаллический	C ₁ ⁴ -C ₁ ⁵	Поздний метагенез (A ₁₁)	260—400	860—1700	Залежей нефти и газа нет. Появления метано- вых газов с азотом и CO ₂
Нижний Нагольчик, Есауловка	Полиметаллический с . сульфосолями	$C_1^5 - C_2^1$	Ранний метагенез (A ₁)	150—300	550—1200	BER 1830D C ROTTON II OO7
Веровское	Сурьмяный	C ₂ ²	Ранний метагенез (Т — ПА)	100220	500—800	
Никитовское	Ртутный кварц-диккито- вый	C ₂ ³	Поздний катагенез (Ж, К, ОС)	90—180	120—600	Небольшие залежи газа
Дружковско-Константиновское	Ртутно-полиметалличе- ский с битумами	$C_2^6-C_3^1$	Средний катагенез (БД, Д, Г)	50—120	40—150	Месторождения газа, нефтепроявления
Бахмутская котловина	Медно-полиметаллический	C ₃ ³ —P	Диагенез, ранний катагенез (Б ₁ —Б ₂)	до 60	до 40	Месторождения нефти и газа

Минеральный состав пород и их структурно-текстурные особенности во многом сходны с начальной стадией регионального метаморфизма — мусковит-хлоритовой субфацией. В глинистых и цементе зернистых пород широко развита ассоциация серицита (иногда мусковита), хлорита, кварца и диоктаэдрической гидрослюды. Каолинит и монтмориллонит отсутствуют. Участки с минерализацией тяготеют к зонам смятия и повышенной трещиноватости, характеризуются жилообразной формой рудных тел. Рудные минералы представлены галенитом, сфалеритом, пиритом, пирротином, арсенопиритом, халькопиритом. Из нерудных главными являются кварц, сидерит, донбассит, апатит. Околорудный метасоматоз характеризуется очень слабой контрастностью, и преобладающими процессами являются серицитизация и сульфидизация. Угли относятся к наиболее метаморфизованным разностям — антрацитам и ультраантрацитам (марка A₁₁).

Далее в северо-западном направлении в породах раннеметагенетической стадии трансформации (марки угля ПА-A₁) локализуется относительно среднетемпературная галенит-сфалеритовая ассоциация с сульфоссолями также преимущественно в жильной форме. Вмещающие породы аналогичны предыдущим, однако здесь еще сохраняются реликты обломочного биотита, более широко развиты процессы гидрослюдизации и содержат в небольших количествах каолинит. Главные рудные минералы этой ассоциации — галенит, сфалерит, блеклые руды, буланжерит; нерудные — кварц, анкерит, диккит. Околорудные изменения выражены серицитизацией и окварцеванием.

Западнее, в пределах Ольховатско-Волынцевской антиклинали, являющейся составной частью главной структуры Донбасса, между полями развития ртутной и полиметаллической минерализации, располагается Веровское сурьмяное рудопроявление. Рудная минерализация представлена кварц-антимонитовой жилой и метасоматической вкрапленностью антимонита в песчаниках. Единственным рудным минералом является антимонит, нерудные — кварц, диккит. Угли на участке находятся на полуантрацитовой и тощей стадиях метаморфизма (марки ПА и Т). Наблюдаются интенсивные окварцевание и диккитизация песчаников.

На северо-западной части Главной антиклинали в мощных пластах песчаников среднего карбона, претерпевших позднекатагенетическую стадию изменения (марки угля Ж, К, ОС), локализованы богатые ртутные руды Никитовского рудного поля. Вмещающие породы отличаются от ранее описанных исключительно составом цементирующей массы и структурно-текстурными особенностями. Цемент глинисто-карбонатный и глинисто-кемпистый. Глинистая фаза представлена диоктаэдрической гидрослюдой, хлоритом с примесью каолинита и монтмориллонита. Структурно-морфологический тип рудных тел — пластово-жильный. Рудные минералы представлены киноварью, арсенопиритом, антимонитом, пиритом, марказитом. Из нерудных минералов главными являются диккит и кальцит, в подчиненных количествах встречаются барит, анкерит, кварц. Околорудные изменения выражены диккитизацией и окварцеванием.

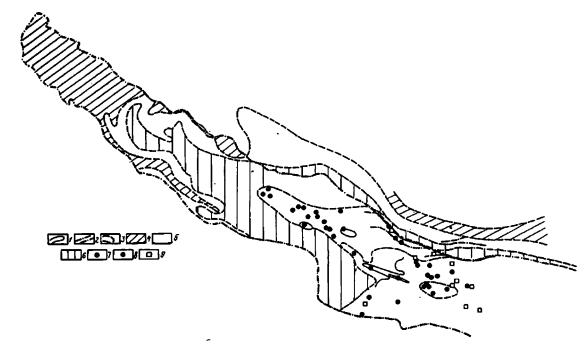
В области Дружковского-Константиновской антиклинали и на восточном борту Бахмутской котловины в верхнекарбоновых отложениях широко развит низкотемпературный ртутно-полиметаллический тип оруденения. Вмещающими породами являются аргиллиты, алевролиты и песчаники, претерпевшие стадию среднего катагенеза (марки угля БД, Д, Г). Состав цемента — глинисто-карбонатный. Глинистая фаза состоит из каолинита, мантмориллонита, смешанослойных гидрослюдисто-монтмориллонитовых образований с незначительным количеством диоктаэдрической гидрослюды. Рудные тела представлены кальцитовыми жилами и прожилками с киноварью, галенитом, сфалеритом, пиритом, марказитом. Характерной особенностью описываемых образований является наличие твердых и жидких битумов и широкое распространение в рудных минералах коллоидных структур. Околорудные изменения выражены каолинизацией и карбонатизацией.

На территории северо-западного замыкания складчатых структур Донбасса в неметаморфизованных верхнекарбоновых и пермских отложениях Бахмутской котловины залегают осадочные стратиформные руды меди, свинца и цинка. Медно-полиметаллическое оруденение морфологически представлено пласто- и линзообразными залежами, залегающими согласно с вмещающими породами. В наборе последних наряду с аргиллитами и алевролитами встречаются рыхлые глины и пески, а также бурые угли марок Б₁₋₂. Основная масса глин и глинистого вещества цемента представляет собой аллотигенный агрегат или для соответствующих фациальных типов сохраняет акутигенные минералы диагенеза (каолинит, галлуазит, монтмориллонит, гидрослюда, хлорит).

Медное оруденение (халькозин, халькопирит, борнит, ковеллин) локализовано преимущественно в низах картамышской свиты в пределах так называемых серых зон, сложенных песчаниками, аргиллитами и уплотненными глинами. Свинцово-цинковая минерализация (сфалерит, галенит) залегает в пластах карбонатных пород в верхах картамышской свиты. Жильная минерализация и метасоматические изменения практически не наблюдаются.

