

КОНТРОЛЬ



ISSN 0024-497X

ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

2
1988

СОДЕРЖАНИЕ

Идеи В. И. Вернадского в области литологии и геохимии осадочных пород	4
Коссовская А. Г., Тучкова М. И. К проблеме минералого-петрохимической классификации и генезиса песчаных пород	8
Батурин Г. Н. Фосфоритность окраин океанов	25
Лисицына Н. А., Исаева А. Б., Соколова А. Л., Шевченко А. Я. Карбонатно-фосфатные породы подводных гор Восточно-Марианского бассейна (Тихий океан)	39
Хрусталева Ю. П., Грудина Л. Я., Серова В. В., Жмурко В. Я. Роль золотого материала в морском седиментогенезе аридной зоны (на примере Азовского моря)	55
Сиротин В. И., Цепин А. И. Значение рентгеноспектрального микроанализа в изучении бокситов (на примере КМА и Северной Онеги)	65
Ржевский В. Ф., Габлина И. Ф., Васильевская Л. В., Лурье А. М. Генетические особенности Гравийского месторождения меди	86
Натальин Н. А., Бергер В. И. Палеокарст и возраст сурьмяно-ртутного оруденения Восточного Алая	98
Рудницкий В. Ф. Палеогеографические условия образования южноуральских колчеданных месторождений	109

Краткие сообщения

Емельянов Е. М., Сафонов В. Г. Краткая химическая характеристика железомарганцевых конкреций и корок некоторых котловин Атлантического океана	122
---	-----

Методика

Тимофеев П. П., Ильин В. А., Ерошчев-Шак В. А., Щербаков А. В., Киреев Ф. А., Олейник Б. И. Сравнительный анализ статического и динамического экспериментов в системе вода — вулканический пепел	131
--	-----

Критика

Стащук М. Ф. Письмо в редакцию	134
Головёнок В. К. О раннепротерозойских корах химического выветривания в Криворожском бассейне (замечания по поводу некоторых работ А. Д. Додатко)	136

Хроника

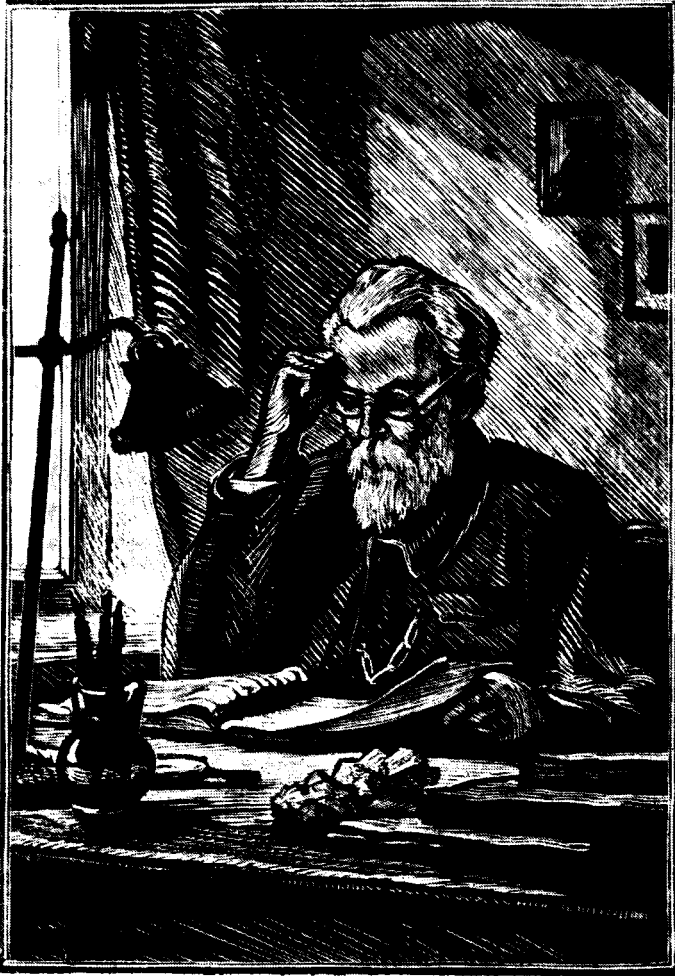
Ивлиев А. И. О направлениях литолого-геохимических исследований докембрийских отложений СССР (координационное совещание Секции литологии и геохимии докембрия МЛК)	140
--	-----

Федор Петрович Кренделев	142
--------------------------	-----

CONTENTS

Ideas of V. I. Vernadsky in the field of lithology and geochemistry of sedimentary rocks	4
<i>Kossovskaya A. G., Tuchkova M. I.</i> On the problem of mineralogo-petrochemical classification and genesis of sandrocks	8
<i>Baturin G. N.</i> Phosphorite occurrence in ocean margins	25
<i>Lisitsyna N. A., Isaeva A. B., Sokolova A. L., Shevchenko A. Ya.</i> Carbonaceous-phosphate rocks of underwater mountains in East Mariana basin (Pacific ocean)	39
<i>Khrustalev Yu. P., Grudinova L. Ya., Serova V. V., Zhmurko V. Ya.</i> The role of the eolian material in marine sedimentogenesis of the arid zone (exemplified by the Azov Sea)	55
<i>Sirotnin V. I., Tsepin A. I.</i> The X-ray spectroscopy microanalysis in the study of bauxites (exemplified by the Kursk Magnetic Anomaly and North Onega)	65
<i>Rzhevsky V. F., Gablina I. F., Vasilovskaya L. V., Lurye A. M.</i> Genetic features of the Graviysk copper deposit	86
<i>Natal'in N. A., Berger V. I.</i> Paleokarst and the age of the antimony-mercury mineralization in East Alay	98
<i>Rudnitsky V. F.</i> Paleogeographic setting of the formation of the South Urals pyrite deposits	109
<i>In Brief</i>	
<i>Yemelyanov E. M., Safonov V. G.</i> Brief chemical characteristics of ferromanganese nodules and crusts of some Atlantic ocean depressions	122
<i>Methods</i>	
<i>Timofeev P. P., Ilyin V. A., Eroshchev-Shak V. A., Schcherbakov A. V., Kireev F. A., Oleynik B. I.</i> Comparative analysis of statistic and dynamic experiments in the water—volcanic ash system	131
<i>Reviews</i>	
<i>Stashchuk M. F.</i> A letter to the Editorial Office	134
<i>Golovyyenok V. K.</i> On Early Proterozoic chemical weathering crusts in the Krivorozhye basin (comments on some works by A. D. Dodatko)	136
<i>News</i>	
<i>Ivliev A. I.</i> On trends in lithologo-geochemical research on Precambrian deposits of the USSR (Coordination conference of the Section of Precambrian lithology and geochemistry of the Interdepartmental Lithological Committee)	140
<u>Fedor Petrovich Krendelev</u>	142

1863 – 1988



В. У. Прохоров

УДК 550.4 : 552.5(09)

ИДЕИ В. И. ВЕРНАДСКОГО В ОБЛАСТИ ЛИТОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

12 марта 1988 года научная общественность нашей страны отмечает 125-летие со дня рождения выдающегося естествоиспытателя, мыслителя и ученого — академика Владимира Ивановича Вернадского. Будучи крупным минералогом В. И. Вернадский существенно расширил пределы минералогии; его магистерская диссертация «О группе силлиманита и о роли глинозема в силикатах» (1891 г.) стала основой учения о строении силикатов, докторская работа «Явление скопления кристаллического вещества» (1897 г.), а также курс «Основы кристаллографии» (1904 г.) заложили фундамент минералогической диагностики, а «Опыт описательной минералогии» (1908 г.) явился обоснованием генетического направления, для которого происхождение, а не классификация минеральных форм является главной целью исследования.

В. И. Вернадский был создателем новой науки — геохимии; совместно с рядом талантливых сотрудников и учеников (А. Е. Ферсман, Я. В. Самойлов, В. В. Карандеев, В. И. Крыжановский, А. А. Тквалчрелидзе, А. П. Виноградов, П. П. Пилипенко, К. П. Флоренский и др.) он попытался охватить мерой и числом верхние оболочки Земли, нарисовал общую картину миграции, концентрации и рассеяния атомов, обосновал представление о геохимических циклах и парагенезах химических элементов. Им была разработана концепция изоморфизма и показано значение этого явления в формировании состава различных минералов. В своей знаменитой книге «Очерки геохимии» (1924, 1934 гг.) В. И. Вернадский на фоне учения о циклах и рассеянии вещества создал удивительно точные картины поведения марганца, углерода, кремния, силикатов и радиоактивных элементов и высказал ряд идей о происхождении различных геосфер.

Так, например, именно В. И. Вернадскому принадлежит гипотеза о гидридном строении ядра Земли и влиянии потоков водорода на внешние геосферы.

В ряде работ В. И. Вернадский пытался связать геохимические исследования с поисками генетически различных полезных ископаемых. Дальнейшее развитие этого плодотворного направления В. И. Вернадский предоставил академику А. Е. Ферсману и его ученикам.

Особенно важно подчеркнуть, что геохимические обобщения В. И. Вернадского не ограничивались рассмотрением отдельных оболочек Земли; его мысль охватывала все космическое пространство, устремлялась за пределы Солнечной системы, исследовала галактики и межгалактическое пространство.

Геохимические идеи В. И. Вернадского позднее легли в основу теории химической дифференциации вещества в зоне осадкообразования, которая особенно полно была изложена в работах А. Е. Ферсмана, В. М. Гольдшмидта и Л. В. Пустовалова.

Огромный вклад В. И. Вернадского в развитие радиогеологии. Интерес к ней возник у Владимира Ивановича еще в 1909 г. и прослеживался на протяжении всей его долгой и плодотворной жизни. Развивая представление П. Кюри, В. И. Вернадский предложил рассматривать радиоактивные химические элементы как эталон земного времени. В статье «О значении радиогеологии для современной геологии» (1939 г.) он обосновал принципы абсолютной геохронологии. Именно по инициативе В. И. Вернадского на XVII сессии Международного геологического конгресса была создана Комиссия по измерению геологического време-

ни; ныне данные абсолютной геохронологии являются краеугольным камнем стратиграфических построений.

Опираясь на расчеты Дж. Джоли и наблюдение лорда Рэлея, В. И. Вернадский объяснил возникновение земного тепла распадом радиогенных химических элементов, что существенно изменило представление о происхождении нашей планеты и взгляды о ее тепловом балансе.

Оценивая геологические результаты радиоактивного распада, Владимир Иванович создал концепцию непрерывного выделения гелия из недр планеты, концепцию «гелиевого дыхания Земли».

Наконец, развитие радиологических идей привело В. И. Вернадского к обоснованию геологии изотопов. В 1935 году он писал: «Мы далеки еще от того, чтобы полностью охватить во всем объеме область радиоактивности. Всех идей в этой области мы еще указать не можем, но одну идею мы можем указать: это идея разделение изотопов для обычных химических элементов. Атомные веса этих элементов могут варьировать, но вариации создаются не химическими признаками; они являются результатами геологических причин, создающихся в земной коре, или причин и сил биогеохимических, которые царят в биосфере» (Вернадский, 1935, стр. 17, разрядка автора)¹. В настоящее время геология стабильных изотопов является важной областью изучения самых разнообразных геологических объектов.

В. И. Вернадский первый обратил внимание на необходимость поисков и исследования месторождений радиоактивного сырья. Под его руководством еще в 1911 году было организовано изучение радиевых месторождений на юге страны.

Проблема атомной энергии воспринималась В. И. Вернадским не как отвлеченная проблема науки; он тесно связывал ее с судьбой всего человечества, с судьбой мировой культуры. Владимир Иванович первый заявил, что овладение открывшимися гигантскими источниками энергии начинает новую эру в развитии человечества и неизбежно приведет не только к изменению условий его жизни, но и всего миропонимания.

В. И. Вернадский большое внимание уделял различным осадочным образованиям. Еще в самых первых своих геологических работах он исследовал месторождение фосфоритов района г. Смоленска (1888 г.), описал различные типы почв юга Украины (1889, 1892 гг.), изучил железорудные проявления Полтавщины (1887 г.), нефтепроявления и грязевые вулканы Приазовья (1900, 1901 гг.), пески Нерчинского округа (1911 г.). Под руководством В. И. Вернадского в организованном им КЕПС'е проводилось изучение бокситов и плавикового шпата (1915 г.), россыпных месторождений золота (1915 г.), огнеупорных глин (1916 г.), платиновых россыпей (1916 г.), железорудных месторождений Крыма (1921 г.), эвапоритов (1923 г.), скоплений сероводорода (1915 г.).

Особое место в творчестве В. И. Вернадского занял цикл его гидрогеологических идей, которые в наиболее полном виде изложены в трехтомнике «История минералов земной коры» (1933, 1934, 1936 гг.). В этой основополагающей работе впервые в мире делается попытка систематически рассмотреть минералогию природных вод, типизировать эти образования, связать геохимический состав вод с условиями их образования. Четыре основные мысли разработал В. И. Вернадский в этом монументальном произведении.

Первая мысль заключается в единстве природных вод с твердым веществом земной коры, ее газовым составом и биосферой. Эта идея впервые была высказана Владимиром Ивановичем еще в статье «О задачах геохимического исследования Азовского моря и его бассейна» (1925 г.). В ней он писал: «Можно получить полное представление о геохимии океанов только тогда, когда мы будем знать историю химических элементов во всех трех типах их находений: в воде и твердых минералах, в рассеяниях и организмах. Только при этих условиях, осо-

¹ В. И. Вернадский. О некоторых очередных проблемах радиогеологии // Изв. АН СССР. 7 сер. ОМОН. 1935 № 1. С. 1—18.

бенно если мы введем сюда количественное измерение, мы получим полный баланс той огромной лаборатории, которую представляет собой наша гидросфера» (В. И. Вернадский, 1960, с. 107, разрядка наша, ред.)².

Второе положение заключается в том, что гидросфера или воды Мирового океана оказываются тесно связаны с геосферами, слагающими земную кору. При этом каждая геосфера обладает своими собственными подземными водами, которые находятся в состоянии устойчивого равновесия с минералами, слагающими ту или другую геосферу.

Третья мысль отражает то равновесие, которое устанавливается между твердым, жидким и газообразным веществом различных оболочек. В результате каждой геосфере соответствуют подземные воды и подземные атмосферы своего состава; они меняются от одной оболочки к другой.

Наконец, четвертое развиваемое положение касается пространственных закономерностей распределения суши и океанов на нашей планете. В. И. Вернадский впервые подчеркнул ту дисимметрию, которая отмечается на поверхности Земли и отражается в своеобразном «скупивании» континентов в северном полушарии.

В целом эта работа В. И. Вернадского насыщена огромным количеством новых химических анализов, фактов и мыслей; особенно оригинальным выглядит разделение подземных вод на пресные, соленые и рассолы, а также истолкование их генетических соотношений. Исследование совершило целый переворот в гидрогеологии и подготовило почву для последующего познания вторичных преобразований осадочных отложений и эпигенетических месторождений ряда металлов, обусловленных деятельностью подземных вод.

Еще в 1910 г. В. И. Вернадский начал работу по изучению биосферы — той области жизни, где непрерывно возникают и стремительно движутся различные экзогенные радиации. Вещество, слагающее биосферу разнородно: это различные живые, косные и биокосные (почвы, озерная и морская воды) природные или естественные тела. В биосфере происходит непрерывное движение атомов от живых тел к косным и биокосным системам и обратно. Живое вещество по весу слагает только 0,25% от всей биосферы, но границы его распределения определяют объем биосферы на континентах и в Мировом океане.

Основы учения о биосфере и ноосфере изложены в многочисленных трудах В. И. Вернадского (см., например, «Живое вещество и химия», 1923 г.; «Ход жизни в биосфере», 1925 г.; «Биосфера», 1926 г.; «Об условиях появления жизни на Земле», 1931 г.; «Проблемы биогеохимии», 1934 г. и др.), однако «книгой жизни» или «делом своей жизни» он считал трехтомную монографию «Химическое строение биосферы и ее окружение» (1942, 1943 гг.).

В этой книге показано, что биосфера является созданием Солнца и космических излучений, а живое вещество представляется трансформатором энергии, переводящим космическую энергию в земную — химическую, механическую, тепловую, электрическую и прочую. Согласно представлениям В. И. Вернадского процесс превращения энергии Солнца в энергию Земли живое вещество осуществляет, главным образом, в росте и размножении. В результате размножения осуществляется растекание жизни по поверхности Земли; с течением времени давление жизни усиливается и только внешние препятствия могут остановить ее распространение. Это — низкая температура, недостаток пищи и кислорода.

В. И. Вернадский количественно оценил скорости передачи жизни для различных организмов в масштабе всей планеты, а также попытался охарактеризовать вещественные результаты деятельности организмов. В соответствии с его построениями атмосфера планеты почти целиком создана жизнью. Живым веществом созданы огромные толщи карбонатных пород, каменного угля, фосфоритов, кремнистых пород и многих

² В. И. Вернадский. Избранные сочинения. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 5. С. 96—110.

других осадочных образований. Более того, область «былых биосфер» согласно идеям Ч. Шухерта и П. Люжона В. И. Вернадский считал даже гранитную оболочку Земли, относя, таким образом, все граниты к категории «пара-пород».

В соответствии с общими представлениями о циклических миграциях химических элементов в биосфере В. И. Вернадский большое значение придавал изучению химизма организмов моря (А. П. Виноградов) и континентов (В. Таусон). Под его общим руководством в Лаборатории биогеохимических проблем АН СССР сложилось целое направление, всесторонне исследующее химический состав современной биосферы.

В составе биосферы В. И. Вернадский предложил различать ноосферу — оболочку Земли, связанную с человеком и его техногенной деятельностью. Он подчеркивал, что огромный размах техногенных явлений заставляет рассматривать человека в качестве мощного геологического фактора.

Влияние производства на природу — подчеркивал В. И. Вернадский — огромно. Минералогическая редкость — самородное железо — вырабатывается теперь на земле в сотнях миллионов тонн. Самородный алюминий, никогда не существовавший на планете, производится в огромных количествах. Человек производит огромную массу искусственных химических соединений, количество которых возрастает из года в год.

Как следствие, лик планеты, ее биосфера меняются с огромной скоростью. Создаются новые виды и рода животных и растений, появляются каналы и водоемы, биологически и химически преобразуются прибрежные части морей и океанов, вырубается леса, увеличиваются площади пахотной земли, возрастает эрозия почв, увеличивается содержание удобрений в почвах.

Сбылось гениальное предсказание В. И. Вернадского о том, что человек выйдет в космос; искусственные спутники Земли, орбитальные станции и ракеты разных классов интенсивно исследуют космическое пространство. Стало очевидно, что эволюция живого вещества, которая происходила в сторону роста и совершенствования центральной нервной системы (цефализация) достигла своей высшей ступени; победа человеческого разума ознаменовалась качественно новой стадией развития биосферы; В. И. Вернадский назвал ее ноосферой.

«Здесь перед нами встала новая загадка. Мысль не есть форма энергии. Как же может она изменять материальные процессы? Вопрос этот до сих пор не разрешен...» — огорченно писал Владимир Иванович в 1944 году (Вернадский, 1944, с. 118, разрядка автора)³.

И далее: «Сейчас мы переживаем новое геологическое эволюционное изменение биосферы. Мы входим в ноосферу...»

Но для нас важен факт, что идеалы нашей демократии идут в унисон со стихийным геологическим процессом и с законами природы, отвечают ноосфере.

Можно смотреть поэтому на наше будущее уверенно. Оно в наших руках. Мы его не выпустим» (Вернадский, 1944, с. 119).

³ В. И. Вернадский. Несколько слов о ноосфере//Успехи современной биологии. 1944. Т. 18. Вып. 2. С. 80—120.

УДК 552.51 : 552.068

К ПРОБЛЕМЕ МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОХИМИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ И ГЕНЕЗИСА ПЕСЧАНЫХ ПОРОД

КОССОВСКАЯ А. Г., ТУЧКОВА М. И.

Дается обзор работ последних лет советских и зарубежных исследователей по изучению и классификации песчаников как индикаторов разных геологических обстановок континентальных блоков, областей, переходных от континентов к океану, и современных океанов. Предлагается новая схема петрохимической классификации песчаных пород, основанная на статистической обработке 536 образцов типовых песчаников разных геотектонических регионов.

Выяснение взаимосвязи минералого-петрографического и химического состава песчаных пород как индикаторов геотектонических и климатических условий их образований давно привлекает внимание исследователей. Это связано с тем, что песчаные породы в области континентальных блоков представляют один из самых распространенных типов пород, который дает наиболее исчерпывающую информацию о геологических обстановках бассейнов седиментации [19, 22, 26, 67]. Песчаные породы представляют и большой практический интерес, особенно в аспектах нефтяной геологии и изучения многих россыпных месторождений.

Основой большинства минералого-петрографических классификаций являются хорошо известные треугольные диаграммы с полюсами: кварц Q — полевые шпаты F — обломки пород L. В нашей стране принята минералого-петрографическая классификация В. Д. Шутова [40]. Использование петрохимического состава песчаных пород для их генетической характеристики почти не практиковалось. Одной из первых была работа Г. В. Миддлтона [63], в которой на основе около 170 химических анализов показаны особенности состава песчаных пород платформ, мио- и эвгеосинклиналей. В работах Ф. Петтиджона [19, 64] приводится химический состав главных семейств песчаных пород, но выбранные им объекты не имели ясно выраженной геологической характеристики и привязки. Кроме того, Ф. Петтиджоном с самого начала была сделана неудачная попытка расчленения песчаных пород на арениты и вакки, отнеся последние к породам, богатым глинистым «матриksom». Позднее рядом авторов была показана ошибочность трактовки Ф. Петтиджоном термина *граувакка*. Как оказалось, «матрикс» чаще всего представляет деформированные при постседиментационных преобразованиях обломки пород [7, 10, 52, 55 и др.].

Конец 70-х и особенно 80-е годы характеризовались вновь резко возросшим интересом к изучению песчаных пород и принципами их классификации. Это связано прежде всего с появлением новых глобальных концепций тектоники литосферных плит, пересмотром существовавших ранее представлений, от которых, естественно, не могла оставаться в стороне и литология [28]. Внимание литологических исследований сосредоточилось на изучении мощных кластогенных комплексов геосинклинальных систем и бассейнов современных областей перехода от континентов к океанам. Немаловажную роль при этом сыграл и интерес к песчаным комплексам областей перехода от континентов к океанам с позиций нефтяной геологии [29, 30, 32, 47, 49 и др.].

Следует подчеркнуть, что схемы типизации песчаных пород базировались на изучении отложений главным образом платформенных и миогеосинклинальных бассейнов [22, 26, 30, 31 и др.]. Исследователей, занимавшихся преимущественно геосинклинальными формационными ком-

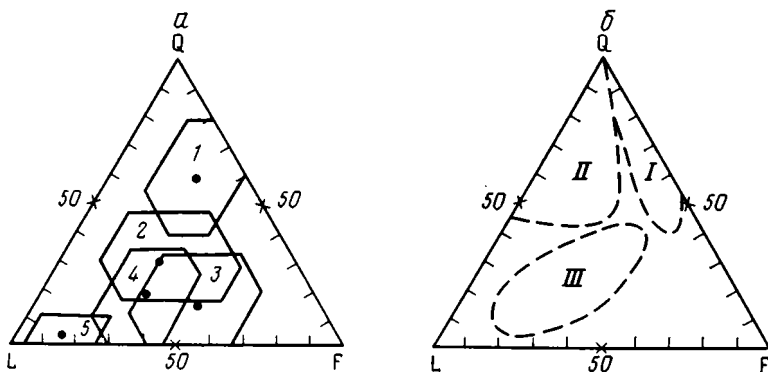
плексами, проблема классификации песчаных пород привлекла внимание несколько под другим углом зрения, чем в большинстве названных выше работ. Особенно это коснулось работ, связанных с изучением кластогенных отложений разного возраста, связанных с геологическими структурами обрамления Тихого океана. Так, К. А. Крук [47] предложил классификацию, где песчаные породы в зависимости от содержания кварца были разделены на три основные группы: а) бедные ($Q \leq 15\%$, содержание $SiO_2 \leq 58\%$), б) среднеобогатенные ($Q = 15-65\%$, $SiO_2 = 68-74\%$); в) богатые ($Q \geq 65\%$, $SiO_2 \geq 89\%$). Эта классификация, неприемлемая для характеристики и классификации песчаных пород «спокойных» геотектонических областей (платформ и терригенных миогеосинклиналей), так как в поле с содержанием кварца больше 65% укладывается несколько петрографических типов песчаников, оказалась полезной для классификации и характеристики полимиктовых песчаников, особенно мощных вулканокластогенных пород, с обилием плагиоклазов и обломков вулканических пород — этих типичных отложений геосинклинальных поясов и активных окраин континентов.

Вторая половина 70-х и 80-е годы ознаменовались, как известно, революционными изменениями в геологических представлениях о строении Земли. Они были связаны прежде всего с получением обширнейшего нового материала по изучению Мирового океана и областей, переходных от континентов к океанам. Это вызвало появление многочисленных работ, направленных на изучение литологии сложных современных и древних складчатых областей, а также пересмотр многих ранее существовавших представлений на генезис слагающих их кластогенных формаций.

Естественно, эти новые направления работ отразились и на изучении песчаных пород — этих выразительных индикаторов или «меток», характеризующих особенности геотектонических обстановок того или иного региона, существовавшие палеогеографические условия и источники поступления кластогенного материала. Появился целый ряд работ, среди которых следует отметить [49—52, 60, 61, 75 и др.], в которых представлены материалы изучения песчаных отложений не только определенных «ключевых» регионов, главным образом обрамления Тихого океана, но и различных геотектонических обстановок обрамления Мирового океана (фиг. 1). Вслед за этим появилась целая серия работ [48—50, 52, 53, 62, 67, 79], в которых, базируясь на характеристике петрографического состава песчаников в разных современных геотектонических обстановках сочленения континентов и океанов, делаются попытки интерпретировать геотектонические обстановки древних геосинклинальных систем. Эти классификационные схемы и их варианты используются в очень многих работах различных авторов главным образом применительно к исследованию формационных комплексов разного возраста Северной Америки, Новой Зеландии и Австралии.

На треугольной диаграмме Дж. Мейнарда и Р. Валлони [61] видны два резко отличающихся поля песков (см. фиг. 1, а): первое поле (см. фиг. 1, 1) — это пески, связанные с пассивными окраинами Атлантического океана; второе поле (см. фиг. 1, 5) характеризует пески, распространенные в океанических внешних бассейнах островодужных систем. Песчаные породы трех других активных тектонических обстановок — внутренних бассейнов островодужных систем (см. фиг. 1, 4), бассейнов калифорнийского типа (см. фиг. 1, 2) и окраинных бассейнов Южной Америки (см. фиг. 1, 3) относительно близки как по петрографическому, так и по петрохимическому составу (табл. 1). Все они относятся к полимиктовым песчаникам с содержанием кварца менее 50% и переменными, частично перекрывающимися полями содержания полевых шпатов и обломков пород.