Зональное распределение минеральных парагенезисов и их связь со стадиями постседиментационных изменений пород проявляются не только в Центрально-Донецкой металлогенической зоне, но и вкрест простирания региона с севера на юг. На площади северных окраин Донбасса (Старобельско-Миллеровский геолого-промышленный район) в породах нижнего и среднего карбона отмечается прожилково-вкрапленная низкотемпературная полиметаллическая минерализация. Рудные минералы представлены галенитом, сфалеритом, пиритом, марказитом; нерудные — кальцитом. Вмещающие породы претерпели среднекатагенетическую стадию изменения (марки угля БД, Д).

Южнее располагается Северо-Донецкая металлогеническая зона, в пределах которой размещаются многочисленные ртутепроявления и ряд ртутных аномалий. Вмещающие породы претерпели позднеката- и раннеметагенетическую стадии трансформации (марки угля Ж, К, ОС, Т). В осевой части бассейна размещена наиболее богатая оруденением металлогеническая область Главной антиклинали с вышеотмеченным зональным размещением в ее пределах ртутно-полиметаллического оруденения. И наконец, в южной части Донецкого бассейна находится Южно-Донецкая металлогеническая зона с рядом участков киноварной минерализации с повышенными содержаниями ртути в углях.



Фиг. 2. Схема распространения залежей углеводородов (по фазовому состоянию) и рудной минерализации Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины [8] 1 — маркирующие горизонты палеозоя; 2 — разрывные нарушения; 3 — границы зон фазового состояния углеводородов; 4—6 — зоны фазового состояния углеводородов (4 — нефтяная, 5 — нефтегазовая, 6 — газовая); 7—8 — месторождения и рудопроявления (7 — ртути, 8 — золото-полиметаллические); 9 — участки аномальных концентраций ртути в угольных пластах

Аналогичная связь с региональной стадиальной зональностью каменноугольной толщи обнаруживается в распределении и фазовом составе углеводородов [8]. В центральной части бассейна промышленные залежи нефти и газа неизвестны (фиг. 2). Углеводороды здесь представлены в основном метановыми газами. Залежи газа размещаются по периферии бассейна во внешних частях ртутеносных площадей, частично перекрывая их. Газонефтяные и нефтяные месторождения еще более удалены от складчатого сооружения Донбасса и локализуются на южном склоне Воронежской антеклизы и юго-восточной части ДДВ. Площади их распространения совпадают с зонами развития низкотемпературной стратиформной полиметаллической минерализации.

Следовательно, в пределах Донецкого бассейна с северо-запада на юго-восток и от северных и южных окраин к центру наблюдается закономерное распределение различных рудных ассоциаций и углеводородов, увеличение степени метафоризма углей и регионального эпигенеза вмещающих пород. Направленное изменение этих геологических явлений порождено общей причиной, а именно поступательным развитием процессов постседиментационных изменений осадочных толщ. По мере эволюции процессов литогенеза в определенных зонах осадочные флюиды становились активными и способными к растворению наиболее пригодных к этому компонентов. Главным является термобарический фактор, и чем большему воздействию его подвергались породы, тем более высокотемпературные соединения из них были мобилизованы. Поскольку сами породы практически водо- и газонепроницаемые, миграция флюидов осуществлялась исключительно по зонам складчатых и разрывных нарушений, какими являются поперечные и продольные разломы, брахиструктуры, купола. По законам, которым подчиняется миграция рудоносных флюидов, мигрируют жидкие и газообразные углеводороды. Один и тот же региональный разлом, пересекая участки с различной степенью постседиментационных изменений пород, вызывает миграцию стадиально изменяющегося флюида соответствующего состава и углеводородов, их отложение в благоприятных структурных ловушках с образованием различных по минеральному и фазовому составам руд и углеводородов в одинаковых исходных породах.

Следовательно, распределение минеральных рудных ассоциаций, скопление нефти, газа и угля в Донбассе тесно связаны с региональной стадиальной зональностью осадочных отложений. Каждому минеральному типу рудных образований соответствует определенная группа метаморфизма углей, стадия постседиментационных изменений вмещающих пород и фазовый состав углеводородов.

Возможно, предложенная схема зональности в Донбассе является упрощенной и не учитывает некоторых частных деталей. Однако, по нашему мнению, она отражает общие закономерности и тесную взаимосвязь различных полезных ископаемых в этом регионе. Приведенная региональная закономерность представляется важной при прогнозной оценке осадочно-метаморфизованных формаций Доно-Днепровского прогиба на ртутно-полиметаллическое оруденение и нефтегазоугленосность.

Список литературы

- 1. Онтоев Д. О. Зональность гидротермальных рудных месторождений. Т. 1. М.: Наука, 1974. С. 7—19.
- 2. Скаржинский В. И. Эндогенная металлогения Донецкого бассейна. Киев: Наук. думка, 1973. 202 с.
- 3. Князев Г. И. Замкнутые и фрагментарные рудные пояса. Киев: Наук. думка, 1973. 258 с.
- 4. Геология ртутных месторождений и рудопроявлений Украины. Киев: Наук. думка, 1975. 285 с.
- 5. *Ферсман А. Е.* Избранные труды. Т. II. М.: Изд-во АН СССР, 1953. 768 с.
- 6. Карпунин А. М. Стратиформные месторождения цветных металлов. Л.: Недра, 1974. 127 с.
- 7. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 1. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 1208 с.
- 8. Гавриш В. К., Добрянский Л. А., Курило М. В.//Докл. АН УССР. 1987. Сер. Б. № 7. С. 18—21.

Институт геохимии, минералогии и рудообразования АН Украины, Киев

Поступила в редакцию 22.VII.1993

УДК 552.53:551.734(477.4)

© 1994 Конищев В. С.

СРЕДНЕДЕВОНСКИЕ СОЛЕНОСНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ И ОРГАНОГЕННЫЕ ПОСТРОЙКИ ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА

Тесная парагенетическая связь мощных, нередко осложненных галокинезом соленосных формаций с органогенными постройками в подстилающих карбонатных отложениях установлена во многих солеродных бассейнах (Предуральский прогиб, Прикаспийская впадина, Амударьинская синеклиза, Северо-Германская впадина, впадины Парадокс, Свердруп, Мичиганская, Пермская, Альберта и др.) и описана в ряде обобщающих работ [3, 5]. В Припятском прогибе было установлено также, что в межсолевых нижнефаменских и в подсолевых франских отложениях, подстилающих мощные верхнефаменскую и верхнефранскую соленосные формации, широко распространены элементарные органогенные постройки типа калиптр, биостромов, биогермов, образующих калиптровые, биостромные,

биогермные и рифовые массивы [6]. Они тяготеют к сводам приразломных поднятий, содержат коллекторы и залежи нефти, и их изучению уделяется большое внимание при поисках нефти. Соотношение с органогенными постройками маломощных линз каменной соли остается неизученным, и по этому вопросу в Припятском прогибе получен новый материал. Здесь помимо мощных верхнедевонских соленосных толщ установлены линзы каменной соли в среднедевонских (эйфельских) отложениях, с которыми связаны (пространственно и генетически) органогенные постройки, представляющие интерес в нефтегазоносном отношении.

Эйфельское соленакопление широко развито в различных районах земного шара, оно достаточно четко синхронизируется и совпадает с первыми стадиями герцинского тектонического этапа. В пределах Восточно-Европейской платформы эйфельская соленосная формация ранее была изучена в юго-восточной части Московской синеклизы. Эйфельские карбонатные отложения с органогенными постройками распространены в пределах Волго-Уральской антеклизы и содержат залежи нефти. Однако верхнеэйфельские соленосные отложения и органогенные постройки пространственно разобщены.

Содержащая в своем разрезе соленосные отложения сульфатно-карбонатно-терригенная эйфельская формация Припятского прогиба, мощностью от 20 до 119 м, залегает трансгрессивно на различных горизонтах верхнего протерозоя и породах фундамента. Формация ритмично построена и подразделяется на диснянский и наровский надгоризонты в составе витебского, западнодвинского и бобруйского горизонтов [2]. Витебский горизонт в нижней части (обольские слои) сложен базальным разнозернистым песчаником, выше — песками и песчинками с подчиненными прослоями глин, реже мергелей и доломитов, в верхней части (лепельские слои) — доломитами и доломитизированными известняками, нередко солитовыми, с прослоями мергелей и глин. Западнодвинский горизонт в нижней части (пярнуские слои) сложен переслаивающимися песчаниками, глинами, мергелями, доломитами и доломитизированными известняками, в верхней части (освейские слои) — ритмично чередующимися доломитами, мергелями, глинами и ангидритами с редкими прослоями песчаников и линзами каменной соли. Бобруйский горизонт в объеме городокских и костюковичских слоев сложен доломитами и мергелями с прослоями глин, песчаников и алевролитов.

Освейские слои основания наровского надгоризонта, содержащие линзы каменной соли, соответствуют морсовскому горизонту Центрального девонского поля. Мощность пласта каменной соли в них колеблется от долей метра в Восточно-Первомайской скв. 16 до 16 м в Вишанской скв. 1, составляя в большинстве случаев 9—12 м. Он вскрыт скважинами на глубинах от 2902 до 4696 м на пяти участках северной структурной зоны Припятского прогиба. Каменная соль серая и темно-серая, в различной степени перекристаллизованная, сложена кристаллами галита неправильно-полигональной и изометричной формы. Встречаются кристаллы галита со скоплениями газово-жидких включений в форме «лодочек» и «елочек». Несоляные примеси глинистого, сульфатного и карбонатного материалов распределяются в виде скоплений или тонких прослоев. Пласт каменной соли подстилается пластом мергельно-меловых пород мощностью 4—7 м и перекрыт пластом ангидрита мощностью 4—7 м. Доломиты пелитоморфные плитчатые с прослоем известняка и тонкими прослойками ангидрита вблизи контакта с каменной солью. Покрывающий ангидрит содержит включения карбонатного и глинистого материала и на контакте с солью имеет неясно слоистую или линзовидно-слоистую текстуру [1].

Органогенные постройки в среднедевонских отложениях на территории Беларуси изучены в витебском горизонте и наровском надгоризонте. Органогенные образования витебского горизонта развиты преимущественно к северу от Припятского прогиба в пределах Жлобинской седловины и в южной части Оршанской впадины, а также в западных районах Припятского прогиба. На большей части прогиба витебский горизонт вместе с вышележащим пярнуским полгоризонтом имеет небольшую (до 12 м) мощность и сложен преимущественно терригенными породами. В лепельских слоях верхней половины витебского горизонта, сложенных доломитами и доломитизированными известняками, часто оолитовыми с прослоями мергелей и глин, установлены четыре уровня строматолитов. Они приурочены к прослоям оолитовых и псевдооолитовых доломитов, которые содержат также мелкие онколиты и катаграфии, карбонатные брекчии и конгломераты, свидетельствующие о внутриформационных перерывах. Строматолиты имеют волнисто-слоистую текстуру. Микрослойки толщиной до 1-2 мм наращиваются и образуют столбики высотой от 2 до 10 см и шириной до 10 см. Промежутки между слойками заполнены оолитами, псевдооолитами и терригенными материалом. Помимо столбчатых наблюдаются пластовые строматолиты. Мощность строматолитовых прослоев изменяется от 0,2 до 1,5 м, достигая 5--7 м. Таким образом, биогермные выступы мощностью до 7 м сменяются по простиранию строматолитовыми биостромами мощностью от 0,2 до 1,2 м, которые замещаются пластами оолитовых доломитов [4].

В Припятском прогибе водорослевые постройки установлены в освейских слоях наровского надгоризонта. В южной прибортовой зоне непосредственно к северу от Украинского щита скважинами вскрыты пласты известняков и доломитов мощностью до 20 м, образующие органогенные постройки в краевой части бассейна осадконакопления, которые могут представлять значительный интерес при поисках залежей нефти и газа. Линзы ангидритов и каменной соли накапливались после формирования органогенных построек во время регрессии бассейна в остаточных водоемах, приуроченных к северным, наиболее интенсивно погружавшимся частям бассейна осадконакопления. Вялый тектонический режим стадии синеклизы, слабая дифференциация вертикальных тектонических движений и, как следствие, небольшая и выдержанная мощность сульфатно-карбонатно-терригенной формации предопределили малую, соизмеримую между собой мощность органогенных построек, соляных и ангидритовых пластов и их пространственную разобщенность.

Список литературы

- 1. Гарецкий Р. Г., Кислик В. З., Высоцкий Э. В. и др. Девонские соленосные формации Припятского прогиба. Минск: Наука и техника, 1982. 208 с.
- 2. Голубцов В. К., Кедо Г. И., Кручек С. А. и др. Стратиграфическая схема девонских отложений Белорусии. Минск: Наука и техника, 1981. С. 46—53.
- 3. Грачевский М. М., Берлин Ю. И., Дубовский И. Т. и др. Корреляция разнофациальных толщ при поисках нефти и газа. М.: Недра, 1969. 295 с.
- Кожемякина И. А. Строматолиты в эйфельских отложениях Белоруссии//Сов. геология. 1969. № 7.
 С. 115—119.
- 5. Кузнецов В. Г. Геология рифов и их нефтегазоносность. М.: Недра, 1978. 304 с.
- 6. Махнач А. С., Москвич В. А., Кручек С. А. и др. Органогенные постройки девона Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1984. 236 с.

Институт геологии, геохимии и геофизики АН Беларуси, Минск Поступила в редакцию 8.IV.1993

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 5, 1994

методика

УДК 550.4:552.08

© 1994 Туманов В. Р., Жарикова Л. П., Сафарова С. А.

КОМПЛЕКСНОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИХ, ГЕОХИМИЧЕСКИХ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В ОБЛАСТЯХ ТЕРРИГЕННОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Задача климатостратиграфического изучения кайнозойской эратемы для целей геологического картирования, поисков минерального сырья и эколого-климатических прогнозов весьма актуальна. Ее решение может быть реализовано тем надежнее, чем большее число независимых признаков палео-климатических обстановок будет учтено. Ниже рассмотрена возможность выявления палеоклиматических событий по комплексу стандартных палинологических, химических и минералогических анализов.

Число изучаемых компонентов осадков чрезвычайно велико и достигает многих десятков — первых сотен. Для целостного восприятия такой информации целесообразно ее свертывание и представление в виде ограниченного количества чисел, привязанных к литостратиграфическим колонкам. Безразмерные, сравниваемые между собой числовые показатели палеоклиматов, полученные совершенно независимыми методами, вероятно, можно определить, упорядочив списки исследуемых компонентов по принадлежности к альтернативным тепловлажным либо к сухим и холодным обстановкам и поделив суммы (или произведения) содержаний крайних членов этих биологических, геохимических и минералогических рядов.

Отношения произведений правильнее, чем отношения сумм, выражают изменения показателей по разрезам, так как при перемножении и делении компоненты выступают как «равноправные» независимо от классов содержаний, однако если содержание хотя бы одного из компонентов равно нулю, результат будет неопределенным и тогда в качестве показателей целесообразнее привлекать отношения сумм содержаний компонентов.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ ПАЛЕОКЛИМАТОВ

Упорядочение списков спор и пыльцы выполняется по двум направлениям признакового пространства: температурным и водно-влажностным. Климатоэкологическая принадлежность палинологических таксонов устанавливается путем их сравнения с современными флорами [1, 3, 12, 13]. За показатель термофильности флор принимается отношение суммы спор и пыльцы относительных термофилов к сумме спор и пыльцы хладостойких растений. Показателем гигро + гигрофильности мы называем отношение суммы спор и пыльцы влаголюбивых и водных растений к сумме спор и пыльцы ксерофитов. Предполагается, что произведение этих отношений может служить обобщенным палинологическим показателем термовлажностных условий палеоклиматов.

В индикации палеоклиматов по палинологическим показателям возможны ошибки, связанные прежде всего с трудностями диагностики спор и пыльцы, ограничивающейся, зачастую, названиями родов или даже семейств растений, объединяющих виды с различными температурно-влажностными условиями обитания. Очень трудно учесть избирательность разрушения различных групп спор и пыльцы в почвах и при диагенезе осадков, сортировку палинологических остатков в соответствии с их аэро- и гидродинамическими формами при осадкообразовании [12]. Чем древнее отложения, тем больше в них доля остатков растений, экология которых неизвестна, а для спор и пыльцы, определенных в искусственных классификациях, аналогии с современными флорами до сих пор считались невозможными [8, 17]. Ясно, что все эти помехи в индикации палеоклиматов по палинологическим данным тем меньше, чем однороднее литология изучаемых толщ.

ОБОСНОВАНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКОГО ПОКАЗАТЕЛЯ ГУМИДНОСТИ — АРИДНОСТИ ПАЛЕОКЛИМАТОВ

Для обоснования геохимического показателя гумидности палеоклиматов используются ряды химических элементов (или компонентов) от мало- к легкоподвижным в условиях образования кор выветривания, упорядоченные в соответствии с коэффициентом устойчивости, равным отношению содержания элемента в единице объема в наиболее выветрелой породе к его содержанию в том же объеме исходной породы. Для кор выветривания основных пород в высокотемпературных и высоковлажных условиях известен [10] следующий ряд подвижности: Al, Fe, Ti, Ga, Zr (1,0—0,7), Cr, V (0,7—0,5), Si, Ni, Zn, Pb, Cu (0,5—0,3), K, Na, Mn, Ca, Mg (0,3—0,006). Близки ряды подвижности для кор выветривания ультрабазитов Ti, Al, Cr, Fe, Mn, Co, Ni, Si, Ca, Mg и гранитоидов Al, Ti (1), Si, Fe (0,6—0,3), Mg, Ca, K, Na (0,3—0,02) [11].

Зона выветривания	Группа ус- тойчивости	Ассоциация реликтовых минералов
Охр и оксидов	v	Реликты циркона, рутила, турмалина, кварца, графит
Каолинитовая	IV	Рутил, анатаз, касситерит, монацит, турмалин, лейкоксен, графит, кварц со следами растворения, циркон, молакон, ильменит, корунд(?), дистен(?)
Гидрослюдисто-каоли- нитовая	ш	Дистен, ставролит, силлиманит, альмандин, микроклин, андалузит, минералы IV—V групп
	п	Мусковит, сфен, эпидот, цоизит, пеннин, клинохлор, тремолит, актинолит, ортоклаз, кислые плагиоклазы, эгирин, апатит(?), биотит, минералы III—IV групп
Гидрослюдистая, дезин- теграции	r	Обыкновенная роговая обманка, апатит, гроссуляр, средние и основные плагиоклазы, магнетит, биотит, авгит, диопсид, нефелин, железистые хлориты, глауконит, вулканическое стекло, монтмориллонит, органическое вещество, сульфиды железа и минералы II—IV групп

 Таблица 2

 Изменение состава терригенных минералов песчано-алевролитовых фракций современного аллювия [7]

Характер	Минералы, содержание которых вниз по течению				
изменения	увеличивается	уменьшается			
Отчетливое	Циркон	Гранаты			
	Рутил	Пироксены моноклинные			
	Сфен	Микроклин			
	Лейкоксен				
	Силлиманит				
Менее от- четливое	Ильменит	Пироксены ромбические			
	Дистен	Амфиболы			
	Андалузит	Хлоритоид			
	Пирит	Хлорит			
	Цоизит (?)	Апатит			
	Турмалин (?)	Обломки пород (тяжелая и лег- кая фракции)			
	Глауконит (легкая фракция)	Ортоклаз			
Неясное	Эпидот				
	Щелочные амфиболы				
	Слюды				
	Магнетит				
	Обломки кремнистых пород				

Ассоциации	Источники
Апатит, биотит, брукит, роговая обманка, монацит, мусковит, рутил, титанит, турмалин (розовый), циркон	Кислые изверженные породы
Касситерит, дюмортьерит, флюорит, гранат, монацит, мусковит, топаз, турмалин (синий), вольфрамит, ксенотим	Гранитные пегматиты
Андалузит, кондродит, корунд, гранат, флогопит, ставролит, топаз, везувиан, волластонит, цоизит	Контактово-метаморфи- ческие породы
Барит, железные руды, лейкоксен, рутил, турмалин (окатанные зерна), циркон (окатанные зерна)	Переработанные осад-ки (осадочные породы)

В качестве обобщенного показателя продвинутости химического выветривания рекомендуется [15] (Al · Ti)²/Ca · Na · Mg · K, качественно сбалансированный так, чтобы фактор основности (Са, Mg) — сиаличности (Na, K) взаимоподавлялся, а факторы выветривания были подчеркнуты.