Другая схема предложена В. Диккинсоном и К. Сьюзеком [52] и Р. Валлони [53] (см. фиг. 1, б). На основе обширного литературного материала, приложимого к схеме, названные авторы выделили песчаные породы следующих современных обстановок сопряжения континентов и



Фиг. 1. Классификационные диаграммы QFL состава песчаных пород разных геотектонических обстановок бассейнов седиментации (а — по Дж. Мейнардусу и Р. Вальлони [62], б — по В. Диккинсону и К. Сьюэку [52])

1 — континентальные окраины Атлантического океана; 2 — активные бассейны Тихого океана калифорнийского типа; 3 — активные окраинные бассейны Тихого океана андского типа; 4 — внутренние бассейны островодужного типа (Берингово море); 5 — океанические бассейны, внешние бассейны островодужных систем (Филлипинское море, северо-запад Тихого океана). I—III — провинции (I — континентальные блоки, II — продуктов переотложения разрушения орогенов, III — магматическая). Точками показан средний состав; контур многоугольника ограничивает пределы изменения содержания

океанов. I. Континентальные окраины: а) кратонные блоки (Северная Атлантика); б) кратонные блоки и рифты (африканская окраина); в) кратоны и орогенные пояса (Средиземное море, Бенгальский залив). II. Орогенные континентальные окраины (восточные окраины Тихого океана, Карибский бассейн); III. Океанические островодужные системы: а) окраинные моря (Берингово, Японское, Филлипинское и др.); б) океанические архипелаги (центральная часть Тихого океана и др.). Типы песчаных пород названных бассейнов располагаются в пределах трех основных полей треугольника QFL¹. Каждый из полюсов разделяется: кварц Q — на моно- и поликристаллический (Q_m и Q_p); полевые шпаты F на P-плагиоклазы и K-полевые шпаты; обломки пород L на метаморфические, осадочные и вулканические (соответственно L_m , L_s и L_v). По существу в классификационной диаграмме этого типа нет ничего нового. Практически это тот же принцип дополнительных или «дочерних» треугольников для каждого из полюсов треугольной диаграммы, ранее он применялся советскими авторами и широко использовался при изучении различных типов песчаных пород [7, 10, 40].

Различные модификации сочетаний выделенных параметров треугольных диаграмм (QFL) широко используют при изучении песчаников, вскрытых в системах конусов выноса скважинами DSDP, а также флишoidных комплексов современных и мезозойско-кайнозойских геосинклинальных систем обрамления Тихого океана. Они применяются также многими авторами и для палеогеографических реконструкций древних геосинклинальных бассейнов с позиций современной геотектоники литосферных плит [42, 43, 47, 57, 60]. В некоторых последних работах дополнительно к палеотектоническим реконструкциям рассматривается влияние климата на состав песчаников [73].

Нельзя не отметить, что зарубежные авторы довольно редко приводят сопряженную петрографическую и петрохимическую характеристику песчаных пород. Советские исследователи стали использовать такой подход гораздо раньше. Одним из первых был Н. В. Логвиненко, давший сопряженную петрографическую и петрохимическую характеристику некоторых типовых песчаников Донбасса [15]. Этот же прием был использован при описании юрских комплексов Большого Кавказа [2, 37], мезозойско-кайнозойского флиша Карпат [1], красноцветных фор-

¹ В некоторых работах обломки пород обозначаются буквой R.

Химический и петрографический состав современных океанических песков [75]

Компоненты	1	2	3	4	5
<i>Средний химический состав</i>					
SiO ₂	77,9	67,8	69,5	68,8	61,5
Al ₂ O ₃	9,8	15,6	14,1	14,4	15,2
FeO ⁺	2,6	3,3	3,5	4,0	6,9
MgO	1,3	2,3	1,9	2,4	3,8
CaO	4,1	3,6	4,4	4,4	6,7
Na ₂ O	1,9	3,9	3,6	3,6	3,8
K ₂ O	2,0	2,9	2,6	2,0	1,6
<i>Средний петрографический состав</i>					
Q	56	20	12	13	2
F	24	39	43	30	12
L	20	41	45	57	86

Примечание. 1—5—номера точек (см. фиг. 1, а).

маций докембрия и фанерозоя [25], пермских угленосных отложений Печорского бассейна [7].

Особенно интересный материал уже не единичных образцов, а определенных генетических типов песчаных пород разного возраста из различных регионов приводит в своей монографии В. Д. Шутов [41]. Это была, пожалуй, первая генетическая работа, в которой рассматривался не только петрографический и петрохимический состав отдельных типовых песчаников, но и был дан анализ условий их образования — типы питающих провинций, степень выветривания, участие вулканогенного материала и др.

В монографии А. В. Сочавы сделана попытка использовать применительно как к песчаным, так и к глинистым породам классификационную схему, разработанную А. Н. Нееловым в 1977 г. Однако во многих породах, описываемых А. В. Сочавой, в значительном количестве присутствует карбонатный материал. Отсутствие определения CO₂ в анализах песчаников позволяет судить о силикатном составе только тех песчаников, где нет карбонатов.

Одной из наиболее интересных работ последних лет является монография П. В. Маркевича [16], изучившего две модели флишоидных комплексов Тихоокеанской складчатой зоны — во внутренней области на примере Сихотэ-Алинской геосинклинали и внешней приокеанской зоны на примере Ильпинского и Кроноцкого полуостровов Корякско-Камчатской геосинклинали. Эти области интересны не только в аспекте решения фундаментальных проблем истории литогенеза геосинклинальных областей, но и важны для решения проблем разной металлогенической специализации исследованных территорий. В названной работе содержится обширный петрографический и петрохимический материал, характеризующий песчаные породы двух рассмотренных регионов, несущий важную генетическую информацию, иллюстрирующий различные источники сноса и области питания рассматриваемых бассейнов. П. В. Маркевич удачно использует петрохимические характеристики песчаных пород и предлагает диаграммы, позволяющие сравнивать «потери» в составе песчаников по сравнению с гранитами и андезитами, основными материнскими породами двух флишоидных комплексов, формировавшихся за счет пород коры континентального и субокеанического (переходного) типа. Автор использует ряд коэффициентов, предложенных Г. В. Миддлтоном [63] и позволивших ему провести сравнение изученных отложений с другими типами геосинклинальных формаций, в частности с детальными работами И. Тераока [74], изучившего верхнемеловые и третичные формации Японии (Симанто и Изуми), формировавшиеся на коре приконтинентального и приокеанического типов.

К проблеме петрохимической классификации песчаных пород. Обратимся прежде всего к перспективам изучения песчаных пород. Хорошо известно, что облик кластогенных силикатных формаций определяется прежде всего составом и характером песчаных пород, несущих наиболее полную информацию об источниках сноса обломочного материала и геотектоническом положении формаций или формационных комплексов. Изучение парагенезов песчаных пород с ассоциирующими глинистыми минералами и породами представляет следующий важный этап работы, открывающий возможности восстановления всей истории формирования кластогенных формаций. Эта проблема будет обсуждена позднее.

Необходимость прибегнуть к разработке петрохимических классификаций песчаных пород в настоящее время определяется темпом и уровнем развития литологии. Подсчет под поляризационным микроскопом основных компонентов песчаных пород с идентификацией видового состава полевых шпатов и обломков пород во многих десятках образцов, обычно характеризующих мощные кластогенные формации, является работой, требующей не только очень больших затрат времени, но и высокой классификации петрографов-осадочников. Это послужило, очевидно, причиной, что во многих работах советские литологи перестали пользоваться детальной, но сложной классификационной схемой В. Д. Шутова. В результате появились работы, в которых дается только качественная характеристика песчаников без количественных подсчетов. Наименования полимиктовых песчаников у разных авторов получают расплывчатые названия — плагиоклазово-граувакковые, лититовые, кварц-аркозолитовые, полевошпат-лититовые, миктитовые и т. д.

В результате «образ» песчаников, отражающий и облик определенных формаций, связанных с разными источниками питания седиментационных бассейнов, принадлежащих к определенным геотектоническим обстановкам, расплылся и стал неопределенным. В то же время необходимость в общепринятых характеристиках песчаных пород, отраженных в их наименовании, очевидна. Зарубежные исследователи, среди которых также нет установившегося единообразия в наименованиях полимиктовых песчаников, часто пользуются количественными показателями соотношения кварца, полевых шпатов, обломков пород (Q, F, L) и их различных модификаций (Q_m , Q_p для кварца, P и F для полевых шпатов и L_m , L_s , L_b для обломков пород [50]). При этом сохраняются, однако, основные группы песчаников — граувакки, аркозы, кварциты. Предложенные количественные параметры, несомненно, удобны. Однако при современных требованиях ускорения научно-технического прогресса естественно прибегнуть и к новым методам получения выразительной информации о вещественном составе исследуемых пород. Таким массовым способом может в настоящее время стать химический анализ песчаных пород с применением современных методов рентгенофлуоресцентного, плазменного и других методов химических анализов и последующей обработкой материалов с использованием ЭВМ. Этот подход уже давно начал применяться для построения петрохимических классификаций магматических пород в сочетании с петрографическим изучением.

Обширный материал по петрохимии песчаных пород, накопленный в последние 10—15 лет советскими и зарубежными исследователями [2, 3, 5, 7, 8, 13, 16, 20, 21, 23, 25, 31, 35, 37, 41, 42, 45, 46, 48, 58, 59, 66, 69, 79], позволил подойти к разработке петрохимической классификационной схемы песчаных пород. Дальнейшая задача — разработка общей классификации парагенетических семейств кластогенных образований в спектре: песчаники — глины.

Прежде чем перейти к изложению классификационной схемы, необходимо сделать некоторые замечания. Во-первых, при химических анализах песчаников (особенно полимиктовых) необходимо определять CO_2 (а в эвапоритовых формациях и SO_3) для того, чтобы исключить карбонаты (а иногда и сульфаты), являющиеся цементом песчаных пород, из общей суммы. Без этого нельзя получить необходимую информацию о

составе собственно силикатного костяка пород. В то же время количество силикатного CaO , связанного в основном с плагиоклазами (выше № 20), является одной из важнейших констант для определения петрохимического типа песчаников, интерпретации их состава и происхождения питающего материала. Это относится в основном к полимиктовым песчаникам «первого цикла седиментации» в геосинклинальных областях.

Во-вторых, не следует использовать породы с содержанием глинистого цемента и глауконита более 10—12%, что находит отражение в содержании H_2O и п. п. п. (без CO_2), которые не должны превышать 3,5—4%. И в-третьих, для получения сравнимых результатов следует использовать песчаные породы только определенного гранулометрического спектра, в частности наиболее распространенные средне- и мелкозернистые песчаники (0,5—0,25 и 0,25—0,10 мм) по принятой у нас в стране шкале.

Без этих ограничений сделавшиеся доступными массовые анализы химического состава песчаных пород трудно интерпретировать.

Полученные авторами первые результаты при обработке около 500 анализов песчаных пород, выполненных как советскими, так и зарубежными исследователями, показали широкие возможности разработки петрохимической классификационной схемы для песчаных пород и генетической интерпретации полученных данных, в том числе сравнения с петрохимическими характеристиками магматических пород возможных питающих провинций. Для этих целей при использовании ЭВМ оказалась эффективной программа кластерного анализа. Разработка специальной программы для песчаных пород позволит в дальнейшем широко применять петрохимическую типизацию песчаных пород при масштабе картирования 1 : 50 000.

В настоящей работе использованы только петрогенные компоненты. В дальнейшем, вероятно, могут быть получены важные результаты при рассмотрении и редких элементов, подобно тому как в осадочной петрографии и минералогии использовались акцессорные минералы «тяжелой фракции».

Выделенные петрохимические типы должны обязательно дополняться микроскопическим изучением *типовых шлифов* песчаных пород. Для количественной минералого-петрографической характеристики типов песчаных пород при этом уже не понадобятся массовые подсчеты, их заменит массив петрохимических данных. Базой для разработки классификационной схемы послужили определенные модели ярко выраженных типов песчаных пород, в которых был известен как их минеральный, так и химический состав.

Схема петрохимической классификации. В основу предлагаемой петрохимической классификационной схемы песчаников были взяты приблизительно те же основные параметры и коэффициенты, которые используются при петрохимической классификации магматических пород [9] и применены в некоторых классификациях песчаных пород [19, 40 и др.].

Верхний угол треугольной диаграммы, соответствующий содержанию SiO_2 может отражать как изначальный петрографический состав материнских пород в отложениях первого цикла седиментации, так и степень зрелости обломочного материала. Индекс зрелости существует, так как верхний предел содержания SiO_2 в гранитоидах, как известно, не превышает 72%. Другим показателем высокого значения SiO_2 могут служить породы, относящиеся к кремнекластовым (фтанитовым, яшмовым) песчаникам, но такие породы относительно редки и связаны главным образом с геосинклинальными питающими провинциями. Примером могут служить кремнистые песчаники Пермского Приуралья [15].

Правый угол треугольника (сумма $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) отражает содержание главным образом полевых шпатов, а левый угол диаграммы (сумма $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2 + \text{MnO}$) — общую меланократовость пород. По существу это те же или близкие к ним индексы, которые

приняты для классификаций магматических пород. Совокупность их наиболее полно может охарактеризовать песчаные породы². При этом следует, конечно, учитывать, что сложности, стоящие и при классификации магматических пород, во много раз возрастают при необходимости классифицировать кластогенные породы. Здесь необходимо учитывать унаследованность от источников питания, смешение различных типов пород в областях сноса, степень зрелости песчаников, осуществляющуюся при выветривании материнских пород, транспортировке обломочного материала, циклах возможного неоднакратного переотложения и т. д. Поэтому при использовании классификации необходимо учитывать такие признаки, как ясность геологической ситуации и обязательный анализ минералого-петрографического состава на треугольных диаграммах QFL, выполненный уже для определенных выделенных петрохимических групп.

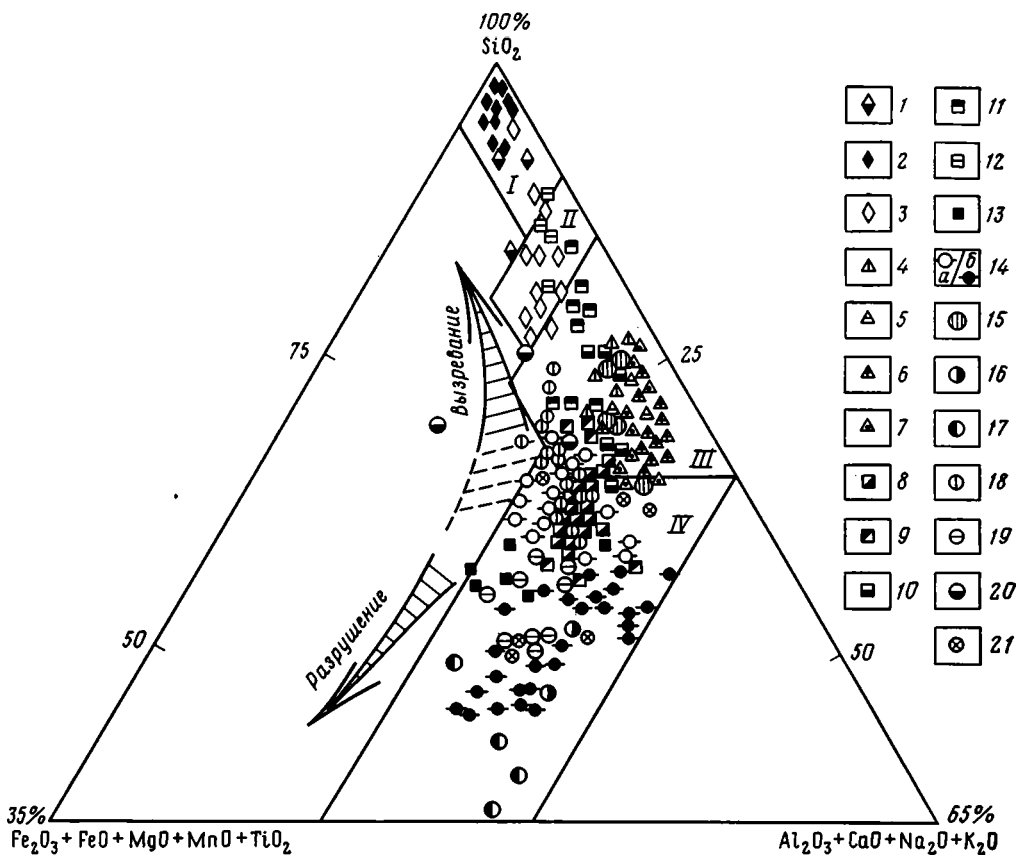
Помимо основной треугольной диаграммы в предлагаемой классификационной схеме удобно использовать вспомогательные бинарные диаграммы с сочетанием различных модулей: прежде всего это модуль $A = \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ — чуткий параметр, отражающий не только первичный состав, но главное — степень зрелости песчаников; модуль $F = \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, характеризующий в основном содержания полевых шпатов в породах, и наконец параметр меланократовости $M = \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2$ [9]. При этом, как уже отмечалось, необходимо иметь сведения о содержании CaO, связанного с силикатами — важного индекса сохранности плагиоклазов. Содержание $\text{CaO} > 1-1,5\%$ — важный диагностический признак присутствия средних плагиоклазов (обычно не выше № 40—45 в песчаниках), свидетельствующих о присутствии свежего материала магматических пород, не измененных процессами зеленокаменного метаморфизма и участвующих в составе питающих провинций. Часто это туфогенный материал [44, 45], а также крупные тела плутонических пород типа гранодиоритов [70, 71, 76, 77]. Присутствие плагиоклазов выше, чем № 20, является обычно веским доказательством принадлежности песчаников к породам первого цикла седиментации. К этому типу песчаников относятся нижнемеловые породы Приверхоанского прогиба [10], эоценовые и голоценовые аркозы Калифорнии [77] и меловые, эоценовые и миоценовые комплексы Ванкувера, а также туфогенные триасовые песчаники Новой Зеландии [44, 45] и др.

На треугольной диаграмме (фиг. 2) показано положение полей песчаных пород разного состава из различных регионов. Используются материалы как советских, так и зарубежных исследователей. На диаграмму нанесены точки и поля только наиболее выразительных «чистых» семейств песчаных пород, связанных с определенными геотектоническими областями континентов, областей, переходных от континентов к океанам, и океанов. Нанесение всех существующих анализов (более 500) сделало бы диаграмму трудночитаемой. Таблица 2 иллюстрирует состав типовых песчаников, характеризующих главные поля диаграммы, в ней приведены средние составы основных типов песчаников, приуроченных к разным геотектоническим обстановкам. Из сопоставления данных, приведенных в табл. 2, с данными, приведенными в табл. 1, где даны основные типы современных океанических песков, видно, что состав песков только континентальных окраин Атлантического океана приближается к составу песчаников древних платформ и щитов.

Проанализировав треугольную диаграмму петрохимического состава песчаников, можно выделить следующие поля песчаников:

1. Моно- и олигомиктовые (содержание SiO_2 соответственно > 96 и $96-78\%$), приуроченные в СССР главным образом к отложениям орифея до современных рек Восточно-Европейской платформы; к песча-

² Ближне полюса используются в петрохимической классификации песчаников В. Н. Шванова [38], которая здесь не рассматривается. Она вызывает ряд критических замечаний, наиболее важными из которых являются — ненужная сложность, неоправданность пересчета на молекулярные количества кварца, суммы альбита и ортоклаза, а главное — недопустимость использования молекулярных количеств для «фемического угла» треугольника, исходя из того, что в вулканогенных граувакках он рассчитывается из равных соотношений обломков базальтов и андезитов.



Фиг. 2. Треугольная диаграмма для главных семейств песчаных пород
 1 — мономиктово-кварцевые (и кремнекластивые) песчаники, плиоген — кембрий Русской платформы и Приуралья; 2 — олигомиктовые пески рек Русской платформы [31]; 3 — калиевые аркозы Русской платформы, Карелии и Кольского полуострова, (протерозой) [22, 31]; 4—7 — Ca — Na-аркозы (4 — п-ов Калифорния, эоцен, голоцен [77], 5 — Приверхоянье, мел [10], 6 — Южная Якутия, мел, устное сообщение В. И. Назарова, 7 — Новая Зеландия, триас [45]); 8—13 — граувакки (8 — п-ов Камчатка, миоцен [16], 9 — о-в Сахалин, мел, данные Р. М. Юрковой, 10 — Карагандинский бассейн, карбон [7], 11 — Печорский бассейн, пермь [7], 12 — то же, фтанитовые граувакки, пермь [7], 13 — Малый Кавказ, офиолитокластиты, мел [23]); 14—21 — океанические вулканокластиты: 14 — туфы Исландии [68], Курильских островов: а — андезитовые, б — базальтовые, 15 — пляжевые пески п-ова Камчатка [13], 16 — базальтовые пески о-ва Лорд-Хау [18], 17 — гиалокластиты Восточной Атлантики [3], 18 — скв. 368—370 [28], 19 — скв. 417А [54], 20 — Марианский желоб [36], 21 — скв. 467—471, 473 [56]; I—IV — поля песчаников (I — кварцевых, II — олигомиктовых, III — полимиктовых, IV — вулканокластивых)

никам с содержанием SiO_2 больше 96% можно применить термин Петтиджона — кварциты.

2. «Главное» поле полимиктовых песчаников, включая различные разновидности аркоз, граувакк и смешанных пород (содержание SiO_2 64—78%). Это поле подразделяется на два как по содержанию SiO_2 (72—78 и 64—72%), так и по содержанию других компонентов. Первое более типично для К-аркоз, второе для Ca-Na-K, или средних аркоз. В этом поле песчаников довольно хорошо обособляются собственно аркозы как плагиоклазового, так и калишпатового состава, для разделения которых могут быть использованы суммы и модули CaO , Na_2O , K_2O .

3. Основные, обычно вулканогенные граувакки (содержание SiO_2 54—64%). Интересно отметить, что, начиная от наиболее основных миоценовых и меловых граувакк Сахалина и Камчатки и кончая «зрелыми» зеленокаменными граувакками перми Печорского бассейна, отчетливо выделяются два подтипа (более основной и более кислый), прекрасно иллюстрирующие присутствие в областях питания контрастных вулка-

Таблица 2

Петрохимический состав типовых песчаных пород

Компо- ненты	Континенты										Области, переходные от континентов к океанам							Океаны							
	древние платформы и щиты				Геосинклинальные области						островодужные системы														
					альпийские тер- ригенные гео- синклинали			вулканоплут- онические пояса										прогибы и межгорные впадины палеозойских геосинклинальных систем							
	1 (25)	2 (25)	3 (15)	4 (14)	5 (47)	6 (64)	7 (17)	8 (9)	9 (26)	10	11		12		13		14 (20)	15	16		17 (6)	18		19 (4)	
											а (2)	б (5)	в (4)	а (3)	б (4)	а (2)			б (6)	а (20)		б (20)	а (9)		б (3)
SiO ₂	96,08	85,18	80,05	78,59	74,59	77,46	70,05	66,01	71,62	82,80	65,99	78,97	84,22	62,73	69,60	54,63	65,28	58,33	68,30	48,77	59,73	51,20	56,66	44,17	34,14
TiO ₂	0,08	0,31	0,76	0,43	0,38	0,52	0,31	1,47	0,45	0,32	0,92	0,62	0,44	0,86	0,74	0,68	0,55	0,74	0,61	0,60	0,52	1,03	0,62	2,20	3,72
Al ₂ O ₃	1,35	6,14	8,08	10,16	12,46	9,79	14,78	15,46	13,20	9,30	13,33	10,34	7,66	18,20	15,89	16,85	14,58	14,74	13,80	16,36	14,30	17,76	15,43	16,27	15,40
Fe ₂ O ₃	0,78	1,71	2,14	2,34	1,51	1,79	1,26	2,13	1,83	1,61	0,93	0,82	0,80	0,55	0,49	9,05	5,72	3,16	1,64	6,54	7,04	9,00	3,70	3,03	16,14
FeO	0,17	0,73	1,58	0,55	2,46	2,31	1,84	1,58	1,70	0,08	4,65	1,07	1,14	4,58	3,58										
MnO	0,004	0,14	0,05	0,04	0,10	0,11	0,04	0,06	0,06	0,21	0,09	0,02	0,01	0,16	0,14	0,15	0,06	0,12	0,10	0,22	0,21	0,15	0,08	0,08	0,33
MgO	0,12	0,52	1,20	0,63	1,19	1,10	1,41	1,12	1,78	—	2,84	0,95	0,32	1,60	0,79	4,45	2,66	4,19	2,20	5,29	4,19	4,74	2,78	9,34	4,17
CaO	0,37	0,44	0,50	0,50	0,64	0,42	3,06	2,38	1,30	—	0,07	0,58	0,77	0,75	0,14	3,05	1,22	4,42	0,97	7,73	4,76	8,88	2,43	2,54	2,31
Na ₂ O	0,18	0,39	0,82	3,31	2,03	1,65	3,64	4,67	3,16	1,61	3,40	3,50	1,14	4,30	2,38	5,43	3,12	3,25	2,97	3,54	4,74	3,22	4,47	3,90	3,05
K ₂ O	0,45	2,36	2,67	2,50	2,00	1,60	2,41	2,53	2,83	3,01	1,03	1,17	0,83	1,76	1,48	1,67	2,19	1,67	2,05	1,38	2,25	0,70	2,15	1,53	2,35
H ₂ O	0,13	1,03	2,05	0,11	2,59	3,62	1,50	2,30	1,88	0,97	3,39	1,92	2,48	4,07	4,34	1,66	3,46	—	3,11	1,85	1,87	—	8,77	11,53	15,60
П. п. п.	0,11	0,33	0,19	0,51	—	—	2,07	0,24	—	—	—	—	—	—	—	0,64	0,51	5,12	0,50	4,45	3,70	—	—	—	—
Сумма	99,92	99,31	100,09	99,67	99,95	100,37	102,37	99,95	99,95	100,01	96,64	100,02	99,67	99,72	99,8	98,26	99,35	100,25	98,85	100,23	100,02	96,6	98,29	99,09	99,27

Примечание. 1 — кварцевые песчаники [25, 31] и данные авторов; 2 — олигомиктовые песчаники [15, 22, 25] и данные авторов; 3 — калиевые аркозы Русской платформы [22]; 4 — К — Na-аркозы [25]; 5 — полимиктовые песчаники флишеидных отложений Большого Кавказа [2, 37]; 6 — полимиктовые песчаники флишеидных отложений Карпат [1]; 7 — Са—Na-аркозы Приверхоянья [10]; 8 — туфогенные песчаники, Са—Na-аркозы Новой Зеландии [45]; 9 — Са—Na-аркозы Калифорнии [77]; 10 — средняя аркоза по Петтиджону [19]. *Граувакки:* 11 — Печорский угленосный бассейн (а — основные, б — кислые, в — кремнекlastитовые) [7]; 12 — Карагандинский угленосный бассейн [7]. *Вулканогенные граувакки:* 13 — о-в Сахалин (а — основные, б — кислые); (данные Р. М. Юрковой); 14 — Ильпинский п-ов [16]; 15 — средняя граувакка по Петтиджону [19]. *Вулканокластиты:* 16 — туфогенные песчаники базальтового (а) и андезитового (б) составов [4], Курильские острова; 17 — современные водотоки вулк. Ключевского [13]; 18 — гнаюкlastиты [56] (а — кислые, б — основные); 19 — подводные горы Восточной Атлантики [3]. В скобках приведено число анализов.

нических формаций. Иногда появляется и третий тип кремнекlastических граувакковых песчаников, в которых ведущая роль принадлежит обломкам кремнистых пород. Кремнистые породы (фтаниты, яшмы, радиоляриты) являются, как известно, почти обязательным членом спилит-кератофировых комплексов древних геосинклинальных областей и систем современных островодужных бассейнов активных окраин континентов. Содержание SiO_2 в таких песчаниках может подниматься до 80% и более (см. табл. 2). Особенно выразительно эта группа фтанитовых граувакк была охарактеризована для пермских граувакк Печорского бассейна [7]. Химический состав фтанитовых граувакк (контрастных диабаз-спилитовых и фельзит-альбитофировых), хотя последние представляли породы уже не первого, а последующих циклов седиментации, близко соответствует девонским вулканогенно-осадочным комплексам Урала [7].

Тем не менее следует подчеркнуть, что помимо кремнекlastитов «шансы на выживание» при последующих циклах переотложения имеют только плагиоклаз-граувакковые песчаники кислого (дацит-риолитового) ряда, содержащие в своем составе кварц как моно- (Q_m), так и поликристаллический (Q_p), а также устойчивые к химическому и механическому (?) разрушению обломки фельзитового базиса.

Многочисленные работы зарубежных исследователей последних лет показали, что песчаники с низким (15—25%) содержанием кварца и примерно равным соотношением обломков пород и полевых шпатов широко распространено как в древних геосинклинальных комплексах, так и в современных океанических песчаниках, связанных с системами конусов выноса, окраинными морями и другими геологическими структурами областей, переходных от континентов к океанам (см. фиг. 1, а, б, табл. 1). Поэтому группа песчаников с высокими содержаниями таких информативных минералов, как полевые шпаты, привлекли в настоящее время внимание как зарубежных, так и советских исследователей [60, 62, 65].

Вопрос о том, следует ли применять термин *аркозы* только к песчаникам, обогащенным калиевыми полевыми шпатами, или распространить его на все песчаные породы, в которых содержание полевых шпатов варьирует от 25 до 75%, а по данным некоторых авторов — до 90%, при содержании обломков пород менее 25%, остается пока открытым. В. Н. Шванов предложил сохранить термин *аркозы* для всех песчаников с количественными соотношениями кварца $Q < 25\%$, полевых шпатов $F > 50\%$ и обломков пород $L < 25\%$, при этом выделяя К, К—Na, Na и Na—Ca-аркозы, к которым можно добавить и Ca—Na—K-аркозы. Нам представляется такое разделение удобным, особенно если учесть, что среди классических аркоз, выделенных впервые в Оверни [71], присутствуют как чисто калиевые аркозы олигоценного возраста, так и натриевые (альбитовые) пермского возраста. Для Ca—Na—K меловых аркозовых песчаников Приверхоянья был в свое время использован термин *средние аркозы* в отличие от кислых (К и К—Na-аркоз). Такого же состава песчаники были описаны в позднемеловых и третичных отложениях окраинных бассейнов северо-восточной окраины Тихого океана (п-ов Ванкувер, Олимпия [70, 71], в эоценовых и голоценовых песчаниках Южной Калифорнии [76, 77]), в близких по составу триасовых туфогенных песчаниках Новой Зеландии, в которых присутствуют и обломки плутонических пород гранодиоритового состава [54, 55]. Каждый из типов полевошпатовых песчаников или аркоз отвечает определенным геологическим обстановкам и типам питающих провинций. Калиевые аркозы абсолютно доминируют в песчаниках древних платформ и шитов, часто в сочетании с К—Na-аркозами; Na плагиоклазовые аркозы наиболее распространены в кластогенных породах многогеосинклинальных областей, и в частности во флишоидных комплексах разного возраста, и приурочены к различным регионам. Происхождение пород источников сноса может быть разнообразным: это зеленоеменноизмененные вулканогенно-осадочные комплексы и породы низких ступеней метаморфизма,

иногда метасоматически переработанные песчаники. Са—Na-аркозы типичны только для пород первого цикла седиментации.

Заменить термин *аркозы* на *плагноклазовые песчаники* вряд ли целесообразно, так как в песчаниках, как правило, наблюдается смешение продуктов разрушения разных типов пород, даже если они принадлежат к одной питающей провинции. В частности, в приверхоянских меловых песчаниках, которые могут служить моделью Са—Na—K-аркоз, образовавшихся за счет разрушения главным образом гранодиоритов, присутствуют плагноклазы от чистого альбита (вероятно, вторичного) до основного олигоклаза-андезина, наряду с которыми присутствуют микроклин и микропертитовые обломки. Следует отметить, что в верхнеюрских и меловых песчаниках угленосной формации Чульманской впадины, шлифы и химические анализы которых были любезно предоставлены В. И. Назаровым (устное сообщение), наблюдается практически идентичный петрографический и петрохимический состав, но в изобилии присутствуют обломки вулканических пород. Типичным для Са—Na-аркозовых песчаников является массовое развитие вторичного ломонтитового цемента [11, 45, 70, 76], образующегося в результате разрушения средних плагноклазов. Для обломочных компонентов характерно обилие биотита, сфена, нередко присутствие фемических минералов.

Следует подчеркнуть, что ассоциация Са—Na-плагноклазов с пертитами и калишпатами представляет довольно редкие типы песчаных пород. Известные в литературе мощные комплексы таких песчаников названы выше. Особенно показательно присутствие песчаных пород такого состава в позднемеловых, эоценовых, олигоценых и голоценовых бассейнах северо-восточного обрамления Тихого океана от полуостровов Ванкувер и Олимпия до Калифорнии [70, 71, 76]. Образование этих пород связано с разрушением примыкающих к бассейнам массивов гранодиоритов, монзонитов, адамеллитов и других пород этой группы в Каскадных горах. В Приверхоянье источниками сноса являлись, очевидно, идентичные массивы плутонических и вулканических пород Станового хребта. Присутствие таких специфических Са—Na—K-аркоз, впрочем, как и других разновидностей аркозовых песчаников, может служить важной «меткой» типа питающих провинций.

Использование петрохимического состава вместе с петрографическим анализом является наиболее простым и выразительным способом идентификации как относительно чистых типов аркоз, так и продуктов их смешения с другими породами в источниках сноса и близлежащих бассейнах седиментации. Каждый из выделенных типов аркоз, как правило, свойствен песчаным породам, приуроченным к определенным крупным геотектоническим структурам и петрографическим провинциям. Применение петрографического анализа с количественным подсчетом типов полевых шпатов даст дополнительную информацию о составе песчаников, источниках их питания, климатических условиях и другие сведения, позволяющие облегчить палеогеографические реконструкции. Для этого следует использовать «модельные» единичные образцы, так как методика такого анализа кропотлива и трудоемка. Методика разделения полевых шпатов на три минералого-генетические группы (K — полевые шпаты, плагноклазы выше № 20 и плагноклазы № 20—45) разработана В. Д. Шутовым [39] (на примере изучения песчаников продуктивной толщи Азербайджана). Она широко использовалась впоследствии на других объектах для определения состава полевых шпатов в «дочерних» треугольниках, разворачивающих полевошпатовый угол классической треугольной диаграммы кварц — полевые шпаты — обломки пород [7, 10, 40]. В настоящее время для этой цели довольно успешно применяется микронзондовый анализ.

Кластогенные породы с содержанием SiO₂ менее 54% (54—48%) очень редки, они встречены и описаны только в современных базальтовых песках океанических островов [18], в некоторых песчано-алевритовых осадках современных водотоков вулкана Ключевского на Камчатке [13].

Уникальные песчаные породы в эоценовом флише Малого Кавказа описаны М. А. Сатианом [23, 24]. Они формировались в результате разрушения ультрабазитовых комплексов при их, по-видимому, очень быстром механическом разрушении и быстром захоронении продуктов дезинтеграции. О. М. Розеном и М. А. Сатианом [21] эти песчаники названы *офиокластитами*. Хотя такие породы можно встретить в регионах выходов нижних этажей офиолитовых комплексов, но их, несомненно, следует относить не только к отложениям начального и своеобразного цикла седиментационного процесса, но и к раритетным образованиям.

Для пород пелагиали океанов песчаные породы не характерны, хотя «отголоски» систем фанов встречаются в Атлантическом и Индийском океанах на расстоянии свыше 1000 км. Однако их роль и значимость в облике собственно пелагической седиментации, конечно, ничтожна [3, 27, 30, 72]. Типовыми породами собственно океанического дна пелагиали океанов являются гналокластиты, встреченные в разрезах ряда скважин глубоководного бурения, а также при драгировании рифтовых долин срединно-океанических хребтов, склонов и подножий подводных вулканических гор [3, 6, 20, 28, 32, 33, 54, 56] и др.

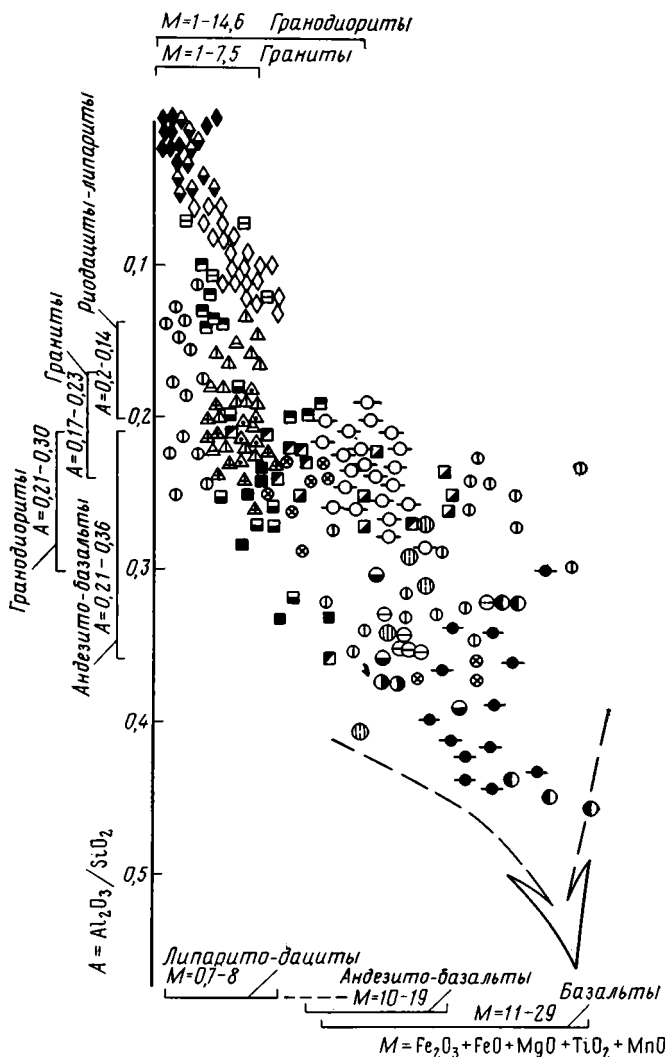
К сожалению, при описании многих песчаных и песчано-алевритовых пород не приводится содержание CO_2 , что не дает возможности судить об их силикатном составе, в частности о таком важном критерии, как состав плагиоклазов.

* *
*

Полученные результаты не только позволяют классифицировать различные типы песчаных пород с использованием современных методов массового химического анализа, но и выявляют важную закономерность. Практически песчаные породы образуются в основном из кислых и средних изверженных или метаморфических пород, в которых присутствует кристаллический кварц — важнейший компонент песчаников, формирующихся за счет пород кристаллического фундамента континентальной коры, или в геосинклинальных областях — поликристаллический кварц, связанный с разрушением кремнистых сланцев или метаморфических комплексов.

Все процессы выветривания и неоднородных циклов переотложения ведут к формированию «ветви» из полимиктовых пород — олигомиктовых и в конечном итоге — хорошо всем известных мономиктовых кварцевых песчаников. Эта ветвь формирования песчаных пород хорошо изучена и описана многими авторами [10, 26, 41, 43 и др.]. В олигомиктовых и даже мономиктово-кварцевых породах хорошо выделяются реликтовые черты их былой генетической принадлежности. Приближенность к левой граувакковой стороне треугольной классификационной петрографической диаграммы связана с обломками кремнистых пород или микрокварцитов; тяготение к правой аркозовой стороне треугольника связано обычно с калиевыми полевыми шпатами и является характерной особенностью песчаных пород древних платформ и щитов, формировавшихся в результате выветривания и многократного переотложения материала разрушавшихся кислых кристаллических пород.

История вызревания очень многочисленного для геосинклинальных комплексов сложного семейства плагиоклаз-граувакковых песчаников, занимающих на петрографических диаграммах срединное поле треугольников, пока мало изучена (см. фиг. 1, а, б). Новым аспектом в процессе их изучения является кристаллохимическая история разрушения и исчезновения полевых шпатов и фемических минералов. Учитывая, что даже в гранитах содержание кварца не превышает 25—60%, а у плагиоклазов оно достигает 60—90%, а также то, что не только плагиоклазовые, но и калиевые аркозы, близкие по составу к гранитоидам, являются очень редкими породами и относятся чаще всего к современной дресве, следует, очевидно, заключить, что исчезновение полевых шпатов, в первую очередь плагиоклазов, начинается очень рано.

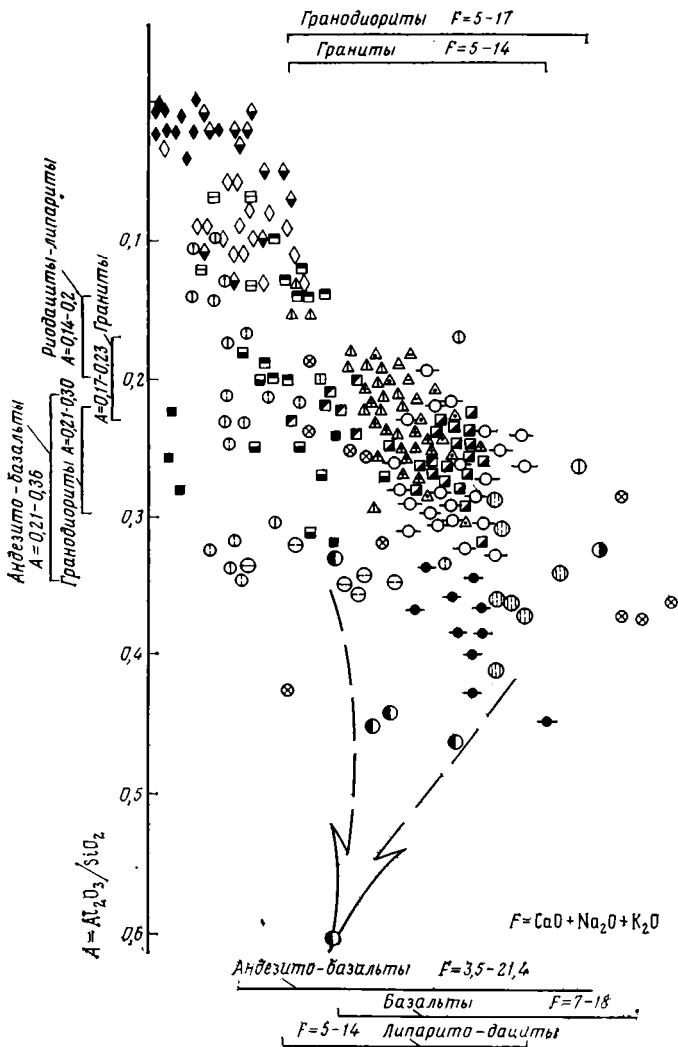


Фиг. 3. Двумерная диаграмма А—М для главных семейств песчаных пород
Усл. обозн. см. фиг. 2

Хорошо известно, что в песчаных породах, принадлежащих даже к основным грауваккам, плагиоклазы выше № 40—45 практически не встречаются. История полевых шпатов, изученная с помощью комплекса современных физических методов на хорошо выбранных геологических моделях, является одной из актуальнейших проблем геоминералогии.

Огромное разнообразие пород кластогенных семейств в пределах континентальных блоков определяется разнообразием состава магматических и вулканогенных пород, источников питания и очень широким диапазоном физико-химических условий различных фациально-ландшафтных обстановок.

Естественно возникает вопрос, а что же происходит с основными породами? Сколько-нибудь систематизированный материал об истории преобразования основных пород в циклах осадочных процессов на континентах, выполненный на уровне кристаллохимического анализа стадийных минеральных парагенезов, пока отсутствует. Это задача будущих исследований, однако можно уже априори считать, что песчаные породы при разрушении базальтоидов представляют собой породы только начального цикла седиментации (см. фиг. 3, 4). Химический и минеральный состав этого типа пород приведен в работе [13]. Химические



Фиг. 4. Двумерная диаграмма $A-F$ для главных семейств песчаных пород
Усл. обозн. см. фиг. 2

анализы изученных им песчано-алевритовых пород временных водотоков вулкана Ключевского, базальтового пляжевого песка с о-ва Лорд-Хау (Тихий океан), любезно переданного нам В. И. Муравьевым, а также обширный сравнительный материал по вулканокластитам Курильских островов и Исландии приведены в табл. 2.

Граувакки, образующиеся в результате разрушения андезитобазальтов, сохраняются только в первом цикле седиментации (см. табл. 2, фиг. 2) в условиях быстрого захоронения [55]. Даже химический состав аллювия р. Колумбии, размывающей породы Колумбийского базальтового плато, существенно отличается от состава размываемых базальтов [78].

Гораздо больше материала накоплено по преобразованию базальтовых гиалокластитов в океанах в результате низкотемпературной гидротермально-гальмиролитической деятельности. Химическое воплощение процессов преобразования гиалокластитов приводится по данным Ю. А. Богданова и др. [3], а также по результатам исследований некоторых брекчий и гиалокластитов в скв. DSDP [6, 8, 20, 33, 34, 36].

Процесс разрушения базальтоидов, особенно при достижении ими песчано-гравийной размерности, можно определить следующим образом: они постепенно «тают», давая начало формированию в осадочном слое

океанов ряда аутигенных минералов и минеральных парагенезов, отличающихся в пределах океанического дна постоянством присутствия палагонита, своеобразием ассоциации глинистых минералов, цеолитов и других новообразований. Полученные данные дополняют сделанные ранее заключения, что в отличие от континентов облик силикатных пород пелагиали океанов значительно более однообразен. Причиной этого является однообразие твердых и жидких продуктов — преобразования базальтов океанического субстрата главной питающей провинции океана [11, 12, 14, 30].

Литература

1. *Афанасьева И. М.* Литогенез и геохимия флишевой формации северного склона Советских Карпат. Киев: Наук. думка, 1983. С. 182.
2. *Беридзе М. А.* Геосинклинальный вулканогенно-осадочный литогенез на примере раннеальпийских формаций южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1983. С. 191.
3. *Богданов Ю. А., Лисицына Н. А., Хворова И. В.* К литологии некоторых подводных гор Восточной Атлантики//Литология и полез. ископаемые. 1984. № 3. С. 3—19.
4. *Гаврилов В. К., Соловьева Н. А.* Вулканогенно-осадочные формации геоантиклинальных поднятий Малых и Больших Курил. Новосибирск: Наука, 1973. С. 152.
5. Геосинклинальная и океанская седиментация и вулканизм//Тр. ГИН АН СССР. 1984. Вып. 396. С. 218.
6. *Григорьев В. Н.* Седиментация эдафогенного материала//Геосинклинальная и океанская седиментация. М.: Наука, 1984. С. 24—37.
7. Граувакки//Тр. ГИН АН СССР. 1972. Вып. 238. С. 346.
8. *Гречин В. И.* Вулканогенные осадки и породы: седиментация и постседиментационные преобразования//Тр. ГИН АН СССР. 1983. Вып. 387. С. 186—210.
9. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981. С. 159.
10. *Коссовская А. Г.* Минералогия терригенного мезозойского комплекса Виллойской впадины и Западного Верхоянья//Тр. ГИН АН СССР. 1962. Вып. 63. 234 с.
11. *Коссовская А. Г.* Специфика процессов осадочного минералообразования на континентах и в океанах//Докл. XXVII Междунар. геол. конгр. 1984. Т. 4, С.04. С. 9—14.
12. *Коссовская А. Г., Шутов В. Д.* Начальная континентализация океанической коры. Минералообразование в осадочном чехле океанов//Литология и полез. ископаемые. 1984. № 2. С. 75—86.
13. *Кураленко Н. П.* Отложения подножий вулканов различных климатических обстановок//Тр. ГИН АН СССР. 1986. Вып. 407. С. 110.
14. *Курносов В. Б.* Гидротермальные изменения базальтов в Тихом океане и металлоносные отложения (по материалам глубоководного бурения). М.: Наука, 1986. 254 с.
15. *Логвиненко Н. В.* Петрография осадочных пород. М.: Высш. шк., 1984. 415 с.
16. *Маркевич П. В.* Геосинклинальное терригенное осадконакопление на востоке Азии в фанерозе (на примере Сихотэ-Алиня и Камчатки). М.: Наука, 1985. 417 с.
17. Минеральные преобразования пород океанической коры. М.: Наука, 1984. 168 с.
18. *Муравьев В. И.* О глинообразовании в океанических осадках юго-западной части Тихого океана (о-в Лорд-Хау)//Литология и полез. ископаемые. 1974. № 4. С. 24—38.
19. *Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р.* Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 536 с.
20. Проблемы литологии Мирового океана/Под ред. Тимофеева П. П.//Тр. ГИН АН СССР. 1982. Вып. 374. 92 с.
21. *Розен О. М., Соколов С. Д., Шеко А. Б.* Вещественный состав серпентинитовых песчаников и сопровождающих их отложений в мезозое Малого Кавказа//Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981. С. 137—145.
22. *Ронов А. Б.* Закономерности позднепротерозойской седиментации на Русской платформе//Литология и полез. ископаемые. 1983. № 6. С. 108—135.
23. *Сатиан М. А.* Позднемеловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1979. 168 с.
24. *Сатиан М. А.* Офиолитовые прогибы мезотетиса. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1984. 196 с.
25. *Сочава А. В.* Красноцветные формации докембрия и фанерозоя. Л.: Наука, 1979. 217 с.
26. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 574 с.
27. *Тимофеев П. П.* Роль литологии в развитии геологической науки//Будущее геологической науки. М.: Наука, 1985. С. 17—25.
28. *Тимофеев П. П., Копорулин В. И., Варенцов И. М. и др.* Литология, минералогия и геохимия меловых гялокластитов//Тр. ГИН АН СССР. 1983. Вып. 387. С. 35—54.
29. *Тимофеев П. П., Холодов В. Н.* К проблеме существования океанов в истории Земли//Докл. АН СССР, 1984. Т. 276. № 3. С. 689—692.

30. Тимофеев П. П., Холодов В. Н., Хворова И. В. Эволюция процессов осадконакопления на континентах и в океанах//Литология и полез. ископаемые. 1983. № 5. С. 3—23.
31. Фадеев П. И. Пески СССР. М.: Изд-во МГУ, 1951. 189 с.
32. Хворова И. В. Терригенные отложения океанов и некоторых морей//Литология и полез. ископаемые, 1978. № 4. С. 3—32.
33. Хворова И. В. Вулканокластические накопления в осадочном чехле океанов//Литология и полез. ископаемые. 1980. № 1. С. 3—25.
34. Хворова И. В. Седиментация вулканогенно-осадочного материала//Геосинклинальная и океанская седиментация. М.: Наука, 1984. С. 37—55.
35. Хворова И. В., Ильинская М. Н. Сравнительная характеристика двух вулканогенно-осадочных формаций Южного Урала//Вулканогенно-осадочные и терригенные формации//Тр. ГИН АН СССР. 1963. Вып. 18. С. 87—160.
36. Цеховский Ю. Г., Градусов Б. П., Мурдома И. О. и др. О гидротермальном преобразовании гиаобазальтов из глубоководных желобов — Марианского и Яп//Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981. С. 42—49.
37. Чихрадзе Г. А. Литология нижне-среднеюрских отложений южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1979. 203 с.
38. Шванов В. Н. Петрография песчаных пород. Л.: Недра, 1987. 268 с.
39. Шутов В. Д. Новый метод изучения обломочных полевых шпатов в терригенных породах//Вопросы минералогии осадочных образований. Кн. 3—4. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1956. С. 647—653.
40. Шутов В. Д. Классификация песчаников//Литология и полез. ископаемые. 1967. № 5. С. 86—102.
41. Шутов В. Д. Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. М.: Наука. 1975. 110 с.
42. Bhatia M. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones//J. Geol. 1983. V. 91. P. 611—627.
43. Blatt H. Nove provenance determination and recycling of sediments//J. Sediment. Petrol. 1967. V. 37. № 4. P. 1031—1044.
44. Boles J. Structure, stratigraphy and petrology of mainly triassic rocks, Hokonui hills, Southland, New Zealand//N. Z. J. Geol. Geophys. 1974. V. 17(2). P. 337—374.
45. Boles J., Coombs D. Minerals reactions in zeolitic triassic tuff, Hokonui Hills, New Zealand//Bull. Geol. Soc. Amer. 1975. V. 86. P. 163—173.
46. Breyer J. A., Ehlmann A. J. Mineralogy of arc derived sediments: siliciclastic-sediments of the insular shelf of Puerto Rico//Sedimentology. 1981. V. 28. P. 61—74.
47. Crook K. A. Lithogenesis and geotectonics: the significance of compositional variations in flysh ancients (graywackes) in modern and ancient geosynclinal sedimentation//SEPM Spec. Publ. 1974. V. 19. P. 304—310.
48. Dickinson W. R. Composition of sandstones in Circum-Pacific subduction complex and fore-arc basins//Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1982. V. 66. № 2. P. 121—137.
49. Dickinson W. R., Beard I. S., Brakenridge G. R. e. a. Provenance of North American phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting//Bull. Geol. Soc. Amer. 1983. V. 94. P. 222—235.
50. Dickinson W. R., Helmold R. P., Stein J. A. Mesozoic lithic sandstones in Central Oregon//J. Sediment. Petrol. 1979. V. 49. № 2. P. 501—516.
51. Dickinson W., Lawton T., Innman K. Sandstones detrital modes central Utah Foreland regions stratigraphic record of cretaceous-paleogen tectonic evolution//J. Sediment. Petrol. 1986. V. 56. № 2. P. 276—293.
52. Dickinson W., Suczek C. Tectonic and sand composition//Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1979. V. 63. № 12. P. 2164—2182.
53. Dickinson W., Valloni R. Plate setting and provenance of sands in modern ocean basins//Geology. 1980. V. 8. P. 82—86.
54. Donnelly T., Thompson G., Salisbury M. The chemistry of altered basalts at site 417 DSDP, leg 51/Initial Reports of DSDP. Wash., 1980. V. 5. P. 1319—1330.
55. Galloway W. Depositional and diagenetic alteration of sandstones in northeast Pacific arc-related basins: implication for graywackes genesis//Bull. Geol. Soc. Amer. 1974. V. 85. P. 379—390.
56. Grechin V., Niemi A., Mahood K. Neogene tuffs, ashes and volcanic breccias from offshore California and Baja California, DSDP Leg 63: serimentation and diagenesis//Initial Reports. DSDP. Wash., 1981. V. 63. P. 631—657.
57. Huckenholz H. Mineral composition and texture in graywackes from the Harz mountains (Germany) and arcoses from the Auvergne (France)//J. Sediment. Petrol. 1963. V. 33. № 4. P. 914—918.
58. Ingersoll R., Suczek C. A. Petrology and provenance of neogene sands from Nicobar and Bengal fans. DSDP Sites 211, 218//J. Sediment. Petrol. 1979. V. 49. P. 1217—1228.
59. Ishihara S., Teraoka L., Terashima S., Sakamaki J. Chemical variations of Paleozoic-Cenozoic sandstone and shale across the western Shikoku district, southwest Japan//Bull. Geol. Surf. Japan. 1985. V. 36. № 2. P. 85—102.
60. Maynard J. B. Composition of plagioclase feldspar in modern deep-sea sands: relationship to tectonic setting//Sedimentology. 1984. V. 31. № 2. P. 493—501.
61. Maynard J. B., Valloni R., Ho-Shing-Yu. Composition of modern deep-sea sands from arc-related basin//J. Geol. Soc. Amer. Spec. Publ. 1982. № 10. P. 551—561.