Недостатком показателя является то, что по нему невозможно различить низкотемпературные пустынно-полярные обстановки осадконакопления, при которых сохраняются изначальные содержания Са, Мg, K, Na в аллохтонных зернах, от высокотемпературных аридных, при которых эти химические компоненты накапливаются еще и в автохтонной составляющей отложений. Кроме того, высокие содержания Ті и в меньшей мере Al могут быть связаны не только с выветриванием терригенных компонентов, но и с основностью их.

ОБОСНОВАНИЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ ГУМИДНОСТИ ПАЛЕОКЛИМАТОВ

Аллохтонные минеральные компоненты терригенных осадков в условиях химического выветривания располагаются от устойчивых к неустойчивым в ряд [11]: кварц — мусковит — ортоклаз, микроклин — альбит — биотит, олигоклаз — амфиболы, андезин — пироксены, лабрадор — оливин, битовнит.

Показателем минеральной зрелости отложений могло бы служить отношение (кварц + калиевые полевые шпаты): (амфиболы + пироксены) или подобные отношения суммы устойчивых минералов к сумме неустойчивых. Недостаток показателей — принадлежность минералов числителя к легкой, а знаменателя — к тяжелой фракции осадков, зависимость его от основности — сиаличности источника.

По приуроченности к климатическим поясам тонкодисперсные минералы осадков от полярных к экваториальной зоне располагаются в том же порядке, что и в профиле кор выветривания: хлориты, гидрослюды, монтмориллонит — каолинит — минералы бокситов. Климатическим показателем, мало зависящим от факторов — помех, является отношение (каолинит + минералы бокситов): (хлориты + гидрослюды), однако количественное определение этих минералов очень трудоемко.

На практике изучаются зерна алевритово-песчаной размерности. Среди них интересны противоположные по устойчивости к выветриванию (табл. 1) и в то же время близкие по устойчивости в зоне волнений и речных потоках. Относительно более устойчивыми минералами являются [6] циркон, рутил, турмалин, монацит, сфен, ильменит, магнетит, кварц, кремнистые обломки, слюды, эпидот(?); относительно менее устойчивыми — пироксен, амфиболы, гранаты(?), апатит, микроклин, плагиоклазы. В табл. 2 приведены данные изменения составов в речных потоках. Судя по этим данным, показателем выветрелости как функции климата лучше других могло бы быть отношение ильменит/магнетит, несколько хуже — циркон/гранаты, или им подобные отношения устойчивых в гумидных условиях минералов к неустойчивым, но при этом следует учитывать как общие закономерности распространения минералов в породах источников сноса (табл. 3), так и региональные их особенности, так как фактор состава источника сноса может полностью перекрыть климатический фактор.

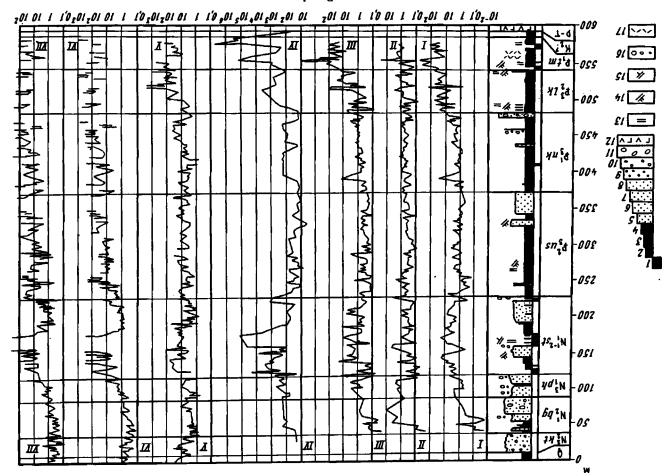
ПРИМЕРЫ КОМПЛЕКСНОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИХ, ГЕОХИМИЧЕСКИХ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ

Пример 1. В качестве тестового выбран наиболее полно изученный стратотипический [2, 4, 9, 16, 17] разрез палеогена и неогена Якутии по скв. 1 в нижнем течении р. Колымы (фиг. 1).

Нижняя палеоцен-среднемиоценовая его часть представлена озерными, редко морскими алевритами, глинами, песками и бурыми углями, верхняя верхнемиоцен-плиоценовая — преимущественно аллювиальными галечниками и песками. Для нижней части разреза установлены [15] близкорасположенные источники обломочного материала основного состава, для верхней — более отдаленные источники, сложенные гранитоидами. Разрез расположен у границы редкостойных лиственничных лесов с тундрой (ерники, вересковые, зеленые мхи, лишайники).

С вышеизложенных позиций авторы проанализировали первичные ведомости спорово-пыльцевых

Puc. 1



анализов, послуживших основой для ранее опубликованных [4, 16, 17] выводов об этапности и последовательности изменений растительности и климата на северо-востоке Якутии.

К заведомо термофильным формам, аналоги которых известны в современных тропиках и субтропиках, отнесены Taxodiaceae, Glyptostrobus, Comptonia, Ulmoideipites и реже встречающиеся Menispermaceae, Magnoliaceae, Altingiaceae, Myrtaceae, Hamamelidaceae, Oleaceae, некоторые роды из семейств Juglandaceae — Alfaroa, Oreamunoa, Engelhardtia, Eucommiaceae, Pistaciaceae, Celtidaceae — всего более 100 таксонов, характеризующих климатические оптимумы палеоцена и эоцена севера Якутии.

К умеренно-субтропическим и южно-умеренным семействам и родам, выступающим в данных районах как термофилы, начиная с олигоцена, отнесены из хвойных Abies, Picea, Tsuga, Keteleeria, Cedrus, роды семейства Cupressaceae, а также листопадные Fagus, Castanea, Quercus, Juglans, Pterocarya и другие представители «тургайской» флоры, из трав — Amarillidaceae.

К хладостойким отнесены Betula с мелкой пыльцой, кустарниковые Salix, из трав — Artemisia, Cyperaceae, Cramineae, из споровых — Hepaticae, Sphagnum, Bryales, и более редкие Dycranaceae, Meesia, Licopodium alpinum, L sect. selago, L cimosum, Selaginella sibirica.

К водно- и влаголюбивым формам причислены в данном разрезе Taxodium, Glyptostrobus, Trema, Chaetachme, Nyssa, Traps, Polygonum persicarya, P. laxmanii, P. triptocarpum, Lentibulariaceae, Alismataceae, Sagittaria, Hydrocharitaceae, Potamogeton, Liliaceae (?), Sparganiaceae, Typhaceae, Sphagnum, Bryales. Учитывая, что в значительной части образцов эти формы отсутствуют, к гидро-гигрофилам отнесены и таксоны с менее определенной приуроченностью к влажным условиям, но более распространенные — Betula с мелкой пыльцой и Ericales, а также Podocarpus, Dacridium, Nuphar, Nymphaeaceae, Pterocarya, Polygonatum, Equisetum, Osmunda.