62. Mack G. H. Exception to the relationship between plate tectonics and sandstones composition//J. Sediment. Petrol. 1984. V. 54. № 1. P. 212—220.
63. Middleton G. V. Chemical composition of sandstones//Bull. Geol. Soc. Amer. 1960. V. 71. P. 1011—1026.
64. Pettijohn F. J. Chemical composition of sandstones — excluding carbonate and volcanic sands//U. S. Geol. Surv. Prof. Paper. 1963. V. 440. P. 1—19.
65. Pittman E. Plagioclase feldspare as an indicator of provenance in sedimentary rocks//J. Sediment. Petrol. 1970. V. 40. № 2. P. 591—598.
66. Potter P. Petrology and chemistry of modern big river sands//J. Geol. 1978. V. 86. P. 423—449.
67. Sandstone depositional environments/Ed. Scholle P. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1982. № 74101. P. 410.
68. Schminke H. U., Pritchard R. G., Griffin B. I. e. a. Volcanoclastic rocks of the Reydarfjordur Drill. Hole Iceland//J. Geophys. Res. 1985. V. 90. № B8. P. 6437—6958.
69. Schwab F. Framework mineralogy and chemical composition of continental margin-type sandstone//Geology. 1975. V. 3. № 9. P. 487—490.
70. Stewart R. J., Pace R. Zeolites facies metamorphism in the late cretaceous Nanaimo Group. Vancouver Iselands and Gulf Iselands, British Columbia//Canad. J. Earth Sci. 1974. V. 11. P. 280—284.
71. Stewart R. J. Zeolites facies metamorphism of sandstones in the western Olympic Peninsula, Washington//Bull. Geol. Soc. Amer. 1974. V. 85. P. 1139—1142.
72. Suczek G. A., Ingersoll R. Petrology and provenance of cenozoic sand from the Indus cone and the Arabian basin, DSDP, sites 221, 222, 224//J. Sediment. Petrol. 1984. V. 55. № 3. P. 340—346.
73. Suttner L. J., Dutta P. K. Alluvial sandstones composition and paleoclimat//J. Sediment. Petrol. 1986. V. 56. № 3. P. 329—345.
74. Teraoka Y. Provenance of Shimanato geosynclinal sediments inferred from sandstones composition//Bull. Geol. Surv. Japan. 1979. № 12. P. 753—769.
75. Valloni R., Maynard J. B. Detrital modes of recent deep-sea sands and their relation to tectonic setting: a first approximation//Sedimentology. 1981. V. 28. № 1. P. 75—83.
76. Van de Kamp P. C., Leake B. E., Semor A. The petrography and geochemistry of some Californian arcoses with Application to identifyng gneisses of metasedimentary origin//J. Geol. 1976. V. 84. P. 195—212.
77. Van de Kamp P. C., Harper J., Conniff J. J. Facies relations in the Eocene-Oligocene in the Santa Ynez Mountains, California//J. Geol. Soc. London. 1974. V. 130. P. 545—565.
78. Whetter J. T., Kelley J. C., Hanson L. H. Characteristics of Columbia river sediment transport//J. Sediment. Petrol. 1969. V. 39. № 3. P. 1149—1166.
79. Yerino L. N., Maynard J. B. Petrography of modern marine sands from Peru-Chile trench and adjacent areas//Sedimentology. 1984. V. 31. P. 83—89.

УДК 553.64 : 551.351

ФОСФОРИТОНОСНОСТЬ ОКРАИН ОКЕАНОВ

БАТУРИН Г. Н.

Выполнено обобщение основных материалов по распространению, условиям залегания, литологии, химическому составу, возрасту и ресурсам фосфоритов на дне окраинных зон Атлантического, Тихого и Индийского океанов. Рассмотрены современные представления о генезисе фосфоритов окраинных зон океанов с учетом имеющихся палеоокеанологических реконструкций, геохимических и изотопных данных. Оценены перспективы дальнейшего исследования и возможного практического освоения ресурсов океанских фосфоритов.

Фосфориты на дне океана были впервые обнаружены экспедицией на «Челленджере» 1872—1876 гг. [40]. За прошедший с тех пор более чем 100-летний период получено большое число сведений о их составе, распространении и условиях залегания, чему был посвящен ряд обобщающих работ [3, 19, 21, 22, 32]. В нашей стране эти исследования были впервые поставлены в Институте океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР по инициативе и при поддержке П. Л. Безрукова.

Задача настоящей статьи — описание накопившихся к настоящему времени данных о распространении и составе фосфоритов в пределах окраинных зон океанов, непосредственно примыкающих к континентальным областям, которые могут явиться потребителем этого потенциально-го минерального сырья океана. Места основных находок фосфоритов на дне окраинных зон океана приведены на схеме (фигура).

К фосфоритам отнесены породы и осадки с содержанием $P_2O_5 > 12\%$, но в отдельных случаях для полноты картины рассматриваются также слабофосфатные породы с содержанием $P_2O_5 \sim 10\%$.

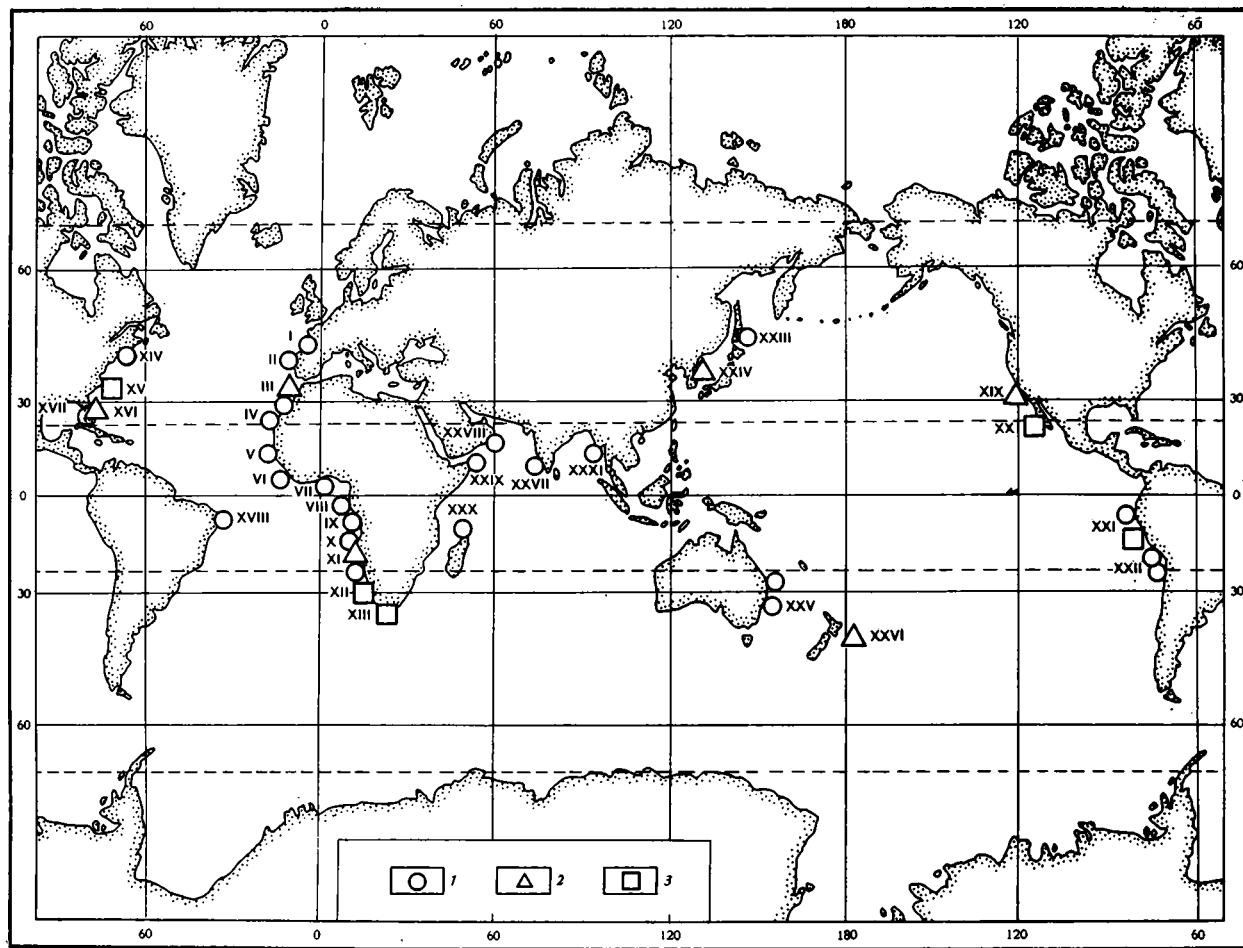
В связи с отсутствием общепринятой номенклатуры фосфоритов их описание приводится согласно первоисточникам без попытки всеобъемлющей литологической унификации.

ФОСФОРИТЫ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Фосфориты вдоль восточной периферии Атлантики распространены от северных берегов Испании и Португалии до южной оконечности Африки, вдоль западной периферии — от банок Ньюфаундленд и Джорджес на севере до шельфа Бразилии на юге, хотя полное описание всех находок отсутствует.

На континентальном склоне Испании и Португалии фосфориты встречаются на глубинах от 200 до 1945 м, чаще до 600 м, и представлены желваками различной формы диаметром 2—6 см. Содержание P_2O_5 составляет 6,43—21,50%; нефосфатные компоненты — кальцит, кварц, гётит, доломит; возраст предположительно миоценовый, ресурсы не установлены [27, 35].

На шельфе и верхней части континентального склона Марокко и Испанской Сахары фосфориты распространены во многих районах на глубинах от менее 200 до 750 м и представлены известковыми песками, с фосфатными зернами и конгломератами. Пески содержат до 7,9% P_2O_5 , а в пересчете на бескарбонатное вещество — до 20% P_2O_5 . Фосфоритовые конгломераты встречаются на глубинах 150—300 м в виде стяжений неправильной формы, угловатых обломков и глыб. Их структура псефитовая, текстура массивная или неяснослоистая. Галька конгломератов размером от менее 1 до 8 см в поперечнике не сортирована и представляет собой глауконитовые песчаники с обломками зернистых фосфоритов,



Распространение фосфоритов на окраинах океанов

1 — находки фосфоритов с неустановленными ресурсами; 2 — ресурсы 50—500 млн. т. P_2O_5 ; 3 — ресурсы более 500 млн. т P_2O_5 . Значки с точкой в центре относятся к голоцен-позднечетвертичному возрасту; залитые наполовину — к миоцен-плиоценовому; залитые полностью — к возрасту древнее миоценового; незалитые — неизвестному. Районы распространения фосфоритов: I — шельф и континентальный склон Испании; II — шельф и континентальный склон Португалии; III — шельф Марокко; IV — шельф Испанской Сахары; V — шельф Сенегала; VI — шельф Гвинеи; VII — шельф Ганы; VIII — шельф Габона; IX — шельф Конго; X — шельф Анголы; XI — шельф Намибии; XII — шельф ЮАР; XIII — банка Агульяс; XIV — банка Ньюфаундленд; XV — шельф Джорджии и Северной Каролины; XVI — плато Блейк; XVII — терраса Пуртале; XVIII — плато Пернамбуко; XIX — Калифорнийский бассейн; XX — шельф Мексики; XXI — шельф и континентальный склон Перу; XXII — шельф и континентальный склон Чили; XXIII — шельф Сахалина; XXIV — подводные возвышенности Японского моря; XXV — шельф Австралии; XXVI — подводное поднятие Чатам; XXVII — шельф Индии; XXVIII — континентальный склон Аравийского полуострова; XXIX — шельф о-ва Сокотра; XXX — атоллы Космоledo; XXXI — шельф Амрантских островов

фосфатными ядрами фораминифер, зернами кварца, полевых шпатов и пирита. Цемент пород известково-фосфатный с включениями зерен кальцита, кварца, глауконита, доломита и гидроокислов железа.

Фосфориты, распространенные на современном шельфе, вымыты из пород различного возраста: верхнемеловых (фосфатизированные известняки), эоценовых (фосфатные зерна, конгломератовидные фосфориты) и миоценовых (глауконитовые и конгломератовидные фосфатизированные известняки). Площадь распространения фосфатных осадков на шельфе северо-западной части Африки оценивается в 3300 км², мощность — 5 м, ресурсы — 430 млн. т Р₂О₅ [47, 49]. Отдельные находки фосфоритов известны и на шельфе Сенегала [16].

У побережья Центральной Африки фосфориты найдены на шельфах Гвинеи, Ганы, Габона, Конго и Анголы [3, 16, 18, 28, 50]. Фосфориты представлены фосфатизированными известняками, песчаниками, копролитами, костным детритом.

На шельфах Габона и Конго известны известняковые охры с карбонатно-фосфатным цементом, содержащие 20—40% фосфатных зерен; слабофосфатизированные песчаники с цементом различного состава; осадки с костным детритом и фосфатизированными копролитами, содержащие до 20% Р₂О₅, залегающие на глубинах 35—45 м. При поисковых работах 1982 г. здесь было взято 142 колонки длиной до 7,3 м вибропоршневыми трубками на площади 360 км². В половине колонок присутствуют миоценовые фосфориты — пески и желваки, образующие несколько маломощных линз и один протяженный слой мощностью 15 см. Ресурсы фосфоритов пока не определены, но продолжение поисков стимулируется малой глубиной залегания фосфоритов, близостью порта Пуэнт Нуар, легкостью эрлифтной добычи и обогащения, высоким качеством фосфоритов.

Фосфориты на шельфе и в верхней части континентального склона Намибии представлены фосфатными песками, плитами и глыбами фосфатных пород, плотными конкрециями и рыхлыми фосфатными стяжениями, костями рыб и морских млекопитающих, фосфатизированными копролитами. Фосфатные пески на различных участках внешнего шельфа содержат 30—74% фосфатных зерен при суммарном содержании Р₂О₅ 6—23%. Медианный диаметр фосфатных зерен 0,15—0,31 мм, коэффициент сортировки 1,52—2,86, удельный вес 2,50—2,90, среднее содержание Р₂О₅ 32,2% [9, 15]. Плиты, глыбы и плотные крупные конкреции миоценовых фосфоритов распространены на северном и южном участках этой зоны: 18—26° ю. ш. (глубины 115—335 м) и 30—33° ю. ш. (глубины 250—1000 м). Эти разновидности фосфоритов залегают на перемытых терригенно-известковых осадках и представлены преимущественно мелкозернистыми, а также брекчиевидными и конгломератовыми разностями [3, 16, 20].

В голоценовых диатомовых илах внутреннего шельфа Намибии на глубинах 60—120 м в полосе от 18 до 23° ю. ш. распространены современные фосфатные стяжения, образующие полный генетический ряд от слабофосфатизированных илов до постепенно уплотняющихся рыхлых и плотных конкреций.

Опробование осадков всего шельфа по материалам 900 станций показало, что участок фосфатных песков с наиболее высоким содержанием Р₂О₅ (>15%) расположен между 24 и 25°30' ю. ш. на внешнем шельфе, на глубине около 200 м [48]. Суммарные ресурсы фосфоритов составляют здесь около 100 млн. т Р₂О₅. Ряд менее крупных участков с содержанием Р₂О₅ 5—15% прослеживается вплоть до 34° ю. ш.

Фосфориты на подводной окраине Южной Африки представлены слабофосфатными (с глауконитом) песками (до 10% Р₂О₅), желваковыми, конгломератовыми и брекчиевидными разностями [16, 20, 42]. В брекчиевидных и конгломератовидных фосфоритах присутствуют обломки и гальки фосфатизированных фораминиферовых известняков и известково-железистых фосфоритов, сцементированных фосфатно-известковой или фосфатно-известково-железистой массой. Желваковые фосфориты

представлены фосфатизированными известняками и песчаниками псаммитовой структуры, состоящими из зерен фосфата, глауконита, кварца и полевых шпатов, сцементированных глинисто-известково-фосфатной массой. Содержание P_2O_5 в фосфоритах и слабофосфатизированных породах колеблется от 0,3 до 24%. Фосфориты преимущественно переотложенные (вымыты из третичных пород), распространены неравномерно. При драгировании поднимали от <1 до 100 кг фосфоритов. Возраст содержащейся в фосфоритах микрофауны преимущественно среднемиоценовый. Суммарные ресурсы P_2O_5 в фосфоритах и фосфатизированных породах этого района (банка Агульяс и юго-западный шельф ЮАР) на площади около 35 тыс. км² составляют, по оценке южноафриканских геологов [20], ~9 млрд. т.

Фосфориты западной периферии Атлантики распространены главным образом на восточном шельфе США (штаты Джорджия и Северная Каролина), где они связаны с отложениями миоценовой формации Панго Ривер.

Детальное исследование с помощью вибропоршневых трубок (около 100 колонок, 600 м керна) двух мелководных (15—26 м) участков в заливе Онслоу (шт. Северная Каролина) показало, что разрез состоит из нескольких циклов перемежающихся прослоев фосфатных песков, слабофосфатных песков, доломитовых алевролитов и кварцевых песков. Из восьми слоев, содержащих фосфатные зерна, перспективными признаны пять. Наиболее богатый представлен оливково-зеленым песком, состоящим из фосфатных зерен (50—75%), раковин фораминифер (10%) и незначительной (10%) примеси кварцевых зерен. Общая мощность фосфатоносных отложений колеблется от нескольких сантиметров до 9—12 м, мощность перекрывающих их нефосфатных осадков — от 0 до 24 м; содержание P_2O_5 от 4,8 до 22,9, в среднем 12,4%. Ресурсы фосфатного концентрата (24,6—29,4% P_2O_5) на площади около 840 км² оценены здесь в 1,5 млрд. т, общие ресурсы P_2O_5 на площади 1600 км² — 1,3 млрд., но значительная часть площади распространения на шельфе отложений фосфоритоносной формации Панго Ривер (150×40 км) исследована пока недостаточно [45].

Фосфориты на подводной террасе Пуртале, к югу от п-ова Флорида, распространены на площади 70×5 миль и представлены конкрециями, конгломератами, обломками фосфатизированных известняков и фосфатизированными костями. По геологическим данным, эти фосфориты являются аналогами миоценовых фосфоритов формации Боун Вэлли во Флориде [29].

Фосфориты на плато Блейк приурочены к его северо-западной мелководной части и представлены зернами, конкрециями и глыбами массой >100 кг, содержащими от 20 до 26% P_2O_5 . Судя по эродированной поверхности дна, фосфориты сконцентрировались при размыве фосфатоносных миоценовых отложений прибрежной равнины, после чего произошло погружение плато. Ресурсы фосфоритов составляют 2 млрд. т породы при содержании в ней 30—40% нефосфатных примесей [36].

Фосфориты на западной периферии Атлантики распространены также в пределах подводного плато Пернамбуко в 60 милях от берега (8° ю. ш. — 34° з. д.), где они залегают на глубинах 1750—2200 м и представлены конкрециями диаметром 2—12 см с фосфатными ядрами и железомарганцевыми корками. Ядра состоят из фосфатизированного глобигеринового ила палеоцен-эоценового возраста и содержат 14,7—28,8% P_2O_5 [39].

ФОСФОРИТЫ ТИХОГО ОКЕАНА

Наиболее детально изученным фосфатоносным районом Тихого океана является шельф и континентальный склон шт. Калифорния [26]. Фосфориты встречены на внешней части континентального шельфа, островных шельфах, вершинах и склонах подводных банок и холмов, склонах котловин и подводных каньонов (на глубинах от 80 до 2800 м, обычно не более 330 м). Фосфориты представлены зернами, конкрециями, кон-

гломератами, глыбами размером до $60 \times 50 \times 20$ см; средний размер конкреций 5 см. Концентрация фосфоритов на дне, по данным подводного фотографирования, составляет от первых килограммов до 100 кг/м^2 . Фосфориты содержат P_2O_5 20—30%, $\text{Fe}_2\text{O}_3 \sim 1\%$, нерастворимый остаток — от 2 до 21%. Выделяются две возрастные генерации фосфоритов: основная (средний — поздний миоцен) и второстепенная (поздний плиоцен — ранний плейстоцен). При площади распространения фосфоритов около 6000 миль^2 их ресурсы составляют приблизительно 1 млрд. т, или около 300 млн. т P_2O_5 [26].

На западном шельфе Калифорнийского полуострова (Мексика) фосфориты распространены в полосе шириной до 80 км между 24 и 26° с. ш. на глубинах до 100 м, а также на пляжах и в лагунах. Фосфориты представлены фосфатными песками, содержащими 15—40% фосфатных зерен, хорошо сортированных. Во фракции 0,125—0,250 мм преобладают черные оvoidные зерна, более крупные фракции состоят из биогенного детрита — обломков фосфатных раковин брахиопод. Среднее содержание P_2O_5 в фосфатных зернах составляет 30,2%. Фосфатные пески являются реликтами полностью размытых доголоценовых отложений, возможно, плиоцен-плейстоценового возраста. Площадь распространения фосфатных осадков с содержанием апатита $>5\%$ оценена в 1800 км^2 , мощность этих осадков, по данным бурения, около 20 м, ресурсы P_2O_5 от 1,5 до 5 млрд. т [25].

В пределах подводной окраины (Перу — Чили) фосфориты распространены на шельфе и континентальном склоне в полосе протяженностью около 1700 км от 5 до 21° ю. ш. Фосфориты представлены зернами, конкрециями разнообразной формы и размеров, в том числе сростковыми, плитами, костями рыб и морских млекопитающих, фосфатизированными копролитами. Среди конкреций и зерен встречаются, как и на шельфе Намибии, слабоконсолидированные разности с постепенными переходами к более плотным. Параллельно литификации меняется состав стяжений — увеличивается содержание фосфатных и уменьшается содержание нефосфатных компонентов. В целом для фосфоритов характерно присутствие значительного количества биогенного, терригенного и вулканогенного материала, что связано с геологическим строением района и режимом седиментации на преимущественно крутом склоне. Содержание фосфатного материала в фосфоритах составляет обычно 20—40, кварца 5—30, карбонатов до 30, полевых шпатов до 22%. Наиболее молодые фосфориты имеют позднечетвертичный (в ряде случаев, вероятно, голоценовый) возраст, древние могут представлять различные возрастные генерации вплоть до миоцена [3]. Ресурсы фосфоритов в этом районе весьма значительны, но их разведка не проводится в связи с освоением крупного месторождения Сечура на континенте.

Фосфориты на подводном поднятии Чатам к востоку от Новой Зеландии распространены на глубинах 285—465 м на площади до 4600 км^2 . Местами слой фосфоритов имеет мощность 15 см. Фосфориты представлены конкрециями неправильной формы размером до 15 см в поперечнике, являющимися по составу фораминиферовым известняком с карбонатным цементом. Известняк и цемент неравномерно замещены фосфатом. Обычными компонентами фосфоритов являются глауконит и пирит. Фосфориты содержат 16,5—25,4% (в среднем $\sim 20\%$) P_2O_5 . Выделяются две возрастные генерации фосфоритов: позднеэоценовая — раннеолигоценовая и ранне-, среднемиоценовая. Общие ресурсы фосфоритов оцениваются в 200 млн. т. Ресурсы на одном из детально разведанных участков площадью 140 км^2 составляют 7,5 млн. т при средней продуктивности 54 кг/м^2 , с перспективой увеличения ресурсов до 25 млн. т. при расширении участка [24, 31, 34].

Фосфориты у восточного побережья Австралии встречены на шельфе и верхней части континентального склона на глубинах преимущественно 200—300 м и представлены грубозернистыми песками, конкрециями и глыбами. Состав фосфоритов, которые по принятой в СССР номенклатуре являются фосфатизированными породами, определяется варьирую-

щими соотношениями гётита, апатита, кальцита и глауконита с примесью зерен полевых шпатов и кварца. Содержание в них P_2O_5 составляет 5,6—11,3%. Возраст фосфоритовых конкреций, определенный радиометрическими методами, находится в пределах 50—55 тыс. лет [23, 33, 37].

Фосфориты и фосфатизированные породы в пределах Японского моря обнаружены на шельфе и континентальном склоне Приморья (единичные находки) и распространены преимущественно на подводных возвышенностях и горах, в том числе на Северном и Южном Ямато, Восточно-Корейской возвышенности, поднятиях Ченцова и Криштофовича (на глубинах от 450 до 1800 м). Формы фосфоритов разнообразны: желваки округлой, овальной или уплощенной формы размером 5—20 см по длинной оси, массивные фосфориты плитчатой или неправильной формы до 20 см в поперечнике, фосфоритовые корки на плотных коренных породах, а также разнообразные фосфатизированные псефито-псаммитовые породы. В фосфоритах присутствует переменное количество терригенного материала от тонкокалевритовой до псаммитовой размерности, зерна и выделения глауконита различной формы, органический детрит, пирит. Фосфориты содержат P_2O_5 в количестве 25—31%, фосфатизированные породы — 11—13%. Фосфатный минерал фосфоритов представлен фторкарбонат-апатитом, как и в фосфоритах из других районов океана, но для фосфоритов Японского моря характерно высокое содержание лимонно-растворимого фосфора — от 30—50% [1, 2] до 70% [5] его валового количества в породе. Возраст фосфоритов, по геологическим и микропалеонтологическим данным, позднемиоценовый, и основные участки их распространения являются погруженными шельфами миоценового бассейна. Продуктивный базальный горизонт на пологих формах рельефа обычно перекрыт толщей постмиоценовых отложений, которые отсутствуют только на относительно крутых склонах подводных возвышенностей, где драгами поднято от нескольких до десятков килограммов фосфоритов [4, 5, 12]. Единичные находки конкреций фосфоритов известны также на шельфе Охотского моря [14].

ФОСФОРИТЫ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Фосфориты на дне Индийского океана изучены значительно хуже по сравнению с Атлантическим и Тихим. Имеются описания лишь единичных находок.

На юго-западном шельфе о-ва Сокотра фосфориты залегают на глубине 210 м в углублениях скального основания, лишенного рыхлых осадков. Они представлены конкрециями 2—5 см в поперечнике, содержащими наряду с фосфатом карбонатный биогенный детрит (до 30%), зерна кварца (до 10%) и пирит. Судя по условиям залегания конкреций и их окатанности, фосфориты вымыты из осадочных мезозойско-кайнозойских осадков [7].

Известны также единичные находки фосфоритов у берегов Сомали, на шельфе Западного Индостана, на материковом склоне северо-восточной части Аравийского полуострова, на шельфе Андаманских островов, на атоллах Космоledo и у северо-западного побережья Австралии [3, 8, 11, 30, 43].

Как видим, в пределах периферических зон океанов, на подводных окраинах континентов фосфориты распространены крайне неравномерно. Наиболее часто они встречаются вдоль восточной и северо-западной периферии Атлантического океана и восточной периферии Тихого океана. Юго-западные части Атлантического и Тихого океанов, а также индийский океан в целом относительно бедны фосфоритами как по числу находок, так и по вероятным ресурсам. В северо-западной части Тихого океана они обнаружены пока только в Японском море и редкие фосфатные желваки — на шельфе Сахалина. Возможно, при более детальном исследовании этой периферии Мирового океана ее фосфатный потенци-

ал возрастает аналогично тому, как это имеет место в северо-западной части Атлантики.

Глубины распространения фосфоритов находятся в основном в пределах от нескольких до 1000 м; значительная глубина обычно связана с вторичным залеганием.

Формы подводного рельефа, на которых залегают фосфориты, разнообразны: пологий широкий внутренний шельф (у берегов Намибии), внешний шельф (северо-западная окраина Африки), континентальный склон и его подножие (у южной оконечности Африки), подводные возвышенности (Калифорнийский бассейн, плато Блейк и Пернамбуко).

Литология фосфоритов также крайне разнообразна: фосфатные зерна, конкреции, разнообразные фосфатизированные органические остатки, фосфатный цемент в конгломератах, брекчиях, глыбах и плитах, в составе которых, в свою очередь, присутствуют фосфатные зерна, конкреции и их фрагменты.

Фосфориты распространены среди терригенных, глауконитовых, карбонатных и кремнистых осадков, но достоверно первичные ассоциации единичны (в связи с перетолжением осадочного материала): это фосфоритовые конкреции в диатомовых илах внутреннего шельфа Намибии, в диатомово-терригенных осадках шельфов Перу и Чили и в карбонатных фораминиферовых осадках (обогащенных также органическим веществом) на внешнем шельфе Намибии.

Возраст фосфоритов находится в пределах от современного (голоцен) до эоцен-палеоценового и, возможно, мелового. Наибольшее число датированных находок, включая крупнейшие по ресурсам фосфатного материала, датируется миоценом.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ФОСФОРИТОВ

Несмотря на обилие посвященных фосфоритам работ, данные о их химическом составе немногочисленны. Всего выполнено около 200 полных химических анализов, из которых большая часть относится к фосфоритам банки Агульяс, Калифорнийского бассейна, шельфов Северной Каролины, Перу — Чили и ЮАР. Усредненные данные о химическом составе фосфоритов 22 районов океана приведены в табл. 1.

Изменчивость химического состава фосфоритов соответствует разнообразию их петрографического состава: содержание P_2O_5 в фосфоритах и фосфатизированных породах изменяется в пределах от <10 до $>30\%$, CaO — от 21 до 50% (в наименее загрязненных нефосфатными примесями фосфоритах CaO составляет 46—48%); Mg , связанного главным образом с доломитом — от 0,2 (поднятие Чатам) до 6,37% (шельф Западной Индии).

Минимальное (0,2%) содержание Fe_2O_3 установлено в современных фосфоритах внутреннего шельфа Намибии, залегающих в восстановленных диатомовых илах, максимальное (27,5—30,6%) — в конкрециях с шельфа Австралии и фосфатизированных копролитах с шельфа Гвинеи. Для фосфоритов внутреннего шельфа Намибии характерно также минимальное содержание Al_2O_3 (следы) и SiO_2 (0,17%). Максимальным содержанием Al_2O_3 (7,2%) отличаются фосфориты континентального склона Испании, SiO_2 (21—23%) — фосфориты шельфов ЮАР и Перу — Чили, содержащие значительную примесь терригенного алюмосиликатного и кварцевого материала.

Содержание щелочей колеблется в следующих пределах: K_2O — от 0,05 (внутренний шельф Намибии) до 1,3 (шельф Чили), Na_2O — от 0,17—0,23 (континентальный склон Португалии и шельф Гвинеи) до 2,15% (Японское море). Присутствие K_2O связано с нефосфатным материалом, в то время как значительная часть Na_2O входит в состав фосфатного вещества [6].

Содержание CO_2 в океанских фосфоритах находится в пределах от 3 до 24%. Избыточное его количество (>5 —6%) связано с присутствием кальцита, главным образом остатков раковин планктона и моллюсков.

Регион	Глубина, м	Материал	Число анализов	P ₂ O ₅	CaO	MgO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃
<i>Атлантический океан</i>								
Континентальный склон Испании	200—1000	Конкреции	—	12,87	39,44	1,41	7,54	7,22
То же, Португалии	425—1945	»	13	14,0	43,77	2,62	8,41	1,59
Шельф Марокко	55—290	»	5	20,5	39,4	3,7	11,2	1,5
» Сенегала	20	Фосфатизированный известняк	1	10,0	35,6	4,8	1,3	Следы
» Гвинеи		Фосфатизированные копролиты	1	15,39	16,90	4,92	30,66	5,60
» Анголы	150	Конгломерат	1	21,77	34,27	1,8	4,6	1,9
Внешний шельф Намибии	150—200	Конгломераты, брекчи	4	24,12	42,0	4,6	1,4	0,6
Внутренний шельф Намибии	70—120	Конкреции	6	32,7	46,4	1,7	0,2	Следы
Внешний шельф ЮАР	215—490	Мелкозернистые породы	10	15,60	22,4	2,1	5,3	2,53
Банка Агульяс	100—500	Конкреции, конгломераты	33	18,0	38,33	1,5	5,5	1,9
Шельф Северной Каролины (США)	30—40	Фосфатные пески	27	27,5	45,0	1,0	0,68	0,54
Плато Блейк *	300—600	Конкреции	10	22,2	50,0	1,2	4,1	1,1
» Пернамбуко	1750—2200	»	10	22,86	42,78	—	11,90	3,36
<i>Тихий океан</i>								
Калифорнийский бассейн	100—350	Конкреции, конгломераты	28	30,0	47,8	0,7	1,0	1,4
Шельф Перу	117—446	Конкреции	14	21,2	34,0	1,5	2,1	4,9
» Чили	100—430	»	10	23,0	33,7	1,2	2,7	4,8
» Сахалина (Охотское море)	150—180	»	2	23,28	35,11	0,87	3,0	1,5
Японское море *	450—1800	»		28,0	43,37	0,94	2,41	1,44
Восточный шельф Австралии	200—300	»	12	9,78	20,9	2,5	27,5	3,38
Поднятие Чатам	285—465	»	12	21,0	42,7	0,2	2,38	0,06
<i>Индийский океан</i>								
Шельф о-ва Сокоatra	210	»	2	28,0	43,9	1,1	5,75	2,3
Западный шельф Индии	260—300	Трубчатые образования	2	9,50	25,6	6,37	8,86	4,63

* Объединенные пробы по региону в целом.

** Дополнительная литература приведена в работе [3].

Содержание в фосфоритах общей серы SO₃ колеблется от 0,36—0,40% (шельфы Гвинеи и Чили, плато Блейк) до 3,0—6,7% (шельфы Анголы, ЮАР, Северной Каролины). Раздельное определение форм серы в современных фосфоритах шельфа Намибии, выполненное в лабораториях ГИГХС и ГЕОХИ АН СССР, показало, что содержание окисленных форм (сульфаты) составляют в них 1,42—1,77%, восстановленных (пирит) — 0,39—0,74%.

Фтор содержится в фосфоритах (за исключением фосфатизированных копролитов) в количестве от 1,34 до 3,4%, при значениях F/P₂O₅ от 0,06 до 0,13; в большинстве случаев величина этого отношения составляет 0,09—0,11. В не полностью литифицированных фосфатизированных копролитах, в составе которых имеются обломки костей и чешуи рыб, содержание фтора и значение F/P₂O₅ минимальны из-за незавершенности перехода гидроксилapatита во фторкарбонатapatит, подобно тому как это наблюдается в костном фосфате [3].

фосфоритов, %

SiO ₂	K ₂ O	Na ₂ O	CO ₂	SO ₃	F	C	П. п. п.	Литературный источник
<i>Атлантический океан</i>								
15,50	0,77	0,71	—	—	1,33	—	17,57	[35]
5,59	0,43	0,17	—	—	1,8	—	—	[27]
6,8	—	—	13,7	—	1,9	0,5	15,95	[3,16]
1,3	—	—	—	—	—	1,9	27,1	[16]
11,66	1,00	0,23	7,04	0,36	0,84	0,29	2,9	[18]
19,3	—	—	3,65	3,04	2,4	0,76	7,6	[16]
1,4	—	—	—	—	2,5	0,88	12,4	[3,16]
0,17	0,05	1,0	6,3	1,82	3,02	0,92	12,2	[3]
23,34	—	—	7,10	6,76	1,5	0,55	14,2	[16]
10,4	1,3	0,72	11,1	1,5	2,1	0,67	14,8	[16,42]
—	—	—	6,76	3,20	3,14	0,63	—	[45]
3,7	0,3	0,6	11,4	0,38	2,5	0,4	14,9	[36]
7,85	—	—	—	1,32	—	—	—	[39]
<i>Тихий океан</i>								
9,5	0,6	0,8	5,5	2,1	3,4	1,0	9,3	[26]**
22,0	1,1	0,90	3,6	1,1	2,14	0,64	9,2	[3,21]
21,0	1,3	0,85	3,0	0,4	2,20	0,62	8,0	[3,21]
18,76	0,64	1,15	5,81	0,60	1,34	—	5,5	[14]
7,90	0,42	2,15	8,75	1,14	2,97	0,8	7,3	[2]
17,28	1,0	0,57	—	—	2,20	—	15,8	[23,33]
5,3	0,9	0,55	12,2	—	2,25	—	20,8	[24]
<i>Индийский океан</i>								
3,1	0,43	0,9	8,45	—	2,0	0,55	2,0	[8]
11,2	0,55	0,62	24,0	—	1,36	0,64	4,8	[17]

Содержание органического углерода колеблется от 0,4 до 1%; более высокое (1,9%) содержание установлено только в одном образце с шельфа Сенегала.

Для фосфатного вещества фосфоритов характерно повышенное (~8%) по сравнению с континентальными фосфоритами содержание CO₂, а также адсорбированной и структурно связанной воды [6]. По данным Лука и др. [35], формула фосфата кальция океанского фосфорита (материал с континентального склона Испании) имеет вид: $\text{Ca}_{9,71}^{2+}(\text{PO}_4^{3-})_{4,97} \cdot (\text{CO}_3^{2-})_{1,36} \text{F}_{2,2}^-$.

ГЕНЕЗИС ФОСФОРИТОВ

Генезис современных и позднечетвертичных фосфоритов шельфов Намибии, Чили и Перу был установлен с помощью прямых натуральных наблюдений, включая весь комплекс условий и процессов их формирования.

ния [3]. Образование этих фосфоритов связано с прибрежным апвеллингом, поступлением растворенного минерального фосфора в фотическую зону, его биоассимиляцией, биоседimentацией, диагенетическим перераспределением в осадках, формированием фосфатных стяжений и их последующей концентрацией в результате литодинамических процессов.

В отличие от гипотезы А. В. Казакова [10], предложившего простую модель: подъем вод — фосфоритообразование, прибрежный апвеллинг не связан с глубинными водами, а накопление фосфора на дне не связано с его хемогенным осаждением из водной толщи. Реальный процесс оказался сложнее и более соответствует (за исключением начального этапа) представлениям, которые развивали сторонники биолитной и биохимической гипотез [7, 40 и др.].

Сходство строения, состава и условий залегания дочетвертичных и «молодых» фосфоритов на шельфах океанов свидетельствует в пользу единообразия их генезиса, хотя ряд сторон процессов формирования древних фосфоритов остается невыясненным.

Одна из сложностей заключалась в том, что современные активные апвеллинги и связанные с ними молодые фосфориты локализованы: вдоль восточной периферии Атлантического и Тихого океанов, в то время как вдоль северо-западной периферии Атлантического океана, где апвеллинга нет, широко распространены миоценовые фосфориты. Однако недавно с помощью детальных палеоокеанологических реконструкций было установлено, что в миоцене здесь действовал мощный прибрежный апвеллинг, связанный с палео-Гольфстримом, который вплотную приближался к береговой зоне [44]. Аналогичным прибрежный апвеллинг существовал в миоценовом палео-Японском море, где также образовались значительные залежи фосфоритов на шельфах, погружившихся в плиоцене — плейстоцене на значительную глубину [4, 5].

Единичные находки голоценовых фосфоритов на восточном шельфе Австралии, где существует лишь спорадический апвеллинг, породили мнение о наличии специфической разновидности «неапвеллинговых» фосфоритов [41]. Действительно, локальная диагенетическая фосфатизация — типичное явление для осадков периферических зон океана с отнительно повышенной биологической продуктивностью вод вне зависимости от причин этой продуктивности. Но такая фосфатизация не имеет ничего общего с массивным накоплением фосфатного материала, необходимого для формирования месторождения. Для такого накопления необходим мощный и долговременный источник поставки фосфора, каким и является прибрежный апвеллинг, многократно превосходящий по абсолютной массе приносимого фосфора любой другой источник, включая речной сток [3]. В справедливости этого суждения убеждает и приведенная выше карта фосфоритности окраин океана: крупнейшим апвеллингам (Бенгельскому, Канарскому, Перуанскому, Калифорнийскому, палео-Каролинскому) соответствуют крупнейшие залежи фосфоритов на дне, слабым апвеллингам — убогая фосфатизация и единичные находки фосфоритов.

Естественно, что различия в морфологии, литологии и условиях залегания фосфоритов, а также различные подходы к реконструкции палеоокеанологической обстановки порождают противоречивость оценки роли таких факторов фосфоритообразования, как апвеллинг, биологическая продуктивность, хемогенные и диагенетические процессы [12, 20—22, 25, 26, 38, 41].

В связи с этим интересны полученные в последние годы данные по изотопному составу углерода и серы, входящих в состав молекулы фторкарбонатапатита. По мнению ряда авторов [38], на основании этих данных можно выделить фосфориты, сформировавшиеся при хемогенно-диагенетических процессах в восстановительной, субокислительной и окислительной обстановке. К первой группе отнесены современные фосфориты шельфа Намибии, ко второй — третичные фосфориты шельфа Марокко, к третьей — позднечетвертичные фосфориты шельфа Перу, миоценовые фосфориты шельфа ЮАР, банки Агульяс, плато Блейк и др.

Однако такая градация не согласуется с фактом наличия восстановительной обстановки в фосфатоносных осадках и фосфоритах континентальной окраины Перу и признаками восстановительной обстановки во многих более древних фосфоритах (наличие пирита, восстановленных форм урана, остатков органического вещества) [3, 21 и др.]. Согласно упомянутой работе [38], изотопный состав серы в фосфоритах одного типа из одного и того же района колеблется в столь широких пределах, что не может служить признаком окислительно-восстановительных условий фосфоритообразования. Что же касается изотопного состава углерода фосфоритов, то он, при наличии на дне известковых осадков, полностью контролируется изотопным составом углерода карбонатов, что связано с метасоматической фосфатизацией известняков, но не является прямым доказательством окислительной обстановки этого процесса.

КАЧЕСТВО И ПЕРСПЕКТИВЫ ОСВОЕНИЯ ФОСФОРИТОВ

Перспективы освоения океанских фосфоритов зависят от их качества, запасов, условий залегания и общей экономической ситуации. По результатам испытаний, проведенных южноафриканской компанией «Фертилайзер девелопмент корпорейшн», фосфориты банки Агульяс легко обогащаются с доведением концентрации P_2O_5 до 16%; приготовленная из этого концентрата фосфоритная мука эквивалентна по усвояемости фосфора коммерческому суперфосфату [46]. Аналогичные результаты были получены при агрохимических испытаниях фосфоритов подводного поднятия Чатам [24], а также ряда других районов океана (Калифорнийский бассейн, шельф Северной Каролины и т. д.).

Исследования, выполненные НПО «Минудобрения», показали, что фосфориты со дна Японского моря пригодны для производства высококачественной фосфоритной муки, а также простого и двойного суперфосфата, аммофоса, фосфорной кислоты, обесфторенных кормовых фосфатов [2, 4].

Ресурсы фосфоритов на шельфах океана были первоначально оценены, на основе умозрительных предпосылок, в 300 млрд. т., т. е. больше, чем на континентах [13]. По современным данным, эту цифру следует, видимо, уменьшить примерно на порядок (табл. 2), но на сегодняшний день информация о запасах фосфоритов на дне океана по-прежнему остается лишь предварительной. Характерно, что максимальные ресурсы фосфоритов выявлены именно в том регионе (шельф Северной Каролины), где проведена детальная разведка. Во многих других перспективных регионах такая разведка не проводилась. Любопытно также, что фосфориты Японского и Охотского морей [5, 12, 14] были впервые обнаружены при ревизии собранного ранее коллекционного материала, который стали опробовать после установления связи фосфоритов с зонами высокой биологической продуктивности и биогенного кремнеаккумуляции [3].

Условия залегания фосфоритов в целом благоприятны для их освоения благодаря близости к берегам и относительно небольшой глубине, а также легкой обогатимости фосфатных песков и конкреций на рыхлых осадках [1]. Технические сложности подводной разработки фосфоритов вполне преодолимы, поскольку современная морская технология обеспечивает решение гораздо более трудной проблемы — добычи со дна открытого океана железомарганцевых конкреций, залегающих на глубинах порядка 5000 м.

Таким образом, часть вопросов, связанных с освоением океанских фосфоритов, практически изучена, и решение этой проблемы в отношении конкретных залежей будет, видимо, определяться соотношением цен на фосфатное сырье и себестоимостью добычи [1]. Наиболее перспективными в плане ближайшего практического освоения представляются фосфориты подводного поднятия Чагам и шельфа Северной Каролины. Разработка первых подготавливается с целью обеспечить незави-

Прогнозные ресурсы фосфоритов некоторых окраинных зон океанов

Регион	Тип фосфорита	Возраст	Площадь распространения, км ²	Ресурсы, млн. т Р ₂ О ₅	Источник
Шельф Марокко	Фосфатизированные известняки, пеллетовые фосфориты	Верхний мел—миоцен	330	430	[47, 49]
» Намибии	Фосфатные пески	Миоцен	—	100	[48]
» юго-западной части ЮАР	Фосфатизированные известняки, конгломераты	»	13 500	3500	[20]
Банка Агульяс	То же	Миоцен—плиоцен	24 500	5500	[20]
Шельф Северной Каролины (США)	Фосфатные пески	Миоцен	1 600	1300	[45]
Плато Блейк	Фосфатизированные известняки	Олигоцен — миоцен	7 400	220	[36]
Калифорнийский бассейн	Конкреции, конгломераты	Миоцен — плиоцен	19 000	290	[26]
Шельф Калифорнии (Мексика)	Фосфатные пески	То же	13 000	1500—4000	[25]
Поднятия Чатам	Фосфатизированные известняки	Миоцен	4 600	До 50	[24]
Шельф Перу	Конкреции	Миоцен — верхнечетвертичный	10 000 (?)	1000 (?)	[3]
Японское море, подводные возвышенности	Конкреции, конгломераты	Миоцен	10 000 (?)	200 (?)	[5] *

* Кроме того, использована общая предварительная оценка И. И. Берсенева, Е. П. Леликова и Э. Л. Школьника (личное сообщение).

симость Новой Зеландии от импорта дорогостоящих фосфорных удобрений с о-ва Рождества, разработка вторых — для выявления возможностей широкомасштабного освоения морских фосфоритов вместо наземных в связи с предполагаемой консервацией некоторых эксплуатируемых месторождений Флориды из-за неуклонно повышающихся цен на земельные участки и в связи с проблемами охраны природной среды.

Литература

1. Ангелов А. И., Арсланов Р. Х., Забелешинский Ю. А. Предпосылки освоения фосфоритов Мирового океана//Геология океанов и морей. Т. 3. (тез. докл. 7-й Всес. школы морской геологии). М.: ИОАН, 1986. С. 143—144.
2. Ангелов А. И., Завертъява Т. И., Галина В. Н. и др. Изучение возможностей получения минеральных удобрений из фосфоритов со дна океана//Геология океанов и морей. Т. 3. (тез. докл. 6-й Всес. школы морской геологии). М.: ИОАН, 1984. С. 4—5.
3. Батурич Г. Н. Фосфориты на дне океанов. М.: Наука, 1978. 230 с.
4. Батурич Г. Н. Исследование фосфоритов Японского моря//Вестн. АН СССР. 1986. № 6. С. 116—122.
5. Берсенов И. И., Школьник Э. Л., Гусев В. В. Фосфориты дна Японского моря//Докл. АН СССР. 1983. Т. 271. № 2. С. 397—401.
6. Блисковский В. З., Батурич Г. Н., Кузьмина Т. С. О фосфатном веществе некоторых фосфоритов со дна океана//Литология и полез. ископаемые. 1975. № 4. С. 3—9.
7. Бушинский Г. И. О происхождении морских фосфоритов//Литология и полез. ископаемые. 1966. № 3. С. 23—48.
8. Геворкьян В. Х., Чулунный Ю. Г. Фосфоритовые конкреции в донных отложениях Аденского залива//Океанология. 1970. Т. 10. Вып. 2. С. 307—317.
9. Емельянов Е. М. Состав слабофосфатных и фосфатных осадков шельфа Западной Африки//Тр. ИОАН. 1973. Т. 95. С. 239—261.
10. Казаков А. В. Химическая природа фосфатового вещества фосфоритов и их генезис//Тр. НИУИФ. 1937. Вып. 139. 74 с.
11. Калининко В. В. Фосфориты атолла Космоledo//Геология океанов и морей. Т. 3 (тез. докл. 7-й Всес. школы морской геологии). М.: ИОАН, 1986. С. 194—195.

12. Липкина М. И., Школьник Э. Л. Фосфориты с подводного вулкана Ченцова в Японском море//Докл. АН СССР. 1981. Т. 257. № 1. С. 217—222.
13. Мерио Д. Минеральные богатства океана. М.: Мир, 1969, 440 с.
14. Оксенгорн Ф. С. Первая находка фосфоритов на шельфе Охотского моря//Океанология. 1979. Вып. 5. С. 840—844.
15. Сенин Ю. М. Фосфор в донных осадках шельфа Юго-Западной Африки//Литология и полез. ископаемые. 1970. № 1. С. 11—26.
16. Харин Г. С., Соловьев А. В. Литологические особенности фосфоритов атлантического шельфа Африки//Литология и полез. ископаемые. 1975. № 2. С. 14—22.
17. Чугунный Ю. Г. Некоторые вопросы биогенного фосфоритообразования в морских осадках//Геол. журн. 1972. Т. 32. Вып. 2. С. 13—23.
18. Шнюков Е. Ф., Белевцев Р. Я., Митропольский А. Ю. и др. Фосфоритоносность материковой окраины экваториальной Африки//Геол. журн. 1985. Т. 45. С. 24—35.
19. Baturin G. N. Phosphorites on the sea floor: origin, distribution and composition. Amsterdam; London; New York: Elsevier, 1982. 343 p.
20. Birch G. F. Phosphatic rocks on the western margin of South Africa//J. Sediment. Petrol. 1979. V. 49. № 1. P. 93—110.
21. Burnett W. C. Geochemistry and origin of phosphorite deposits from off Peru and Chile//Bull. Geol. Soc. America. 1977. V. 88. P. 813—823.
22. Coastal upwelling: its sediment record/Eds Thiede J., Suess E. N. Y.; L.: Plenum Press. 1983. Pt A. 604 p. Pt B. 610 p.
23. Cook P. J., Marshall J. F. Geochemistry of iron and phosphorus rich nodules from the East Australian continental shelf//Marine Geol. 1981. V. 41. P. 205—221.
24. Cullen D. Y. Comments on the economic-agronomic potential and the mining feasibility of the Chatham Rise phosphorite deposits//Procs Offshore Mineral Resources. Brest: GERMINAL. 1984. P. 287—299.
25. D'Anglejan B. F. Origin of marine phosphorites off Baja California, Mexico//Marine Geol. 1967. V. 5. P. 15—44.
26. Emery K. O. The sea off Southern California. N. Y.; L.: Wiley. 1960. 366 p.
27. Gaspar L. G. Alguns aspectos geoquímicos sobre fosforites da margem continental Portuguesa: Diss. Dep. Geosci., Univ. Aveiro, 1981. 78 p.
28. Gresse P., Barusseau J. P., Malounguila N'Ganga D., Wiber M. Les phosphates au large du Congo et du Gabon. Nature géochimique et conditions mécaniques d'accumulation//Procs Offshore Mineral Resources. Brest: GERMINAL, 1984. P. 315—326.
29. Gorsline D. S., Milligan D. B. Phosphatic deposits along the margin of the Pourtales Terrace, Florida//Deep-Sea Res. 1963. V. 10. № 3. P. 269—262.
30. Hinz K., Beiersdorf H., Exon N. F. e. a. Geoscientific investigation from the Scott Plateau off north-west Australia to Java Trench//B. M. R. J. Austral. Geol. and Geophys. 1978. V. 3. P. 319—340.
31. Karns A. W. Submarine phosphorite deposits on Chatham Rise near New Zealand//AAPG Bull. 1974. V. 58. № 7. P. 1443—1444.
32. Kolodny Y. Phosphorites//The Sea. V. 7/Ed. Emiliani C. N. Y.: Wiley, 1983. P. 981—1023.
33. Kress A. G., Veeh H. H. Geochemistry and radiometric ages of phosphatic nodules from the continental margin of northern New South Wales, Australia//Marine Geol. 1980. V. 36. P. 143—157.
34. Kudrass H. R., Rad U. von. Geology and economic aspects of the Chatham Rise phosphorite deposits east of New Zealand: results of R. V. Sonne cruise 1981//Procs Offshore Mineral Resources. Brest: GERMINAL, 1984. P. 303—310.
35. Lucas J., Prevot L., Lamboi M. Les phosphorites de la marge nord de L'Espagne. Chimie, mineralogie, genèse//Oceanol. acta. 1978. V. 1. № 1. P. 55—72.
36. Manheim F. T., Pratt R. M., McFarlin P. F. Composition and origin of phosphorite deposits of the Blake Plateau//Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ. 1980. № 29. P. 117—137.
37. Marshall J. F., Cook P. J. Petrology of iron- and phosphorus rich nodules from the E. Australian continental shelf//J. Geol. Soc. London. 1980. V. 137. Pt 6. P. 765—771.
38. McArthur J. M., Benmore R. A., Coleman M. L. et al. Stable isotopic characterisation of francolite formation//Earth and Planet. Sci. Lett. 1986. V. 77. P. 20—34.
39. Melo U., Guazelli W., Costa M. P. A. Nodules polimetalicos com nucleo fosforita no plata de Pernambuco//Recon. Global da margo continental Brasileira. 1978. V. 3. P. 15—32.
40. Murray J., Renard A. Deep-sea deposits. Rep. «Challenger» Exped. 1872—1876. L.: Eyre a. Spottiswood, 1891. 525 p.
41. O'Brian G. W., Veeh H. H. Are phosphorites reliable indicators of upwelling? Coastal upwelling: its sediment record. Pt A. N. Y.: Plenum, 1983. P. 399—420.
42. Parker R. J., Siesser W. G. Petrology and origin of some phosphorites from the South African continental margin//J. Sediment. Petrol. 1972. V. 42. № 2. P. 434—440.
43. Rao V. P. Phosphorites from the Error seamount, North Arabian sea//Marine Geol. 1986. V. 71. № 1/2. P. 177—186.
44. Riggs S. R. Paleooceanographic model of Neogene phosphorite deposition, U. S. Atlantic continental margin//Science. 1984. V. 223. № 4632. P. 123—131.
45. Riggs S. R., Snyder S. W. P., Hine A. C. e. a. Geologic framework of phosphate resources in Onslow Bay, North Carolina continental shelf//Econ. Geol. 1985. V. 80. P. 716—738.
46. Summerhayes C. P. Distribution, origin and economic potential of phosphatic sedi-

- ments from the Agulhas Bank, South Africa//Trans. Geol. Soc. S. Africa. 1973. V. 76. P. 271—277.
47. *Summerhayes C. P., Nutter A. H., Tooms J. S.* The distribution and origin of phosphate in sediments off Northwest Africa//Sediment. Geol. 1972. V. 8. № 1. P. 3—28.
48. *Summerhayes C. P., Birch C., Rogers J., Dingle R. V.* Phosphate in sediments off South-Western Africa//Nature. 1973. V. 343. № 5409. P. 509—511.
49. *Summerhayes C. P., Milliman J. D., Briggs S. R. e. a.* North-West Africa shelf sediments: influence of climate and sedimentary processes//J. Geol. 1976. V. 84. № 3. P. 277—300.
50. *Woolsey J. R., Bargeron D. L.* Exploration for phosphorite in the offshore territories of the People's republic of the Congo, West Africa//Marine Mining. 1986. V. 5. № 3. P. 217—237.