К ксерофилам причислены Juniperus, Ephedra, Myrica, Comptonia, Cornaceae, Chenopodiaceae, Plumbaginaceae, Artemisia. Пыльца этих растений встречена в небольших количествах в ограниченном числе проб, поэтому список относительных ксерофитов был расширен за счет родов и видов Pinaceae и Cupressaceae.

График показателя термофильности *I* иллюстрирует его циклическое снижение от палеоцена до верхов олигоцена на четыре порядка, ковышение его на порядок-два в нижнем — среднем миоцене и новое циклическое снижение на три порядка в верхнем миоцене и нижнем плиоцене, что вполне согласуется с общепринятыми представлениями о направленности изменений соответствующих палеоклиматов [8].

График II показателя гидро- и гигрофильности палеофлор демонстрирует изменения его в пределах двух, редко — трех порядков с наибольшими его значениями в палеоцене и верхнем миоцене — нижнем плиоцене, и наименьшими — в верхнем олигоцене, в нижнем — среднем миоцене и в самых верхах нижнего плиоцена. Эти данные являются новыми. Значения показателей термофильности и показателя гидро- и гигрофильности положительно коррелируются при посвитном их сравнении $(r_{I,II} = 0.80 \pm 0.27)$.

График обобщенного показателя термовлажностных условий палеоклиматов (III) показывает изменения его модуля от сотен и тысяч в палеоцене до многих десятков — десятых долей в эоцене, постепенное уменьшение от единиц до десятых долей в олигоцене, резкие изменения при общем повышении значений в нижнем — среднем миоцене и вновь снижение от единиц до сотых долей — в верхнем миоцене — нижнем плиоцене. Общий разброс значений показателя составляет шесть порядков. Коэффициент корреляции при посвитном сопоставлении показателей III и I составляет 0.85 ± 0.24 , III и II — 0.82 ± 0.25 .

Кривая термофильности I и в еще большей мере — мультипликативная кривая термовлажностных условий существования палеофлор (III) хорошо согласуются с кривой показателя геохимической зрелости отложений IV (см. фиг. 1). Сходство изменений показателей совершенно однозначно устанавливается при их посвитном сравнении ($r_{I,IV} = 0.85 \pm 0.24$; $r_{III,IV} = 0.75 \pm 0.30$; $r_{III,IV} = 0.86 \pm 0.23$), а для палеоцена и эоцена наблюдается совпадение кривых и для конкретных экстремальных пиков и минимумов значений. Как и ожидалось, больше других похожи кривые палинологического показателя термовлажностных условий и показателя геохимической зрелости.

Фиг. 1. Графики палеоклиматических показателей по разрезу скв. 1 I — бурые угли; 2 — глины; 3—4 — алевриты (3 — мелкозернистые, 4 — крупнозернистые); 5—8 пески соответственно тонко-, мелко-, средне- и крупнозернистые; 9 — гравийники; 10 — галечники; 11 валунники; 12 — андезитобазальты, базальты и их туфы; 13—15 — слоистость (13 — горизонтальная, 14 — косая, 15 — волнистая); 16 — растительный детрит; 17 — ископаемые почвы. 1 — отношения суммы спор и пыльцы термофилов к сумме спор и пыльцы хладостойких растений; 11 — отношения суммы спор пыльцы гидро- и гигрофилов к сумме спор и пыльцы ксерофитов; ІІІ — произведения первых двух отношений (обобщенного показателя температурно-влажностных условий); IV — показателя химической зрелости $(Al_2O_3 \cdot TiO_2)^2$: $(CaO \cdot MgO \cdot K_2O \cdot Na_2O)$; V — отношение циркония к гранатам; VI — отношения суммы магнетита и ильменита к сумме амфиболов и пироксенов; VII — отношения суммы кварца и калиевых полевых шпатов к сумме амфиболов и пироксенов, Q — четвертичные отложения; N_2^2kt — верхний плиоцен, кутуяхская свита; $N_2^1 bg$ – нижний плиоцен, бегуновская свита; $N_1^3 ph$ – верхний миоцен, походская свита; $N_1^{1-2}st$ – нижний — средний миоцен неразделенные, стадухинская свита; P_3^2 из — верхний олигоцен, усть-омолонская свита; $P_3'nk$ — нижний олигоцен, нижнеколымская свита; P_2^2/k — верхний эоцен, лакеевская свита; $P_1 tm$ — палеоцен, тимкинская свита; K_2 (?) — верхнемеловая (?) кора выветривания; Р — Т — пермские и триасовые эффузивы нерасчлененные

График геохимической зрелости более жестко связан с литологией пород, чем графики по палинологическим данным. Интервалам наибольшей химической зрелости отвечают слои каолинитовых глин с повышенным содержанием пыльцы, определенной в искусственных классификациях как Triatriopollenites и Tricolporopollenites, что позволяет уверенно предположить условия их произрастания как тепловлажные, отвечающие теплым субтропикам или даже тропикам. Самому высокому пику значений химической зрелости в палеоцене на глубине 576—577 м отвечает белые бобовые аллиты, споры и пыльца в которых не сохранились.

Несовпадение графиков палинологических и геохимического показателей в деталях объясняется неодинаковым шагом и местом пробоотбора на разные виды анализов, трудностями определения температурных и влажностных характеристик по палинологическим данным и, наконец, необязательностью самого соответствия между показателями ввиду их несовершенства. Объективности выявления палеоклиматических изменений способствует привлечение данных минералогического анализа.

Авторы располагают архивными минералогическими данными как по тяжелой, так и по легкой фракции отложений, вскрытых скв. 1. Ильменит и магнетит в ведомостях анализов показаны совместно, поэтому их соотношения проанализировать невозможно. Величина циркон-гранатового отношения зависит от палеоклимата, длительности и дальности транспортировки аллохтонного материала и состава источника сноса. В изученном разрезе климатический фактор является решающим. Это доказывается достоверной положительной корреляцией в изменениях посвитных показателей термогитро + гидрофильности флор и химической зрелости отложений с изменениями модуля циркон/гранат в интервале разреза от эоцена до плиоцена (r_{III} , $v = 0,71 \pm 0,31$; r_{IV} , $v = 0,66 \pm 0,33$). В палеоцене в слоях с максимальной химической зрелостью гранаты отсутствуют, величины отношений циркон/гранат неопределенно велики и не учитывались при подсчете среднего арифметического, поэтому оно занижено.