Институт океанологии АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
1.XII.1986

УДК 553.64 (265/266)

**КАРБОНАТНО-ФОСФАТНЫЕ ПОРОДЫ ПОДВОДНЫХ ГОР
ВОСТОЧНО-МАРИАНСКОГО БАССЕЙНА
(ТИХИЙ ОКЕАН)**

**ЛИСИЦЫНА Н. А., ИСАЕВА А. Б., СОКОЛОВА А. Л.,
ШЕВЧЕНКО А. Я.**

В результате детальных литолого-минералогических исследований показано широкое развитие фосфатизированных известняков и фосфоритов в осадочном чехле гайотов Восточно-Марианского бассейна (Тихий океан). Процессами фосфатизации изменены первично-карбонатные осадки широкого возрастного диапазона и разной фациальной принадлежности от образований лагунно-рифового комплекса (K_1) до нормальных кокколито-фораминиферовых океанских илов (K_2 — Mz_1). Основным минералом фосфоритов, как и на большинстве других подводных гор Тихого океана, является карбонат-фторапатит (дернит (?), франколит).

В качестве главного источника фосфора рассматриваются богатые биогенами глубинные воды океана, возраст фосфатизации начало — середина миоцена.

Плосковершинные подводные горы вулканического происхождения были открыты в Тихом океане американской экспедицией «Мид Пацифик» в 1950 г. и названы гайотами в честь французского географа XVIII в. Гийо [16]. Гайоты состоят из базальтового ядра и покрывающего его чехла осадочных пород, в составе которого, как правило, преобладают фосфатизованные известняки и вулканогенно-обломочные породы с карбонатно-фосфатным цементом.

В настоящее время на дне Мирового океана известны обширные области развития гайотов, главные скопления которых сосредоточены в Тихом океане [3, 4].

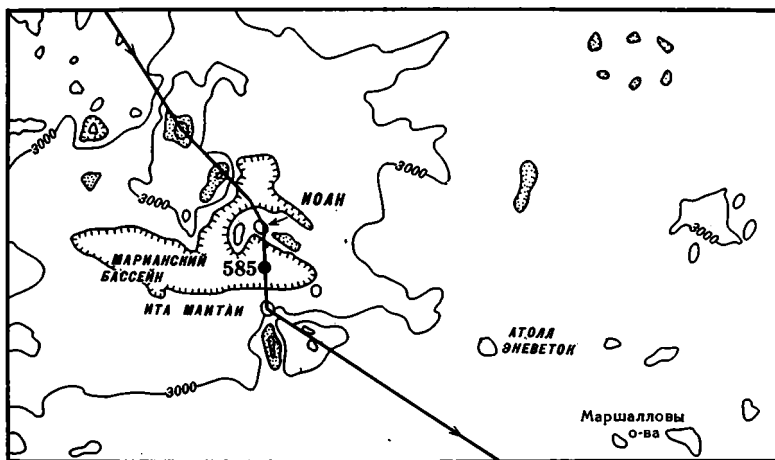
Помимо фосфоритов и карбонатно-фосфатных пород для подводных гор характерно развитие железомарганцевых корок и конкреций [6, 10, 11]. Хорошо известный парагенез этих рудных компонентов и масштабность рудопроявлений на подводных горах позволяют рассматривать их как важный объект геологических и литолого-фациальных исследований.

В настоящем сообщении приводятся результаты детального изучения карбонатно-фосфатных пород подводных гор Восточно-Марианского бассейна, выполненного по материалам 9-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш». Сопоставление полученных данных с литературными, привлечение новых работ по палеоокеанологии [14, 23, 24, 26—28] и химическому эксперименту [15] позволили авторам высказать некоторые соображения о генезисе фосфоритов подводных гор.

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ФАЦИИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ГАЙОТОВ
ИТА-МАИТАИ И ИОАН**

Детальные исследования проводились на двух подводных горах: Ита-Маитаи и безымянной горе, названной участниками экспедиции гайотом ИОАН (фиг. 1). Оба гайота имеют плоские вершины на глубине 1400 м и возвышаются над абиссальной равниной Восточно-Марианской впадины с глубинами порядка 6000 м (см. фиг. 1).

Литературные данные по геологии этих гайотов немногочисленны. Вершина южного гайота Ита-Маитаи в 20-м леге глубоководного бурения была пройдена тремя скважинами (200—202) максимумально до глубин 153—180 м. Скважины вскрыли толщу карбонатных осадков и пород плейстоцена — эоцена, несогласно залегающих на нижнемеловых



Фиг. 1. Местоположение гайотов Ита-Маитаи и ИОАН в Восточно-Марианском бассейне (Тихий океан)
Точкой показана станция глубоководного бурения (585), лег 89, стрелками — маршрут лега 89

известняках, но не достигли базальтов [18, 19]. Карбонатные породы лишены признаков обогащения фосфором. Гайот ИОАН в литературе не описан. Склоны обоих гайотов до глубины 2000 м доступны для изучения и отбора проб с помощью подводных обитаемых аппаратов (ПОА) «Пайсис», маршруты которых показаны на батиметрических картах гайотов (фиг. 2, 3). Обработка полученных данных показала, что на склонах гайота Ита-Маитаи развита слоистая толща в разной степени фосфатизованных известняков мощностью порядка нескольких десятков метров.

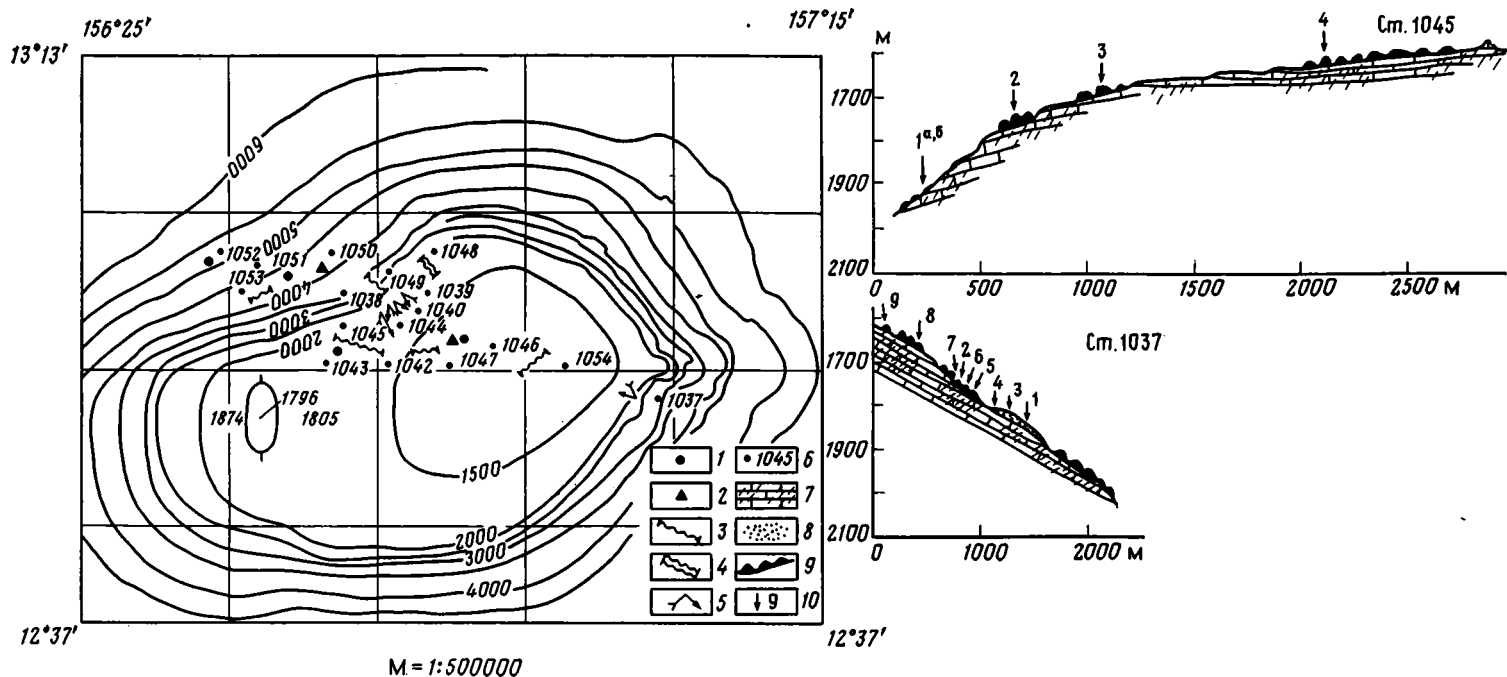
В верхней части гайота ИОАН преобладают вулканогенно-осадочные брекчии с карбонатно-фосфатным цементом, мощностью того же порядка, концентрирующие огромные массы базальтоидного обломочного материала.

Важно отметить, что пологие склоны обоих гайотов в интервале глубин от 1400 до более 2000 м бронированы Fe—Mn-коркой толщиной от 5 до 30 см. В понижениях ее поверхности наблюдаются скопления Fe—Mn-конкреций диаметром от 3—5 до 30—60 см. В ядрах конкреций и карбонатном субстрате железомарганцевой корки обнаружены высокие (до 30% и более P_2O_5) содержания фосфора. В туфах и вулканокластитах они уменьшаются до первых процентов — долей процента.

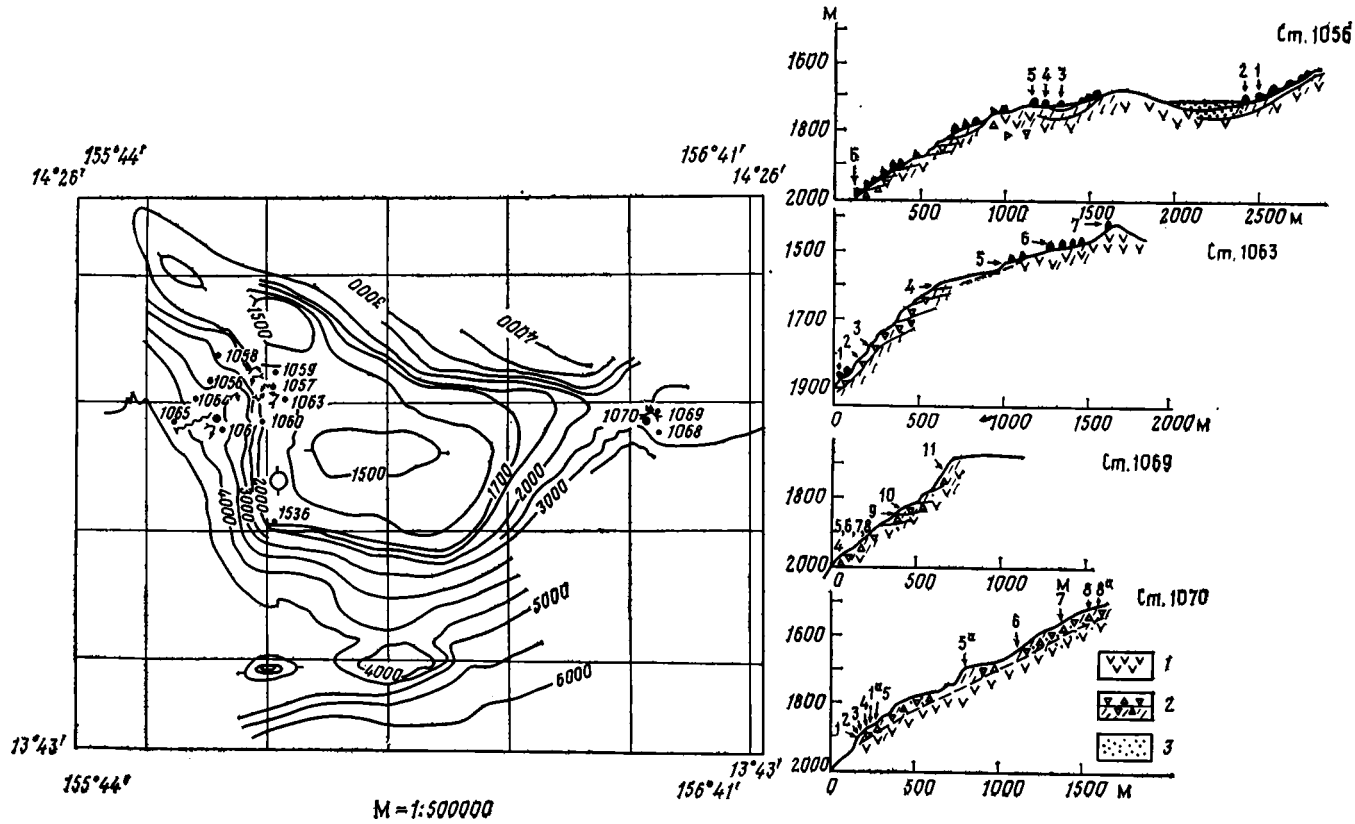
Геофизические исследования методом сейсмического профилирования, проведенные в 9-м рейсе под руководством И. Н. Ельникова, послужили основой для построения геологического профиля гайотов (фиг. 4). Были использованы также данные глубоководного бурения (20-й лег DSDP), наблюдения с «Пайсис», результаты биостратиграфического (Х. М. Саидова) и литолого-фациального изучения пород осадочного чехла подводных гор (Н. А. Лисицына), а также петрографического описания базальтов [5].

ГАЙОТ ИТА-МАИТАИ

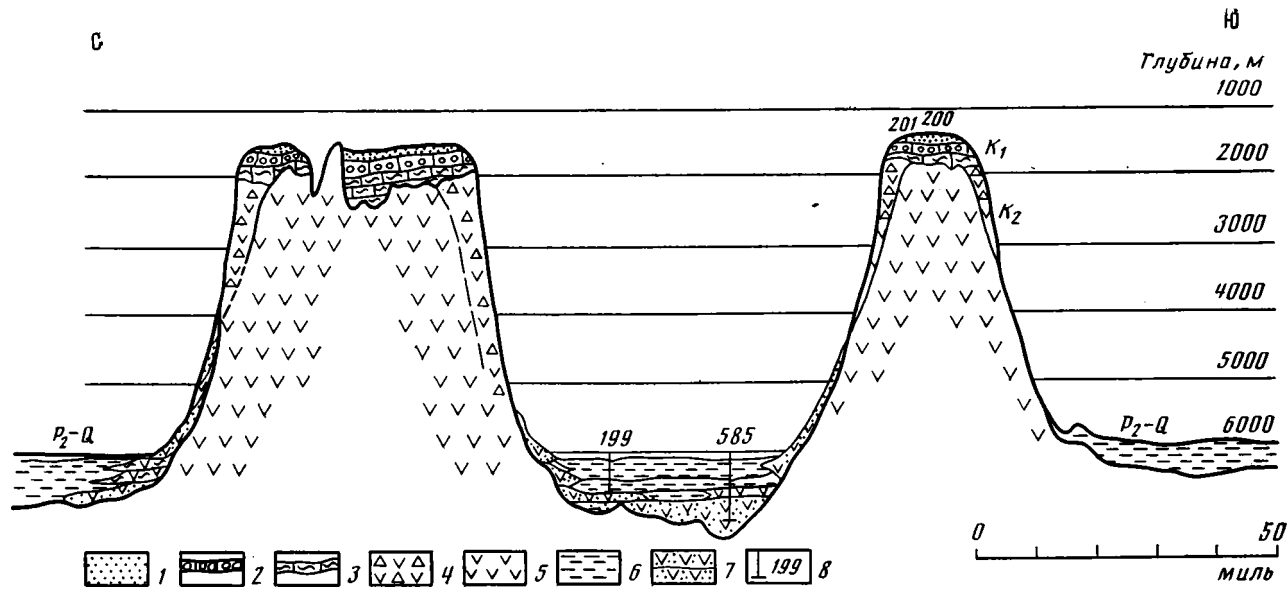
Наиболее древние породы конца раннего мела (апт) обнаружены в скважинах глубоководного бурения на вершине гайота. По данным сейсмического профилирования (фиг. 4), они залегают непосредственно на базальтах цоколя и являются типичными представителями лагунно-рифового комплекса. Породы представлены мелководными оолитовыми известняками, а также биокластогенными с обильными скелетными остатками рифообразующих и других организмов: рудистов, эхиноидов, водорослей, мшанок, кораллов (фиг. 5, 1—2). Эти породы свидетельст-



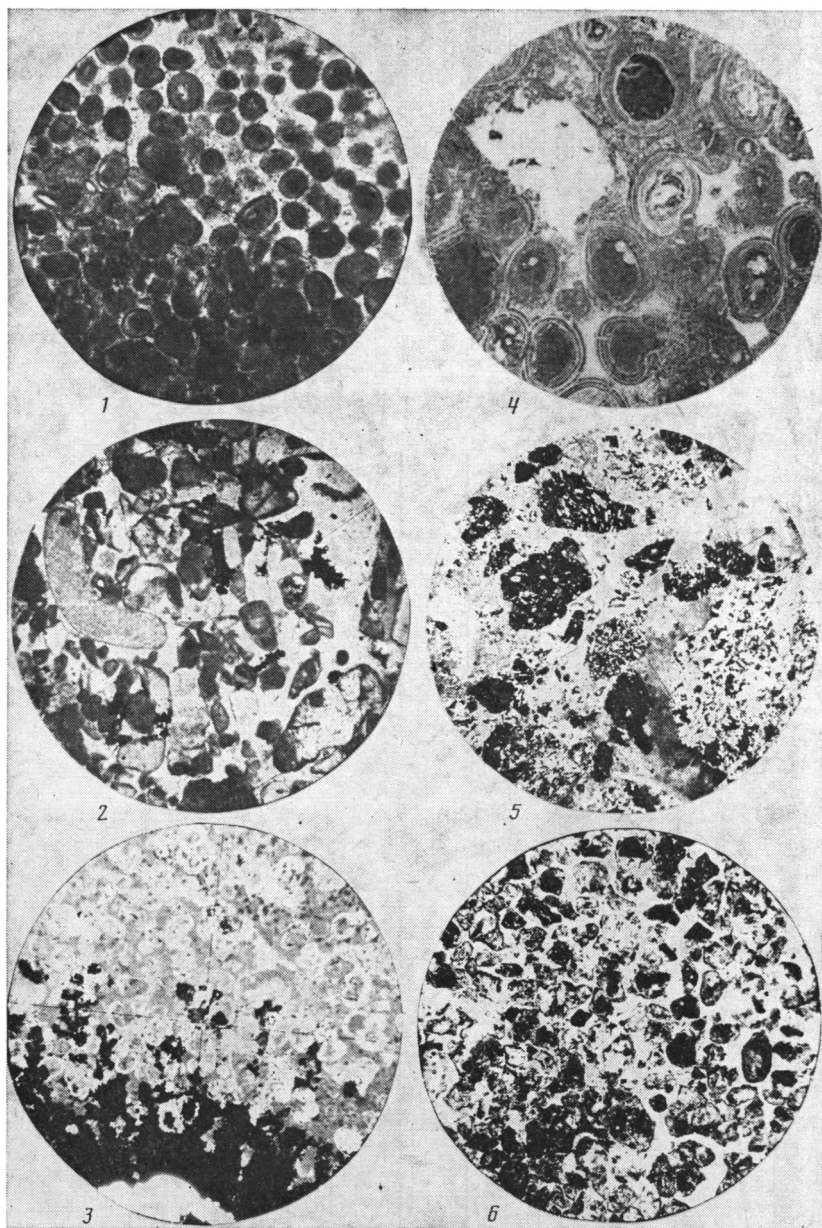
Фиг. 2. Батиметрическая карта гайота Ита-Майтаи и геологические разрезы верхней части склонов
 1 — трубка; 2 — дночерпатель; 3 — трал; 4 — драга; 5 — «Пайсис»; 6 — станция и ее номер; 7 — известняки и фосфатизованные известняки (косая штриховка); 8 — глобигериновые илы; 9 — Fe-Mn-корки и конкреции; 10 — места отбора проб



Фиг. 3. Батиметрическая карта гайота ИОАН и геологические разрезы верхней части склонов 1 — базальты и кластиты; 2 — брекчии и фосфатизованные брекчии; 3 — нелитифицированные осадки. Остальные усл. обозн. см. фиг. 2



Фиг. 4. Геологический разрез гайотов Ита-Майтай и ИОАН, Восточно-Марианский бассейн
 1 — фораминиферовые илы (Eoc₁—Q); 2 — известняки (K₁ apt-alb); 3 — рифогенные известняки (K₁ apt-alb); 4 — базальтовые брекчии с карбонатным цементом (K₂ sap, str, ma); 5 — базальты (K₁); 6 — радиолярные илы, цеолитовые глубоководные глины, кремни (sep-Q); 7 — турбидиты с вулканогенным материалом, содержащие переотложенные рифогенные и оолитовые известняки (K₁ apt-alb, K₂ str); 8 — скважины глубоководного бурения. Индексация (аббревиатура) геологического возраста дана по [8]



Фиг. 5. Структурные типы карбонатно-фосфатных и вулканогенно-обломочных пород с карбонатно-фосфатным цементом
 1 — оолитовый фосфорит. Шлиф 1056/2а, увел. 60; 2 — биокластогенный фосфорит (рудистовый, кораллово-водорослево-эхиноидный). Шлиф. 1040/5б, увел. 60; 3 — фораминиферо-нанопланктонный фосфорит. Шлиф. 1042/1, увел. 125; 4 — микрокристаллический апатит белый в пустотах и цементирующей массе пузыристого базальта. Шлиф. 1058/5, увел. 125; 5 — базальтовый крупнозернистый песчаник с карбонатно-фосфатным цементом. Шлиф. 1069/2, увел. 125; 6 — базальтовый мелкозернистый песчаник-алевролит с карбонатно-фосфатным цементом. Шлиф. 1069/2, увел. 125

вуют о существовании лагуны и окаймляющего ее рифа в нижнемеловой отрезок геологического времени. Вместе с тем присутствующие в известняках крупные обломки и зерна переотложенных щелочных базальтоидов указывают на то, что в конце нижнего мела на вершине гайота Ита-Маитаи существовала островная суша.

Породы конца раннего мела несогласно перекрыты толщей эоцетчетвертичных кокколито-фораминиферовых илов открытого океана (см.

фиг. 5, 3). Породы, слагающие осадочную толщу, залегающую на вершине гайота, не несут следов вторичной фосфатизации.

Более молодые породы верхнего мела (сантон — кампан — маастрихт), покрывающие склоны гайота, представлены брекчиями с обломками базальтоидов, сцементированных карбонатно-фосфатным цементом. Они отлагались в более глубоководных условиях батиаля, возможно абиссали, о чем свидетельствуют присутствующие в них агглютинирующие формы бентосных фораминифер, существующих ниже лизоклина. Следовательно, осадконакопление в этот период происходило на склонах погружающегося гайота.

Неоген-четвертичные осадки (глубоководные красные глины с цеолитами и мелкими Fe—Mn-конкрециями) отлагались на глубинах более 4000 м (ст. 1052, 1053).

ГАЙОТ ИОАН

По данным сейсмического профилирования, на вершинном плато гайота ИОАН, так же как и на вершине гайота Ита-Маитаи, развиты карбонатные породы, залегающие на неровной, эродированной поверхности базальтового основания (см. фиг. 4). Продукты переотложения этих пород, в составе базальтовых брекчий покрывающих склоны гайота ИОАН, показывают, что в вершинной его части, как и на гайоте Ита-Маитаи, в конце раннего мела отлагались оолитовые и органогенно-детритусовые биокластические известняки лагуны и окружающего ее рифа. К числу мелководных отложений на гайоте ИОАН относятся также локально развитые галечники пляжевого типа и хорошо сортированные песчаники с окатанными базальтовыми зернами и вторичным фосфатным цементом, обнаруженные в восточной части гайота (см. фиг. 5, 4—6).

Базальтовые брекчии являются наиболее распространенным типом пород осадочного чехла гайота ИОАН. Как правило, они плащеобразно покрывают верхние части его склонов. Крупные фрагменты брекчий находятся также в ядрах глыб и Fe—Mn-конкреций. В составе обломков присутствуют в основном щелочные базальтоиды.

Цементирующим материалом брекчий, как правило, являются карбонатные породы описанных выше типов, которые в ряде случаев переотложены. Эти породы повсеместно, кроме вершин гайотов, в разной степени замещены фосфатным материалом. Для отложений нижней части склонов гайота ИОАН характерно широкое развитие вулканогенно-осадочных песчано-алевритовых пород ритмического строения, сложенных турбидными, иногда дебризными потоками. Эти породы обладают градиционной слоистостью и представляют собой проксимальную часть градиционных серий, дистальная часть которых отлагалась в Марианском бассейне (скв. 585, DSDP [25]). Важную роль в составе этих пород, как и рассмотренных ранее, играет карбонатный материал базального цемента, который часто замещен вторичным криптокристаллическим фосфатом. О первично-карбонатном составе цемента свидетельствуют присутствующие в нем остатки карбонатных организмов, преимущественно глобигеринид.

Приведенные данные свидетельствуют о широком, практически повсеместном распространении фосфатизованных известняков в осадочном чехле, покрывающем склоны гайотов. Фосфатизация имеет пятнистый характер. По данным ПОА «Пайсис», она наблюдается до глубины 2000 м. В цементе базальтовых брекчий и турбидитов фосфатизованные известняки встречаются до глубины более 4000 м (данные траления, грунтовых трубок и др.).

Результаты изучения осадочного чехла обоих гайотов (Ита-Маитаи и ИОАН), а также литературные данные [19, 20] позволяют определить период формирования слагающих его пород. Начало развития брекчий, по-видимому, относится к альбу и связано с затуханием вулканизма на гайотах. Завершение процесса накопления грубообломочного материала

ла на их склонах происходило постепенно и закончилось в миоцене. К этому времени породы осадочного чехла гайотов были бронированы Fe—Mn-коркой.

Анализ особенностей геологического строения и фациальной природы вулканогенно-осадочных пород гайотов Ита-Маитаи и ИОАН позволяет наметить следующие основные этапы их развития.

1. В конце раннего мела (апт — середина альба) в результате завершения создающего постройки базальтового вулканизма происходило формирование гайотов, вершины которых достигали уровня океана или возвышались над ним. На вершинах обоих гайотов возникали лагуны и окаймляющие их рифовые постройки. На склонах гайотов формировались мощные градационные серии турбидитов, состоящих в основном из вулканического материала, а также дебризные потоки, которые поставляли главную массу осадочного материала в Восточно-Марианский бассейн (скв. 199, 585 DSDP).

2. В позднем мелу значительная масса грубого обломочного материала отлагалась на склонах погружающихся гайотов, шло образование базальтовых брекчий с первично-карбонатной цементирующей массой.

3. Начиная с палеоцена — эоцена и до четвертичного времени поверхность гайотов являлась местом накопления рыхлых пелагических осадков, открытого океана — глобигеринидово-нанопланктонных илов. В верхней части склонов на поверхности осадков формировалась Fe—Mn-корка.

При сопоставлении полученных данных с результатами глубоководного бурения в Восточно-Марианском бассейне (скв. 199, 585 DSDP) наблюдается четкая временная корреляция вещественного состава осадочного материала, заполняющего бассейн и поступающего с окружающих его вулканических гор — основных источников сноса.

КАРБОНАТНО-ФОСФАТНЫЕ ПОРОДЫ ПОДВОДНЫХ ГОР ВОСТОЧНО-МАРИАНСКОГО БАССЕЙНА

Со времени открытия фосфатизованных карбонатных илов на гайоте Сильвания и вслед за тем карбонатно-фосфатных пород на многих подводных горах Тихого, Атлантического и Индийского океанов [1, 17, 20, 22, 29] было показано, что основным типом фосфоритов на подводных горах океана являются фосфатизованные известняки. Обычно они сохраняют структуру исходной породы и рассматриваются как инфильтрационные образования [1].

В осадочном чехле изученных нами гайотов Ита-Маитаи и ИОАН по структурно-текстурным признакам, отражающим фациальную природу исходного карбонатного материала, выделяются следующие основные типы фосфатизованных известняков: 1) оолитовые, 2) биокластогенные (рудистовые, кораллово-водорослевые, эхиноидные и др.), 3) фораминиферо-нанопланктонные. Эти породы покрывают склоны гайотов. Они присутствуют также в цементе базальтовых брекчий, песчаников и алевролитов, пользуются широким распространением на гайоте ИОАН, и выполняют прожилки, поры и везикулы в базальтах и гиалокластитах. Обломки первично-биогенных карбонатно-фосфатных пород наряду с обломками базальтоидов являются обычным материалом в ядрах Fe—Mn-конкреций или служат субстратом Fe—Mn-корок и плит.

Микроструктуры основных разновидностей карбонатно-фосфатных пород обоих гайотов показаны на фиг. 5. Химический состав всех этих пород изучался методом силикатного микроанализа в химической лаборатории ГИН АН СССР (аналитик К. А. Степанова). Содержания фтора определены в Центральной химической лаборатории ИГЕМ АН СССР (аналитик В. М. Жарова).

Из результатов анализов, представленных в табл. 1, следует, что, несмотря на колебания концентраций химических элементов, все рас-

Химический состав фосфатизованных карбонатных пород осадочного чехла гайотов Ита-Мантаи и ИОАН

Компонент	Номер образца						
	1037/9 (а, б)	1030/2а	1040/2а	1056/2а	1058/26 *	1063/3-4	1069/9г
SiO ₂	1,12	2,53	2,21	2,14	2,80	2,40	1,92
TiO ₂	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
Al ₂ O ₃	0,54	3,61	0,94	1,32	1,57	1,32	0,99
Fe ₂ O ₃	Нет	} 2,15	0,42	Нет	0,86	0,52	0,62
FeO	»		2,21	Нет	»	0,27	0,71
MnO	»	2,21	Нет	»	0,27	0,71	0,30
CaO	51,48	44,36	49,36	49,39	44,32	47,44	48,64
MgO	Нет	2,08	1,07	Нет	0,54	1,93	2,09
Na ₂ O	1,73	1,67	1,43	1,73	2,16	1,83	1,83
K ₂ O	0,12	0,16	0,18	0,08	1,36	0,18	0,14
H ₂ O ⁺	1,68	2,50	2,03	2,25	3,91	2,28	1,94
H ₂ O ⁻	0,15	1,27	0,36	0,17	2,43	0,24	0,37
CO ₂	19,28	5,36	12,37	9,36	6,35	6,54	8,54
C	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
P ₂ O ₅	21,58	28,84	26,59	29,76	27,47	30,40	28,42
F ₂	1,75	Не опр.	1,93	2,13	2,67	2,37	2,35
SO ₃	1,35	2,33	1,67	2,18	2,66	2,16	2,26
Σ	100,78	99,07	100,56	100,51	99,27	100,32	100,41
O ₂ =F ₂	-0,74	Не опр.	-0,81	-0,90	Не опр.	-1,00	-0,99
Σ	100,04	99,07	99,75	99,61	99,27	99,32	99,42
ΣCaO+P ₂ O ₅ †	73,06	73,20	75,95	79,15	71,79	77,84	77,06

* Содержания элементов в обр. 1958/26 с повышенным количеством SiO₂ (6,80%) пересчитаны на бескремнистое вещество.

смаатриваемые разновидности карбонатно-фосфатных пород характеризуются близкими содержаниями двух главных компонентов: P₂O₅ и CaO (содержания P₂O₅ колеблются от 21,6 до 30,4%, а содержания CaO от 44,4 до 51,5%; в сумме они составляют от 71,8 до 79,2%, т. е. слагают главную массу породы). Они присутствуют главным образом в виде примеси и привнесены с базальтовым материалом (SiO₂, Al₂O₃, MgO, FeO и Fe₂O₃) и остатками Fe—Mn-корок и налетов (MnO, Fe₂O₃).

Важно отметить еще одну особенность химического состава фосфатных пород, а именно отсутствие в них органического углерода. Эта последняя особенность является весьма характерной и в числе других признаков отличает фосфатные образования подводных гор от типичных диагенетических фосфоритов континентальных окраин.

Все семь образцов, представленных в табл. 1, обладают относительно высокими содержаниями P₂O₅ (более 18—20%) и могут рассматриваться как фосфориты.

Отмеченные особенности химического состава карбонатно-фосфатных пород осадочного чехла гайотов Восточно-Марианского бассейна, по-видимому, вообще характерны для областей фосфатонакопления на подводных горах Тихого океана. Об этом свидетельствуют, например, данные, приведенные в [1], где сведены химические анализы фосфатизованных известняков на гайотах центральной части Срединно-Тихоокеанских гор. Из приведенных 14 полных силикатных анализов в 12 содержания P₂O₅ превышают 20% и составляют 23,5—31,97%, концентрации CaO колеблются от 44,44 до 49,92%. Как и на рассматриваемых нами гайотах, оба компонента слагают главную массу породы. В сумме они составляют 68—81%. Значения C_{орг}, приведенные в той же работе, указывают на предельно низкие (не превышающие десятых долей процента, во многих образцах нулевые) содержания органического вещества в фосфоритах подводных гор. Характерно также отсутствие пиритной серы.

Изучение минерального состава карбонатно-фосфатных пород осадочного чехла гайотов Восточно-Марианского бассейна проводилось методом рентгеновской дифракции в сочетании с их химическим анализом.

Были получены дифракционные кривые для порошков всех рассматриваемых нами литолого-фациальных типов пород: оолитовых, органо-генно-детритусовых (биокластогенных) и кокколито-фораминиферовых. Сопоставление 17 полученных порошковых дифрактограмм показало, что для всех перечисленных типов пород они практически идентичны как по положению, так и по относительной интенсивности присутствующих на них рефлексов. Значение *d*-рефлексов и распределение интенсивностей отражений характерны для минералов кристаллохимической группы апатита.

Сравнение с существующими эталонными рентгеновскими данными для этой группы минералов [13] показало, что дифрактограммы исследуемых нами образцов наиболее соответствуют рентгенограммам двух минеральных разновидностей апатита — дерниту и франколиту. Дернит в литературе последних лет чаще описывается под названием «натрий-сульфатапатит», для которого характерны повышенные содержания Na_2O и SO_3 , изоморфно замещающие в апатите Са и Р. Согласно данным табл. 1, фосфат в осадочном чехле гайотов Марианского бассейна также отличается повышенным и пропорциональным содержанием Na_2O и SO_3 , т. е. может быть назван натрийсульфатапатитом. Источником обоих компонентов является морская вода.

Кроме того, на многих дифрактограммах имеются слабые отражения с *d*, равным 8,0; 5,2; 4,69; 4,03 Å, которые, согласно приведенным в работе Г. Брауна данным, можно отнести к гидроксилapatиту [2], что подтверждает несколько пониженное содержание в них фтора.

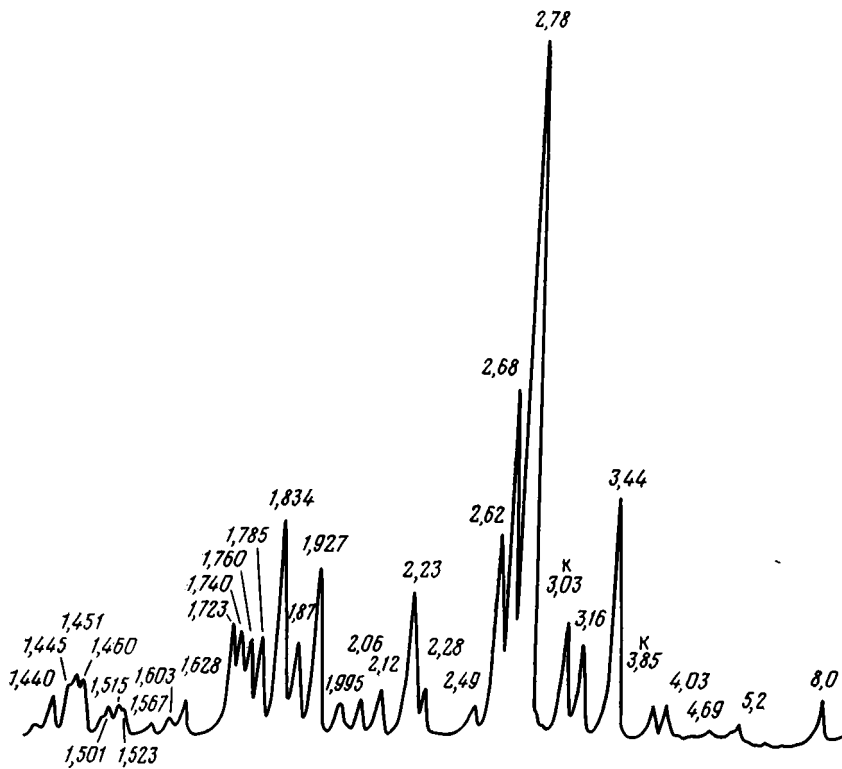
Таким образом, минеральный состав всех изученных образцов сводится к смеси следующих разновидностей апатита: франколита — дернита (натрийсульфатапатита) и гидроксилapatита при подчиненном количестве последнего.

Изложенное выше иллюстрирует приведенная на фиг. 6 наиболее характерная из полученных нами дифрактограмм. Интенсивности рефлексов варьируют на дифрактограммах разных образцов, что указывает на переменные количества этого минерала в составе карбонатно-фосфатных пород подводных гор Ита-Маитаи и ИОАН.

Сопоставление полученных нами рентгеновских данных с рентгендифракционными характеристиками карбонатно-фосфатных пород подводных гор других областей океанического дна, например Маршалловых островов и Срединно-Тихоокеанских гор, показало, что в составе фосфатного вещества этих пород преобладают те же минеральные виды группы апатита, которые описаны нами на подводных горах Восточно-Марианского бассейна.

Карбонатно-фосфатные породы и фосфориты подводных гор Восточно-Марианского бассейна наряду с известняками являются главной составляющей их осадочного чехла выше критической глубины карбоната-накопления.

Детальное макро- и микроскопическое изучение этих пород на гайотах Ита-Маитаи и ИОАН подтверждает известную в литературе точку зрения о том, что фосфориты представляют собой фосфатизованные известняки [1]. Они образовались при активном взаимодействии обогащенных фосфором растворов с карбонатными породами осадочного чехла гайотов. Реликтовые структуры биогенных известняков (оолитовых, биокластогенных и фораминиферово-наопланктонных), а также обломочных пород с карбонатным цементом убеждают в том, что процессы инфильтрации и взаимодействия фосфора с карбонатом кальция первично-карбонатных образований происходили в затвердевшей пористой породе и были отделены значительным промежутком времени от периода



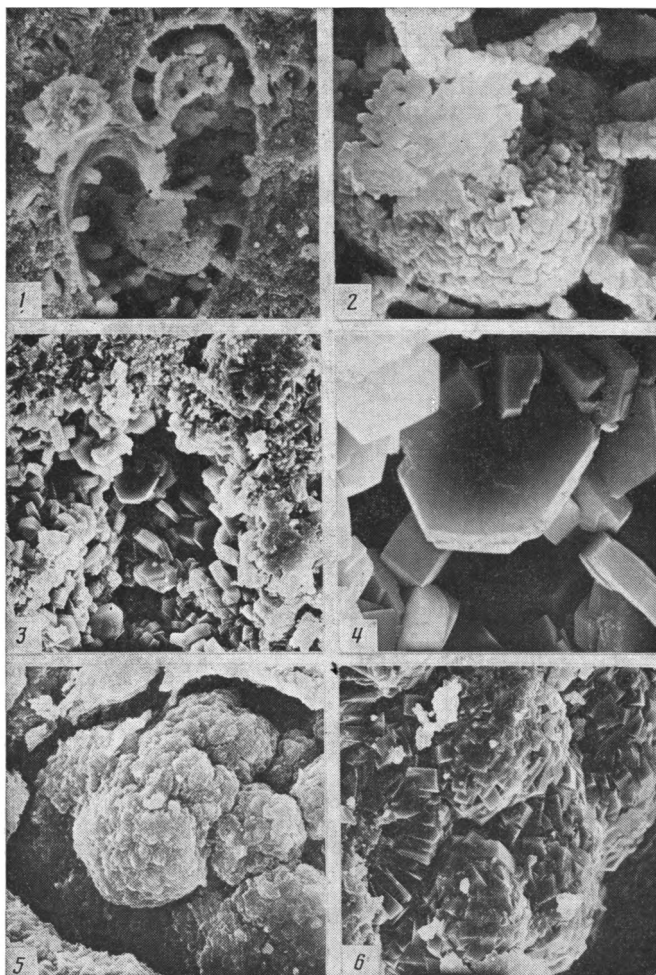
Фиг. 6. Дифракционная кривая (порошкограмма) дернита-франколита с примесью гидроксилатапата, типичная практически для всех структурных типов фосфоритов. Обр. 1063/4. Буквой «К» отмечены отражения, принадлежащие кальциту

отложения карбонатных илов. Следовательно, они должны рассматриваться как наложенные, эпигенетические.

Представление о механизме замещения первично-карбонатной породы фосфатом дает анализ наноструктур фосфатизованных известняков под сканирующим электронным микроскопом. Наблюдаемые структуры в совокупности с рентгеновскими данными (см. фиг. 6) показывают, что главными процессами при фосфатизации являются: 1) псевдоморфное замещение карбонатных микроорганизмов и цементирующей их массы кристаллическим карбонатапатитом (фиг. 7, 1, 2); 2) кристаллизация фосфатных минералов группы карбонатапатита из растворов, циркулирующих в породе, с образованием инкрустаций на стенках трещин и пор (см. фиг. 7, 3, 4); 3) выделение фосфатного геля с последующей интенсивной раскристаллизацией колломорфных сгустков (см. фиг. 7, 5, 6).

Процесс инфильтрации фосфатсодержащих растворов и сопутствующие ему новообразования фосфатных минералов ведут к постепенному запечатыванию свободных пространств, уменьшению пористости, трещиноватости и отверждению породы. Фосфатные участки, как правило, наиболее твердые и плотные; они легко различимы под микроскопом и невооруженным глазом, что позволяет видеть пятнистый характер фосфатизации.

Для оценки масштабов этих процессов в карбонатных породах подводных гор была составлена табл. 2 (по материалам гайотов Ита-Майтаи и ИОАН), данные которой показывают, что развитие процесса фосфатизации охватывает породы широкого возрастного диапазона — от нижнего мела до эоцена включительно и характерно практически для всех литолого-фациальных типов карбонатных пород осадочного чехла гайотов. Высокие содержания P_2O_5 в образцах, представленных в табл. 2, показывают, что при этом образуются богатые фосфором породы (P_2O_5 12—31%) вплоть до фосфоритов.



Фиг. 7. Наноструктуры фосфоритов

1 — псевдоморфное замещение микроорганизмов с известковым скелетом фосфатными минералами группы апатита; увел. 2000; 2 — то же; увел. 6000; 3 — кристаллизация фосфатных минералов группы апатита из растворов с образованием идиоморфных кристаллов в пустотах и трещинах первично-карбонатной породы; увел. 2000; 4 — то же; увел. 9000; 5 — выделение фосфатного геля в свободных полостях первично-карбонатной породы с образованием коллоидных сгустков; увел. 4000; 6 — образование сростков идиоморфных кристаллов минерала группы апатита (дернита-франколита) при раскристаллизации фосфатного геля; увел. 2000

О ВРЕМЕНИ ФОСФАТИЗАЦИИ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ПОДВОДНЫХ ГОР

Для определения временного интервала, в рамках которого происходила фосфатизация первично-карбонатных пород осадочного чехла гайотов, важен тот факт, что фосфатизованы породы широкого возрастного диапазона с фаунистическими остатками от верхов нижнего мела до эоцена включительно.

Псевдоморфные структуры, свойственные фосфатизованным известнякам разного возраста, позволяют предполагать, что карбонатная толща каждого из гайотов подвергалась фосфатизации на позднем этапе ее формирования.

Прямое подтверждение этого предположения находим в описании скважин глубоководного бурения, заложенных на вершине гайота Ита-Маитаи (скв. 200, 201, 202, лег 20 [18, 19]). По этим данным, оолитовые и биокластические известняки нижнего мела под несогласно залегающей осадочной толщей эоцена — плейстоцена не фосфатизованы. Для них характерны диагенетические изменения, изученные Р. Хессе [21] и

P_2O_5 в фосфатизованных известняках, слагающих ядра Fe—Mn-конкреций и глыб

Литолого-фацциальная характеристика исходных пород	Номер образца	P_2O_5 , %	Возраст исходной породы	Местоположение (см. фиг. 1)
Оолитовые известняки лагуны	Ст. 202	Не обн.	Поздний апт—альб	Вершина гайота Ита-Манган Марианский бассейн Привершинная часть гайота ИОАН
	Ст. 585			
	1056/4а	29,76	То же	
	1056/2а	28,23	»	
	Среднее	29,00	»	
Биокластогенные известняки окаймляющего рифа	1037/9а	21,58	Поздний апт—альб	Привершинная часть гайота Ита-Манган
	1039/2а	28,84	То же	
	1040/2а	26,59	»	
	1045/1а (а)	20,88	»	
	1045/2а	17,94	»	
	1045/2б	24,88	»	
	Среднее	23,45	»	
Фораминиферо-на-нопланктонные известняки склоновых фаций гайотов	1058/2б	27,77	Ранний эоцен — миоцен (смешанная фауна)	Склоны гайота ИОАН То же
	1063/3 (4)	30,40	Ранний эоцен	
	1069/9б	22,69	То же	
	1069/9г	28,42	»	
	1069/9д	23,07	»	
	Среднее	26,45	»	

описанные нами под микроскопом. Эти изменения выражаются в микритизации карбонатных оолитовых и биокластических илов за счет замещения арагонита в оболочках ооидов магнезиальным кальцитом и образования микрокристаллических оболочек этого минерала на поверхности карбонатных организмов.

Те же самые известняки лагунно-рифового комплекса, но фосфатизованные, т. е. весьма интенсивно замещенные минералами группы карбонатапатита (франколит, дернит²), обнаружены среди пород, поднятых «Пайсисами» в привершинной части гайота ИОАН, где они находятся в переотложенном залегании, например в ядрах глыб с Fe—Mn-коркой. Отсюда следует, что процессы фосфатизации происходили в литифицированной карбонатной породе и отделены значительным временным интервалом от периода карбонатакопления.

Возраст фосфоритообразования может быть определен путем анализа датировок фосфатизованных пород в изученных нами разрезах осадочного чехла гайотов. Разрез ст. 1069 на восточном склоне гайота ИОАН сложен фосфатизованными известняками с двумя прослоями песчаников с базальтовыми зёрнами и фосфатным цементом. В разрезе снизу вверх последовательно сменяются породы: кампана — раннего маастрихта (обн. 1069/2,3), раннего дания — палеоцена (обн. 1069/6), раннего палеоцена и позднего палеоцена (обн. 1069/7,8) и, наконец, эоцена (обн. 1069/9) (определения возраста пород выполнены Х. М. Саидовой).

Содержание P_2O_5 в этих породах меняется от 3,5 до 29%. В целом, согласно приведенным здесь данным, которые согласуются с результатами изучения других разрезов (см. фиг. 2, 3), развитие процессов вторичной фосфатизации на обоих гайотах, по-видимому, происходило не ранее миоцена.

Верхнюю границу фосфатонакопления определяют породы позднего миоцена, залегающие на фосфатизованных известняках и, как правило, обогащенные окислами марганца. Эти породы покрыты черной железомарганцевой коркой, которая ограничивает водообмен, прекращая процесс фосфатизации. Строение большинства конкреций с чередующимися черными, богатыми железом и марганцем, и более светлыми, карбо-

натно-фосфатными слоями свидетельствует о постепенном пульсирующем характере затухания инфильтрационной фосфатизации и усилении развития Fe—Mn-корки на поверхности фосфатизованной осадочной толщи.

ОБ ИСТОЧНИКЕ ФОСФОРА И ВОЗМОЖНОМ МЕХАНИЗМЕ ФОСФОРИТООБРАЗОВАНИЯ

При обсуждении генезиса фосфоритов подводных гор в литературе в течение многих лет в качестве возможных источников фосфора чаще других рассматриваются вулканогенный и гидрогенный. В первом случае предполагается, что фосфоритообразование в океане связано с активизацией вулканической и гидротермальной деятельности [3, 7]; во втором — океанические фосфориты рассматриваются как результат метасоматического замещения карбонатов осадочного чехла подводных гор фосфатом, извлекаемым из морской воды [12, 24, 26].

Отметим, что оба предположения правомерны. Первое постольку, поскольку само формирование подводных гор связано с внутриплитным субщелочным вулканизмом; второе — потому, что заключает в себе потенциальную возможность объяснения внушительных масштабов фосфатонакопления на подводных горах океана.

Для объективного рассмотрения вопроса об источнике фосфора на основе имеющегося у нас материала авторы проанализировали на содержание этого элемента основные разновидности базальтоидов гайотов Ита-Маитай и ИОАН, а также карбонатно-фосфатный цемент базальтовых брекчий. Полученные данные, приведенные в табл. 3, свидетельствуют о том, что самые низкие содержания P_2O_5 приходятся на базальты, где они составляют в основном доли процента и не превышают 1,6%. Количество P_2O_5 резко возрастает в базальтовых туфах, иногда до 22,8%, в карбонатно-фосфатной цементирующей массе брекчий, а также в прожилках, секущих базальты, где оно составляет 18—31%. Отсюда следует, что увеличение содержаний фосфора отчетливо связано с первично-карбонатной фазой вулканогенно-осадочных пород, а не с самими базальтами. Отметим лишь небольшое и локальное увеличение концентраций фосфора на микроучастках базальтоидов, измененных процессами гальмиролиза, где возникают скопления аутигенных кристаллов апатита, представляющие лишь минералогический интерес. Отметим еще одно противоречие, возникающее в случае признания вулканогенного источника для формирования фосфоритов. Оно заключается в большом разрыве между временем завершения вулканизма (конец раннего мела) и формирования фосфоритов (миоцен).

Для объяснения широких масштабов фосфатизации карбонатных пород осадочного чехла подводных гор необходим другой, более мощный источник фосфора, которым могли бы являться богатые биогенами воды океана.

Это предположение хорошо согласуется с новыми данными о флуктуациях палеогеографических условий среды в океане, которые являются контролирующим фактором в отношении содержания фосфора в глубинных океанических водах [12, 14, 23, 24, 27, 28]. В частности, межледниковье раннего — среднего миоцена характеризовалось относительно высоким уровнем океана, теплым климатом и расширением зон кислородного минимума. Для него характерно также развитие мелкомасштабных апвеллингов, которые принесли богатые питательными веществами воды к поверхности океанов [24, 26].

Этот вывод сделан на основе изучения современных фосфоритов вдоль зоны Перуанского апвеллинга, которое документально показало, что фосфоритообразование коррелирует с периодами эвстатически высокого уровня океана и что для осаднения апатита более благоприятны условия потепления климата, возникающие в межледниковые периоды по сравнению с периодами оледенений [12].

Возможность образования фосфоритов при взаимодействии морской воды с известняками осадочного чехла подводных гор подтверждает 10-

Содержание фосфора в базальтоидах и сопутствующем карбонатно-фосфатном материале

Название гайота	Номер (и число) образцов	Порода	P ₂ O ₅ %
Ита-Мантай	1038, 1053 (3)	Щелочной оливиновый базальт	0,73—1,60
ИОАН	1058, 1059, 1065 (4)	То же	0,13—0,47
	1065, 1069, 1070 (4)	Туфы щелочных оливиновых базальтов	0,62—3,97
	1057, 1063, 1070 (3)	Карбонатно-фосфатный материал, заполняющий поры и везикулы	3,17—22,84
	1069, 1070 (3)	Карбонатно-фосфатные прожилки в базальтах	26,78—31,14
	1057, 1058, 1069 (3)	Карбонатно-фосфатный цемент базальтовых брекчий	8,18—29,19

летний эксперимент, поставленный Р. Гулбрандсеном, К. Роберсоном и С. Нейлом и успешно законченный ими в 1984 г. [15]. При этом в морской воде впервые был синтезирован карбонатфторапатит — один из главных породообразующих минералов фосфоритов. Экспериментаторы показали, что при достаточном поступлении фосфата апатит может формироваться в большинстве океанических обстановок осадконакопления.

Литература

1. Батурин Г. Н. Фосфориты на дне океанов. М.: Наука, 1978. 230 с.
2. Браун Г. Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М.: Мир, 1965. 450 с.
3. Бродская Н. Г. Роль вулканизма в образовании фосфоритов. М.: Наука, 1974. 256 с.
4. Городницкий А. М. Подводные горы. М.: Наука, 1978. 163 с.
5. Казьмин В. Г., Матвеевков В. В., Разницын Ю. М. и др. Новые данные о породах Магеллановых гор (запад Тихого океана)//Докл. АН СССР. 1987. Т. 296. № 4. С. 448—452.
6. Хальбах П., Путаеус Д. Богатые кобальтом железомарганцевые корки из районов подводных гор Центральной части Тихого океана — состав и образование//Геология Мирового океана (докл. 27-го Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1984. С. 27—40.
7. Харин Г. С. Фосфатистые породы подводного хребта Ян-Майен (Северная Атлантика) и связь их с вулканизмом//Литология и полез. ископаемые. 1974. № 1. С. 35—44.
8. Харленд У. Б., Кокс А. В., Ллевеллин П. Г. и др. Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985. 140 с.
9. Ames J. R. The genesis of carbonate Apatites//Econ. Geol. 1959. V. 54. P. 829—841.
10. Aplin A. C., Cronan D. S. Ferromanganese oxide deposits from the Central Pacific ocean: I. Encrustations from the Line-Islands Archipelago//Geochim. et cosmochim. acta. 1985. V. 49. P. 427—436.
11. Aplin A. C., Cronan D. S. Ferromanganese oxide deposits from the Central Pacific ocean, II: nodules and associated sediments//Geochim. et cosmochim. acta. 1985. V. 49. P. 437—451.
12. Burnett W. C. Geochemistry and origin of phosphorite deposits from off Peru and Chile//Bull. Geol. Soc. Amer. 1977. V. 88. P. 813—823.
13. Mc Connell D. M. A structural investigation of the isomorphism of the apatite group//Amer. Mineralogist. 1938. V. 23. P. 1—19.
14. Cook P. J., Mc Elhinny M. W. A reevaluation of the spatial and temporal distribution of sedimentary phosphate deposits in light of plate tectonics//Econ. Geol. 1979. V. 74. P. 315—330.
15. Gulbrandsen R. A., Roberson C. E., Neil S. T. Time and crystallisation of apatite in seawater//Geochim. et Cosmochim. acta. 1984. V. 48. P. 213—218.
16. Hamilton E. L. Sunken islands of the Mid-Pacific Mountains//Mem. Geol. Soc. Amer. 1956. V. 64. 96 p.
17. Hamilton E. L., Rex R. W. Lower eocene phosphatized globigerina ooze from Sylvania Guyot//Geol. Surf. Prof. Paper 260. Wash.: W. U. S. Government Printing office. 1959. P. 785—798.
18. Heezen B. C., Mac Gregor I. D., Foreman H. P. e. a. Tertiary pelagic ooze on Ita-Maitai guyot, Equatorial Pacific: DSDP sites 200 and 201//Initial Reports of DSDP. V. 20. Wash., 1973. P. 87—96.
19. Heezen B. C., Mac Gregor I. D., Foreman H. P. e. a. Oolitic limestone on the Ita-

- Maitai guyot, Equatorial Pacific: DSDP site 202//Initial Reports of DSDP. V. 20. Wash., 1973. P. 97—105.
20. Heezen B. C., Matthews J. L., Catalano R. e. a. Western Pacific guyots//Initial Reports of DSDP. V. 20. Wash., 1973. P. 653—723.
 21. Hesse R., Diagenesis of a seamount oolite from the West Pacific. Leg 20. DSDP//Initial Reports of DSDP. V. 20. Wash., 1973. P. 363—368.
 22. Marlowe J. I. Dolomite, phosphorite and carbonate diagenesis on a Caribbean seamount//J. Sediment. Petrol. 1971. V. 41. № 3. P. 535—568.
 23. Matthews R. K., Poore R. Z. Tertiary O¹⁸ record and glacioeustatic sea-level fluctuations//Geology. 1980. V. 8. P. 501—504.
 24. Mullins H. T., Rasch R. F. Sea-floor phosphorites along the Central California Continental Margin//Econ. Geol. 1985. V. 80. № 3. P. 696—715.
 25. Preliminary scientific Report operations resume—leg 89, site 585. Wash. 1984. P. 1—50.
 26. Riggs S. R. Paleooceanographic model of neogene phosphorite deposition. U. S. Atlantic continental margin//Science. 1984. V. 223. P. 123—131.
 27. Sheldon R. P. Episodicity of phosphate deposition and deep oceanic circulation—a hypothesis//Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Pub. 1980. V. 29. P. 239—247.
 28. Vail P. R., Hardenbol J. Sea-level changes during the Tertiary//Oceanus. 1979. V. 22. P. 71—79.
 29. Xavier A. Ferromanganese deposits off northeast Brazil (S. Atlantic)//Marine Geol. 1982. V. 47. P. 87—99.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
29.XII 1986

УДК 551.311.243 : 551.35 (262.54)

**РОЛЬ ЭОЛОВОГО МАТЕРИАЛА В МОРСКОМ
СЕДИМЕНТОГЕНЕЗЕ АРИДНОЙ ЗОНЫ
(НА ПРИМЕРЕ АЗОВСКОГО МОРЯ)**

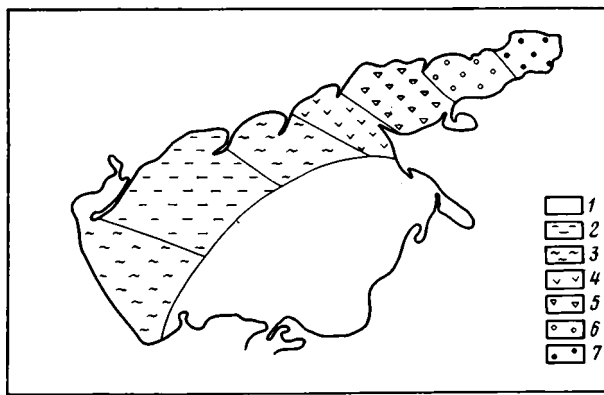
*ХРУСТАЛЕВ Ю. П., ГРУДИНОВА Л. Я., СЕРОВА В. В.,
ЖМУРКО В. Я.*

На основе исследования последствий пыльной бури марта 1984 г. рассмотрена роль этого эпизодического, но довольно значительного фактора поступления осадочного материала в формировании вещественного состава донных осадков Азовского моря. Показано, что в результате пыльной бури в Азовское море поступило большое количество макро- и микроэлементов, органики, приведшее к изменению их содержания в донных осадках и водной толще, что резко сказалось на газовом и химическом режимах, повлекло сероводородное заражение с последующими заморами биопродукции моря и вызвало резкие изменения условий седиментогенеза, гидрохимических процессов, вещественного состава донных осадков.