Важную палеоклиматическую информацию дает анализ изменений отношений (ильменит + магнетит)/(амфиболы + пироксены) и (кварц + калиевые полевые шпаты)/(амфиболы + пироксены). Очевидно, что если соответствующие кривые VI и VII (см. фиг. 1) сходны и согласованы с кривой химической зрелости, то пики и минимумы их связаны не с основностью — сиаличностью источника и не с механическими и гидродинамическими свойствами зерен, а с их выветрелостью под влиянием палеоклимата. Особенно большое сходство устанавливается для графиков геохимической зрелости (IV) и отношения (ильменит + магнетит)/(амфиболы + пироксены) в неогеновом интервале разреза, в частности в области, отвечающей ранне- и среднемиоценовому климатическому оптимуму, что еще раз подтверждает достоверность выделения этого палеоклиматического события. Очевидно также, что если роль сиалической составляющей в осадках снизу вверх увеличивается [15], а значение показателя (кварц + калиевые полевые шпаты): (амфиболы + пироксены) уменьшается, то причина — в усилении суровости палеоклимата. Такая картина наблюдается на графике VII в надоптимумной неогеновой его части.

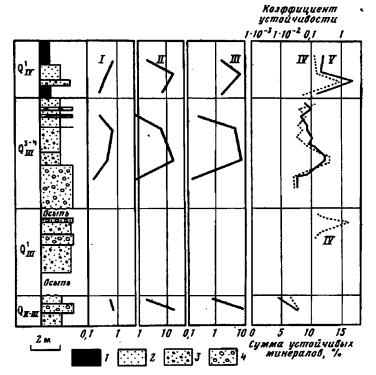
Зеркальное сходство кривых VI и VII верхнего олигоцена иллюстрирует обратную корреляцию между ними и влияние на характер кривой VII сиалического источника сноса, а на облик кривой VI — палеоклиматического фактора.

Наблюдающаяся ниже по разрезу рассогласованность кривых VI и VII с кривыми III, IV, V показывает затушеванность климатического фактора факторами механическими, состава источника и, следовательно, непригодностью модулей VI и VII при выявлении палеоклимата для палеогенового интервала данного разреза. В существенно каолиновых отложениях палеогена амфиболы и пироксены часто отсутствуют, из акцессориев сохраняются лишь ильменит-магнетит, это ограничивает область применения показателей, в знаменатель которых входят фемические породообразующие минералы.

Пример 2. На фиг. 2 показаны литология, палинологические и минералогические данные по аллювиальным четвертичным террасам в верховьях р. Яна. Район расположен в зоне горной северной тайги, древесный ярус которой представлен лиственницей, кустарниково-вере ковыми растениями и ерниками, почвы покрыты лишайниками и зелеными мхами. Главными относительными термофилами в рамках данного примера являются все квойные, за исключением Larix и Pinus pumila, все березовые, исключая кустарниковые Betula. К хладостойким отнесены Pinus pumila, Betula middendorfii, B. exilis и другие формы с мелкой пыльцой (исключая B. fruticosa), некоторые травы и зеленые мхи. Относительными гигрофилами мы считаем те же кустарниковые березки, вересковые (в данном разрезе они сопутствуют березкам и мхам и обратно коррелируются с соснами), бурые мхи, а также редкие формы Polygonum tripterocarpum, P. laxmanii, Equisetum. В сообщество относительных ксерофитов включены все сосновые, плаунок сибирский и играющие подчиненную роль некоторые травы лугово-степных ассоциаций.

В искусственных шлихах, отмытых из террас, установлены из устойчивых минералов — циркон, рутил, ильменит, лейкоксен, из неустойчивых — лишь полевые шпаты. Отношение суммы устойчивых к выветриванию акцессорных минералов к полевым шпатам (см. фиг. 2, график IV) обнаруживает слабую отрицательную корреляцию с показателем термофильности (—0,34 \pm 0,35), слабую положительную с показателем гигрофильности (0,37 \pm 0,18) и наиболее тесную — с показателем термовлажностных условий палеоклиматов (0,53 \pm 0,32). В отложениях Q_{III}^{III} споры и пыльца не установлены, но по высокому содержанию суммы устойчивых минералов можно судить, что они образовались действительно в период относительного потепления.

Убедительных примеров положительной корреляции между показателем термовлажностных условий и отношением ильменит/магнетит авторы провести не могут, несмотря на то, что ими просмотрены архивные материалы по десяткам разрезов континентального кайнозоя Якутии. В одних разрезах обнаруживается только магнетит (вблизи фанерозойских гранитоидных массивов), в других — ильменит (если в источнике сноса преобладают основные изверженные породы, в третьих определен



Фиг. 2. Графики палеоклиматических показателей аллювиальных отложений в бассейне верховьев р. Яна I — супеси; 2 — пески; 3 — гравийники; 4 — галечники; I — отношения суммы спор и пыльцы термофилов к сумме спор и пыльцы гладостойких растений; II — отношение спор и пыльцы гидроигирофилов к сумме спор и пыльцы ксерофитов; III — произведения первых двух отношений; IV — суммы циркон + рутил + ильменит + лейкоксен; V — отношения суммы содержаний этих минералов к содержаниям в искусственном шлихе полевых шпатов. Q_{IV}^1 , Q_{III}^{3-4} , Q_{III}^{1} , Q_{IIII}^{1} , Q_{IIII}^{1} , Q_{IIII}^{1} , отношения соответственно I—IV надпойменных террас

и тот, и другой минерал, но положительная корреляция с показателем термовлаголюбивости палеофлор отмечается лишь по фрагментам разрезов, нарушаясь, вероятно, в связи с изменениями направлений сноса. Отношение (ильменит + лейкоксен + лимонит обломочный): магнетит коррелируется с палинологическим показателем термовлажностных обстановок несколько более тесно, но связь между ними все-таки остается недостоверной.

* * *

В палеоцене в начале тимкинского времени (интервал разреза ниже первого снизу слоя углей) образование каолиновых глин и аллитов, лишенных спор и пыльцы, произошло, вероятно, в субтропической обстановке, более теплой и влажной, чем охарактеризованная по палинологическим данным [8] как теплоумеренная — субтропическая.

В эпизоды расцвета триатриполленитесовой флоры климат был почти столь же теплым и влажным, что и во время накопления аллитов в начале тимкинского времени.

Сгружению растительных остатков в водоемы способствовали периодическая гибель субтропических лесов и смены субтропических обстановок теплоумеренными в связи с резкими относительными похолоданиями.

В лакеевское время позднего эоцена теплоумеренные климатические условия [8] максимально выраженными были в середине рассматриваемого периода, этот климатический оптимум по своим характеристикам отвечает климатическому фону палеоцена.

В нижнеколымское (ранний олигоцен) и усть-омолонское (поздний олигоцен) времена климат циклически изменялся ко все более холодному умеренному при относительно стабильной его влажности.

В стадухинское время раннего — среднего миоцена, как и в палеоцене, происходили большие по амплитуде и резкие колебания температурных и влажностных характеристик палеоклимата. В ярко выраженный максимальный климатический оптимум в отдельные эпизоды повышение температуры и влажности совпало и процессы химического выветривания достигли такой же интенсивности, как в последний из оптимумов палеоцена, в это время отложился самый мощный из пластов растительного детрита, впоследствии метаморфизованного в уголь. Образование других пластов угля связано с эпизодами снижения температуры и переменной, преимущественно низкой, влажности.

Растительные сообщества стадухинских оптимумов подобны современным в Южной Украине и на Северном Кавказе, где среднегодовые температуры 12—13° С, суммы осадков 500—1000 мм.

В позднем миоцене — раннем плиоцене произошли горообразование в областях сноса, сильное похолодание и сначала увеличение, а в конце бегуновского времени — самое глубокое снижение влажности климата, смена холодноумеренных ландшафтов таежными и тундровыми.

Анализ отношений крайних членов упорядоченных по палеоэкологическим признакам списков спор и пыльцы позволяет оценивать относительные изменения температуры и влажности палеоклиматов, основываясь на цифровых безразмерных показателях. Эти показатели могут служить цифровыми и графическими моделями изменений климата — их размаха, контрастности и периодичности. По отдельным фрагментам модели могут быть приблизительно «привязаны» к современным климатическим обстановкам с известными температурными и влажностными характеристиками.

Отношения крайних членов упорядоченных по альтернативным признакам рядов компонентов отложений нагляднее и конкретнее отражают некоторые из главных характеристик палеоклиматических событий, чем применявшиеся до сих пор графики содержаний каждого из компонентов или их сумм, хотя и не заменяют самих исходных числовых данных.

С изменением палинологического показателя тепловлажностных условий палеоклиматов хорошо согласуются изменения геохимической зрелости пород и по отдельным разрезам и их фрагментам—изменения отношений устойчивых к выветриванию минералов к неустойчивым.

Предложенная логика подбора показателей рекомендуется к внедрению в практику геологического картирования и палеоклиматических исследований.

Достоверность заключений о палеоклиматах может быть повышена, если в интерпретацию по указанной схеме будут привлечены данные по другим группам микрофоссилий и химическим компонентам органических веществ.

Список литературы

- 1. Андреев В. Н., Галактионова Т. Ф., Перфильева В. И. и др. Основные особенности растительного покрова Якутской АССР. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1987. 156 с.
- 2. Гриненко О. В., Жарикова Л. П., Фрадкина А. Ф. и др. Палеоген и неогей Северо-Востока СССР. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1989. 184 с.
- 3. Егорова А. А., Васильева И. И., Степанова Н. А. и др. Флора тундровой зоны Якутии. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1991. 186 с.
- Жарикова Л. П., Казанцев А. С., Минок П. С. и др. Новые сведения по стратитрафии восточной части Приморской низменности//Геология кайнозоя Якутии. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1982. С. 28—34.
- 5. Казанский Ю. П. Введение в теорию осадконакопления. Новосибирск: Наука, 1983. 221 с.
- 6. Колпаков Н. П. К вопросу о терригенно-минералогических фациях//Изв. вузов. Сер. нефти и газа. 1959. № 3. С. 5—10.
- 7. Лазаренко А. А. Литология аллювия равнинных рек гумидной зоны (на примере Днепра, Десны и Оки). М.: Наука, 1964. 236 с.
- 8. Лаухин С. А., Гриненко О. В., Фрадкина А. Ф. Эволюция климата кайнозоя арктического побережья Северо-Востока Азии/Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 1. С. 131—139.
- 9. Лаухин С. А., Фрадкина А. Ф. Стратиграфия палеогена низовий Колымы по палинологическим данным/Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 10. С. 94—97.
- Лисицына Н. А. Геохимия коры выветривания основных пород//Геохимия осадочных пород и руд/Под ред. Н. М. Страхова. М.: Наука, 1968. С. 8—47.
- 11. Лукашов В. К. Геохимические индикаторы процессов гипергенеза в осадкообразовании. Минск: Наука и техника, 1972. 320 с.
- 12. Методические вопросы палинологии (Тр. III международ. палинологической конф.). М.: Наука, 1973. 165 с.
- 13. Перфильева В. И., Тетерина Л. В., Карпов Н. С. Растительный покров тундровой зоны Якутии. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1991. 194 с.
- 14. Справочник по литологии/Под ред. Вассоевича Н. Б. и др.: М.: Недра, 1983. 509 с.
- 15. Туманов В. Р. Геохимические показатели региональных условий осадконакопления//Геология и геофизика. 1991. № 8. С. 142—149.
- 16. Фрадкина А. Ф. Палеоген и неоген низовьев р. Колымы//Палиностратиграфия мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: ННЦ СО АН СССР, 1985. С. 134—139.
- Фрадкина А. Ф., Лаухин С. А. Краткая палионологическая характеристика палеогена в низовьях Кольмы и проблема границы зоцена и олигоцена на Северо-Востоке Азии//Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: ННЦ СО АН СССР, 1984. С. 34—41.

В издательстве «Недра» вышла в свет монограмма В. В. Иванова «ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ГЕОХИМИЯ ЭЛЕМЕНТОВ» книга 1: объем — 18.6 печ. листов, отв. редактор — Э. К. Буренков.

В работе приводятся количественные данные о глобальном и региональном распространении химических элементов в природных и антропогенных средах, характеризуются их геоэкологические параметры и показана их связь с экологией планеты. Проводится сравнение природных данных с биологическими нормативами и с позиций экологии анализируются различные типы руд, минералов и продуктов их переработки. Книга представляет собой первую часть шеститомного справочника охватывающего проблемы экологии, использование природного и техногенного сырья, охраны окружающей среды. Цена договорная. Имеется компьютерный вариант.

Заявки принимает ИМГРЭ (Москва) по телефону 443-99-14 факс (095) 443-90-43 Нефелова Тамара Ивановна.

каталожная цена

ВНИМАНИЮ ЧИТАТЕЛЕЙ!

Издательство "Наука" РАН обращает ваше внимание на следующие книги:

Геология и генезис месторождений платиновых металлов. – М.: "Наука – Геология". 1994. – 22,7 л. (о)

Книга охватывает широкий круг вопросов по теме на примере практически всех основных регионов России.

Памяти первых российских биогеохимиков. – М.: "Наука – Геология". 1994. – 15,7 л. (o)

Книга посвящена памяти В.А. Зильберминца, Б.К. Бруновского, А.М. Симорина, Л.С. Селиванова, А.А. Кирсанова – учеников и коллег В.И. Вернадского.

Стратиграфический словарь. Верхний докембрий (Северная Европа в границах бывшего СССР). – М.: "Наука – Геология". 1994. – 39,3 л. (п)

Описано около 1700 терминов, отвечающих опубликованным названиям стратиграфических подразделений.

По всем вопросам приобретения книг просим обращаться в Торговую фирму "Академкнига" РАН по адресу:

103624, ГСП, Москва, Б. Черкасский пер., 2/10 Тел. торгового отдела: 923-72-84