Наличие обширных пустынных и полупустынных областей, окружающих внутриконтинентальные моря аридной зоны, значительные скорости ветра, беспрепятственность воздушной транспортировки способствуют поступлению на их акватории громадных масс эолового материала. Несмотря на то что пыльные бури носят эпизодический характер, их выносы иногда намного превышают объемы твердого стока рек, продуктов разрушения пород берегов и дна. Поэтому недооценка эолового фактора в поступлении осадочного материала может привести к ошибочным выводам при выявлении закономерностей морского седиментогенеза.

Изучению роли аэрозолей в образовании донных отложений внутриконтинентальных морей аридной зоны СССР посвящены работы [2, 5, 8, 9, 11 и др.]. И тем не менее современные представления об участии эолового фактора в морском осадконакоплении достаточно условны. Объясняется это трудностями методического характера, возникающими при определении объемов поступившего в водоемы осадочного материала, а также отсутствием стационарных наблюдений и единой достоверной методики отбора проб аэрозолей. В настоящей статье предпринята попытка показать роль эолового фактора в формировании донных осадков на примере Азовского моря, расположенного на границе между аридной и гумидной климатическими зонами.

Для определения количества осадочного материала, поступающего во время пыльных бурь, на различных участках водоема были отобраны пробы льда и снега с площадей от 0,25 до 1,0 м². Одновременно с самолета оконтуривали ареал осевшей пыли и определяли мощность накопившегося слоя осадочного материала. До и после пыльных бурь проводили сезонные съемки, в период которых отбирали пробы донных отложений и воды. Аэрозоль, вода и осадки после соответствующей обработки подвергались комплексным лабораторным исследованиям. В эоловой взвеси и донных отложениях определяли содержание органического углерода и микроэлементов, а также изучали гранулометрический и вещественный состав. Полученные данные позволили достоверно определить количество поступившего на акваторию Азовского моря терригенного материала эолового происхождения и выявить его участие в формировании вещественного состава основных литологических типов донных осадков.



Фиг. 1. Мощность эолового материала (терригенное вещество со снегом) на ледовой поверхности после пыльной бури 1984 г. (по данным аэро-
съемки)

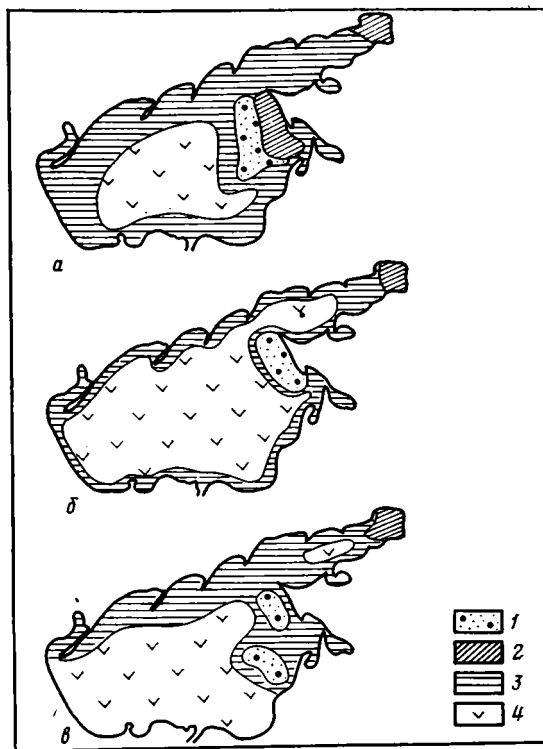
1 — отсутствие льда; 2 — < 3 мм; 3 — 5; 4 — 5—8, 5 — 8—10; 6 — 10—12; 7 — > 12 мм

Пыльные бури на прилегающих к Азовскому морю территориях — явление достаточно обычное. Сильные бури повторяются через каждые 10—11 лет, среднеинтенсивные — через 3—5 лет, а слабые почти ежегодно. Установлено, что чаще всего пыльные бури наблюдаются в зимний и ранневесенний периоды при ураганных восточных, юго-восточных и северо-восточных ветрах со скоростью более 15 м/с. Низкая влажность верхнего горизонта почв при отрицательных температурах воздуха способствует их разрыхлению, а в дальнейшем, при активном воздействии ветровой эрозии, частичному развеиванию почвенного покрова. Пыльные бури отличаются большой продолжительностью, интенсивностью и значительной площадью распространения. Так, в марте 1984 г. пыльная буря длилась 10 дней. Скорость восточного ветра достигала 20 м/с, а порывы — 30 м/с и более. Буря захватила северные районы Краснодарского края, большую часть Ростовской обл. и восточную половину Донецкой. Клубы пыли поднимались в воздух на высоту до 1,5 м. Наносы тонкозернистого материала у препятствий, в частности у лесных полос, достигали 3-метровой высоты. Повсюду наблюдались глубокие следы ветровой эрозии почвы, гибель озимых посевов. Особенно мощной была февральская буря 1969 г., продолжавшаяся непрерывно 16 сут и охватившая кроме указанных регионов Херсонскую обл. В пределах Донецкой обл. воздействию пыльной бури подверглось 38,3% пахотных земель. Выдувание на участках отвальной зяби достигало 70 мм, на полях со слабо развитыми озимыми — 64 мм. В результате только в лесополосах объем накопившегося эолового материала составил 104,2 млн. м³; было засыпано 9,1 тыс. га лесонасаждений, вдоль которых образовались насыпи шириной до 50 и высотой до 1,5 м.

Исследования показали, что часть эолового материала, образовавшегося при разрушении почвенного слоя, поступает и на акваторию Азовского моря. Так, во время пыльной бури 1960 г. в донные отложения водоема перешел 41 млн. т терригенного материала¹ [6]. Согласно натурным наблюдениям и произведенным расчетам, только за февраль 1969 г. на поверхность ледового покрова выпало 50 млн. т аэрозоля [4, 11]. В марте 1984 г. количество осевшей пыли было значительно ниже — 11,1 млн. т. Объем привнесенных осадочных веществ под действием эпизодически повторяющихся пыльных бурь в несколько (иногда в десятки) раз превышает среднегодовое поступление взвешенных и влекомых частиц со стоком рек Дона и Кубани — основных водных артерий Азовского моря [11].

Анализ распределения содержания эолового материала, осевшего на лед в период пыльной бури 1984 г., позволяет сделать следующие выво-

¹ Без учета растворимых в воде солей.



Фиг. 2. Распределение основных литологических типов донных осадков в Азовском море до пыльной бури в октябре 1968 г. (а), и после бури в апреле 1969 (б) и в апреле 1984 г. (в). 1 — раушняка; 2 — крупный алеврит; 3 — мелкоалевритовый ил; 4 — пелитовый ил

ды. Во-первых, интенсивность аккумуляции эоловой взвеси крайне неравномерна. На некоторых участках за короткий промежуток времени на 1 м^2 осело более 1 кг аэрозоля, на других — несколько десятков граммов. Во-вторых, количество эолового материала на льду Азовского моря в общем постепенно уменьшается с северо-востока на юго-запад (фиг. 1). Так, на поверхности Таганрогского залива, с учетом данных аэросъемки, образовался слой эоловой пыли и снега мощностью 12 см; на некоторых участках даже наблюдались небольшие «барханчики». В центральной и западной частях моря интенсивность аккумуляции аэрозоля была значительно меньше и не превышала 1—2 см. Подобное распределение эолового материала вполне закономерно, поскольку в период пыльной бури 1984 г. преобладали ветры восточных румбов, а ветровой эрозии подвергался почвенный слой Ростовской, Донецкой областей и Краснодар-

Таблица 1

Гранулометрический состав эоловой взвеси в районе станции Приморская (северный берег Таганрогского залива)

Место отбора проб	Содержание, % по фракциям, мм						
	>0,25	0,1—0,25	0,05—0,1	0,01—0,05	0,005—0,01	0,001—0,005	<0,001
Ст. Приморская:							
пляж	52,46	32,43	3,12	2,38	2,75	0,74	6,12
в 70 м от уреза	1,84	4,86	4,97	26,35	15,31	19,05	27,62
в 300 м от уреза	—	2,42	2,42	13,71	37,90	38,71	4,84
г. Таганрог:							
пляж	3,62	41,35	5,60	5,23	9,24	17,36	17,60
в 200 м от уреза	1,50	6,37	2,80	4,76	21,84	24,18	38,55

ского края. В-третьих, четко прослеживается понижение концентрации аэрозоля по мере удаления от берега в сторону моря. Даже на незначительном расстоянии интенсивность аккумуляции эолового материала изменяется от 1,15 кг/м² в береговой зоне до 470 г/м² — на расстоянии 200—300 м от берега и до 50 г/м² — на расстоянии в несколько километров от береговой линии.

По мере удаления от берега изменяется не только интенсивность осаждения эолового материала, но и его гранулометрический состав. Как видно из данных, приведенных в табл. 1, в прибрежную зону поступают преимущественно песчаные частицы, хотя аэрозоль содержит достаточно большое количество пелитовой фракции. Характерно, что при незначительном удалении от береговой линии происходит коренная перестройка гранулометрического спектра. Так, на расстоянии всего лишь 70 м от уреза основу аэрозоля составляют пелитовые частицы, суммарное их содержание достигает 50% (фиг. 2). При удалении на 200—300 м количество их возрастает до 70—80% (см. табл. 1). Это свидетельствует о том, что на акваторию Азовского моря выносятся с пыльными бурями преимущественно тонкозернистые частицы, в то время как песок и крупный алеврит осаждаются преимущественно в береговой зоне.

Осаждение во время пыльных бурь больших объемов эолового материала способствовало образованию в верхнем слое осадков значительной части акватории водоема наилка с максимальной мощностью до 2 см (весной 1969 г.) и до 1 см (в 1984 г.). Наиллок имел коричневую окраску и четко отличался от ранее образовавшихся донных отложений, окрашенных в темно-серый цвет.

Сопоставление схем распределения основных литологических типов осадков, составленных по результатам съемок до и после пыльных бурь, позволяет проследить изменения, происшедшие в вещественном составе донных отложений под влиянием эоловых процессов. Обычно площадь, занятая глинистыми илами, составляет от 35 до 45% акватории водоема [11], а после пыльных бурь глинистыми илами оказывается покрыта большая часть дна Азовского моря. Так, весной 1969 г. ареал их распространения достигал 27,6 тыс. км², или 74,6% (фиг. 2, б). Подобная картина наблюдалась и весной 1984 г. (см. фиг. 2, в). Обычно огромный привнос пелитового материала сопровождается сокращением площадей развития мелко- и крупноалевритовых илов, песков и ракушняков. Явление это кратковременное, поскольку в период весенне-летних штормов тонкозернистый эоловый материал сносится на более низкие гипсометрические уровни дна.

Таким образом, аридность климата в Азовском море проявляется в активном поступлении в донные осадки эолового материала, привносимого из пустынь и полупустынь. Периодически повторяющиеся мощные пыльные бури зачастую приводят к временному факультативному замещению одного литологического типа осадка другим.

Эоловая взвесь характеризуется полиминеральным составом, что естественно, так как образование ее происходит за счет осадочного материала, поступающего из достаточно удаленных от береговой зоны регионов. На дальность переноса указывает различие в составе эолового материала и лёссовидных суглинков, обнажающихся в береговых обрывах Азовского моря (табл. 2). Прежде всего это проявляется в увеличении содержания в аэрозоле роговой обманки, эпидота, циркона, рутила, граната и уменьшении концентрации рудных минералов.

Анализ тяжелой и легкой подфракций показывает, что минеральный состав эолового материала существенно изменяется даже на ограниченном расстоянии. Как видно из табл. 2, в аэрозоле по мере удаления от берега возрастает количество рудных минералов и понижается содержание роговой обманки, пироксенов, ставролита, рутила, дистена, граната, т. е. налицо явление механической дифференциации терригенного материала по удельному весу под воздействием ветра. По-видимому, это является следствием не столько понижения ветровой активности, сколько тонкости исходных зерен рудных минералов. Отличается и минеральный

**Минеральный состав тяжелой подфракции эоловой взвеси, %
(фракция 0,1—0,05 мм)**

Место отбора проб, тип осадков	Черные рудные	Трудно-диагно-стируемые	Гидро-окислы железа	Лейкоксен	Пирит	Гранат	Роговая обманка	Пироксен
Ст. Приморская:								
пляж	26,1	4,4	27,8	5,2	4,4	4,4	2,6	4,3
в 70 м от уреза	36,4	6,5	6,5	5,6	19,5	3,9	2,2	0,9
в 300 м от уреза	43,6	5,3	19,1	11,7	9,6	2,1	—	1,1
Южная часть Таганрогского залива	11,3	11,3	28,3	4,2	4,2	2,8	5,6	4,2
Таганрогская терригенно-минералогическая провинция (лессовидные суглинки)	29,0	10,8	5,6	5,9	—	5,0	10,6	1,5
Донные осадки	26,8	6,6	5,6	6,0	—	6,0	6,6	0,3

Место отбора проб, тип осадков	Эпидот	Ставролит	Циркон	Рутил	Турмалин	Оливин	Дистен	Прочие
Ст. Приморская:								
пляж	7,8	2,6	2,6	4,4	—	—	3,5	0,9
в 70 м от уреза	3,4	1,7	3,9	3,9	1,3	0,4	3,5	0,4
в 300 м от уреза	5,3	1,1	—	—	—	—	—	1,1
Южная часть Таганрогского залива	5,6	4,2	9,9	2,8	—	1,4	—	4,2
Таганрогская терригенно-минералогическая провинция (лессовидные суглинки)	9,2	Ед. з.	13,7	5,1	1,0	—	2,0	0,6
Донные осадки	7,3	3,2	12,0	2,7	4,8	—	8,0	4,1

состав аэрозоля, осевшего в южной и северной частях Таганрогского залива, что свидетельствует о поступлении осадочного материала из разных минералогических провинций. Для эоловой взвеси южной половины залива по сравнению с северной характерны более высокие концентрации амфиболов, пироксенов, ставролита, оливина и особенно циркона, который становится по существу ведущим минералом тяжелой подфракции, уменьшается содержание рудных минералов.

При сравнении минерального состава тяжелой подфракции эоловой взвеси и донных осадков выявляется большое их сходство. Достаточно отметить близкие значения концентраций рудных минералов, эпидота, ставролита, рутила (см. табл. 2). Это позволяет сделать вывод о том, что, несмотря на многообразие источников поступления осадочного материала, роль эоловой взвеси в формировании минеральных ассоциаций донных отложений Таганрогского залива достаточно велика и, по-видимому, не уступает роли твердого стока Дона и абразии берегов.

Основой легкой подфракции является кварц, содержание которого обычно составляет более 50% (табл. 3). Представлен минерал остроугольными или полуокатанными зернами преимущественно алевритовой размерности. Достаточно много в составе аэрозоля полевых шпатов и особенно кислых плагиоклазов. Последние, как правило, в почвах и лессовидных суглинках Ростовской обл. и Краснодарского края встречаются в ограниченном количестве. Аномальные концентрации в эоловой взвеси кислых плагиоклазов могут служить доказательством поступления осадочного материала из отдаленных регионов.

Полиминерален состав коллоидной фракции эоловых наносов. Преобладающий минерал обычно гидрослюда, которая встречается в основном в виде изометричных или близких к ним по форме частиц. Постоянно и в значительных количествах в аэрозоле присутствуют каолинит и хлорит. По данным электронной микроскопии, каолинит представлен непра-

Минеральный состав легкой подфракции эоловой взвеси, % (фракция 0,1—0,05 мм)

Место отбора проб	Кварц	Полевые шпаты	Плагиоклазы кислые	Измененные зерна	Органо-генные обломки	Хлорит	Глаукофит
Ст. Приморская: пляж	55,9	12,6	4,6	14,7	5,9	—	4,9
в 70 м от уреза	53,7	11,4	4,9	11,7	14,2	0,9	2,5
в 300 м от уреза	55,1	10,6	4,0	11,4	14,3	0,9	1,4
Южная часть Таганрогского залива	35,0	7,7	1,2	3,1	2,3	0,4	0,4
Среднее по данным восьми проб	55,6	10,7	4,0	10,5	8,5	1,0	2,0

Место отбора проб	Халцедон	Органо-генные кремнистые обломки	Цеолиты	Микро-клин	Мусковит	Биотит
Ст. Приморская: пляж	—	—	—	—	—	—
в 70 м от уреза	—	0,6	—	—	—	—
в 300 м от уреза	0,9	—	—	0,3	0,3	0,9
Южная часть Таганрогского залива	—	—	50,0	—	—	—
Среднее по данным восьми проб	0,2	0,1	6,5	0,2	0,1	0,3

вильными, частично или полностью утратившими свою первоначальную форму частицами, реже правильными псевдогексагональными пластинками. Хлорит встречается в виде непрозрачных или слабoproзрачных частиц изометричного облика с четкими контурами. Реже обнаруживаются монтмориллонит и смешанослойные образования. В единичных пробах встречается палыгорскит (минерал-индикатор аридности климата питающих провинций), представленный волокнистыми агрегатами.

Полимиктовый состав тонкопелитовой фракции аэрозолей указывает на сложный характер поступления эолового материала. Преобладание гидрослюды и повышенные количества хлорита и в какой-то мере каолинита свидетельствуют о том, что данный комплекс минералов образовался в условиях умеренного климата, что характерно для почв Краснодарского края и западной части Ростовской обл. Присутствие палыгорскита является показателем переноса глинистых минералов на значительные расстояния. Как правило, поступление его связано с развеванием осадков высохших заливов, лагун, такыровых озер, где обычно образуются аутигенные магнезиальные силикаты [7]. По-видимому, палыгорскит выносится также из Сальских степей, а может быть, и полупустынь, прилегающих к Каспийскому морю.

По данным количественного рентгенодифрактометрического анализа, содержание кальцита колеблется от значений менее процента до 10% и реже более, составляя в среднем 5,1%. Кальцит встречается в виде лепешковидных или точечных образований. Обычно при удалении от береговой линии возрастает концентрация в аэрозоле карбоната кальция и увеличивается количество пелитоморфного кальцита. Среднее содержание CaCO_3 в аэрозоле северной части Таганрогского залива (5,3%) несколько выше, чем в южной (4,2%). В единичных пробах эоловой взвеси встречается доломит, указывающий, по-видимому, как и палыгорскит, на поступление осадочного материала из аридных областей.

Как правило, периоды активизации ветровой деятельности сопровождаются повышенной минерализацией остатков планктона непосредственно в водной толще, что приводит к обеднению донных осадков органиче-

Среднее содержание химических элементов в эоловой взвеси, осевшей на акватории Азовского моря, %

Место и время отбора проб	Mn	Ni	Cu	Pb	Zn	Co
1969 г.						
Взвесь, собранная со льда и снега	$7,2 \cdot 10^{-2}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$4,9 \cdot 10^{-3}$	$8,2 \cdot 10^{-4}$
1984 г.						
Взвесь, отобранная из воздуха	$11,0 \cdot 10^{-2}$	$14,2 \cdot 10^{-3}$	$19,5 \cdot 10^{-3}$	$10,0 \cdot 10^{-3}$	—	—
Взвесь, собранная со льда	$12,0 \cdot 10^{-2}$	$10,7 \cdot 10^{-3}$	$10,8 \cdot 10^{-3}$	$8,5 \cdot 10^{-3}$	—	—
Взвесь, собранная со снега	$4,2 \cdot 10^{-2}$	$4,6 \cdot 10^{-3}$	$4,4 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	—	—

ским веществом [3]. Однако в некоторых случаях усиление циркуляционных процессов, сопровождающееся пыльными бурями, может привести и к диаметрально противоположным последствиям. В частности, активизация ветровой деятельности весной 1969 и 1984 гг., сопровождавшаяся мощными пыльными бурями, способствовала поступлению на акваторию Азовского моря громадных масс осадочного материала, обогащенного органическим веществом. По данным З. В. Александровой [1], содержание $C_{орг}$ аллохтонного происхождения в эоловой взвеси достигало 2,6%. Все это привело к тому, что концентрация органического углерода в наилке Азовского моря возросла и составляла в 1969 г. 2,39% и в 1984 г. 2,1%. Эти величины значительно выше средних (1,78%) содержания органического углерода в осадках, образовавшихся при нормальных условиях [1]. Обычно периоды после пыльных бурь характеризуются изменением хода диагенетического процесса, вызывающим трансформацию газового режима на контакте водных масс и донных отложений, окислительно-восстановительного потенциала, усиление сульфатредукции. И как следствие, окисленная пленка осадков исчезает, возникает стагнация. Восстановительные условия способствуют интенсивной миграции значительной части биогенов и химических элементов из донных отложений в водную толщу, что также сказывается на характере седиментогенеза и прежде всего на геохимических процессах.

Тонкозернистость и обогащенность эоловой взвеси органическим веществом благоприятствовали поступлению в море с аэрозолями большого количества металлов. По данным количественного спектрального анализа аэрозоля, собранного с ледового покрытия в 1969 г., среднее содержание элементов в ней составляет, %: Mn $7,2 \cdot 10^{-2}$ (при колебании значений от $6,8 \cdot 10^{-2}$ до $7,6 \cdot 10^{-2}$), Pb $1,5 \cdot 10^{-3}$ ($1,1 \cdot 10^{-3}$ — $1,9 \cdot 10^{-3}$), Ni $3,0 \cdot 10^{-3}$ ($2,3 \cdot 10^{-3}$ — $4,0 \cdot 10^{-3}$), Zn $4,9 \cdot 10^{-3}$ ($3,0 \cdot 10^{-3}$ — $6,0 \cdot 10^{-3}$), Cu $1,9 \cdot 10^{-3}$ ($1,5 \cdot 10^{-3}$ — $2,3 \cdot 10^{-3}$), Co $8,2 \cdot 10^{-4}$ ($7,2 \cdot 10^{-4}$ — $1,0 \cdot 10^{-3}$). Всего с аэрозолем в море поступило, т: Mn 36 000, Ni 1500, Cu 950, Pb 750, Co 410, что соответственно в 2,9; 4,1; 1,6; 3,6; 4,5 раза превышает их поступление с материковым стоком Дона и Кубани в том же году.

Близки концентрации химических элементов и в пробах, собранных со снега в 1984 г. (табл. 4). Значительно богаче оказалась взвесь, отобранная из воздуха на высоте 5 м от поверхности почвы. Как видно из данных, приведенных в табл. 4, содержание в ней металлов в несколько раз выше, чем в эоловом материале, собранном со льда.

Поступление эолового материала и его захоронение со снегом и льдом привело к обогащению последних макро- и микроэлементами. И не случайно поэтому концентрация некоторых металлов здесь превышает содержание их в водной толще Азовского моря. Наиболее обогащенными оказались снег и лед южной части Таганрогского залива (табл. 5).

Среднее содержание химических элементов в снеге и водной толще Азовского моря, мкг/г

Место и время отбора проб	Mn	Ni	Cu	Pb	V	Co
Вода после таяния снега: северная часть Таганрогского залива	4,0	2,6	4,1	2,5	1,6	—
то же, южная часть	13,0	10,2	9,3	9,1	1,7	—
Вода до пыльной бури: поверхность	14,8	3,2	5,2	1,3	—	2,5
дно	17,3	3,6	5,6	1,8	—	2,9
Вода после пыльной бури: поверхность	17,1	3,3	5,8	1,6	—	2,6
дно	20,3	3,8	6,4	2,2	—	3,1

Несмотря на малый материковый сток рек Дона и Кубани в 1969 и 1984 гг., Азовское море благодаря эоловым наносам получило большое количество химических элементов, что не могло не сказаться на содержании их в водной толще и донных осадках. Интенсивное взаимодействие взвешенного материала с водой способствовало обогащению металлами водной толщи Азовского моря. Процессу десорбции в этот период благоприятствовали физико-химические условия, в частности дефицит кислорода и возникновение у дна заморных явлений, а также гидрохимические параметры среды седиментогенеза, постоянно изменяющиеся по мере переноса и осаждения осадочного материала эолового происхождения.

На значительный переход микроэлементов в водную толщу из взвеси, поступившей с эоловой пылью весной 1969 г., указывают более высокие по сравнению с 1968 г. содержания их в поверхностном слое по всей акватории Азовского моря (за исключением западного и юго-западного районов). В Таганрогском заливе и открытой части водоема по сравнению с предыдущим годом увеличилась концентрация элементов соответственно во взвеси поверхностного слоя и наддонного, мкг/л: Mn на 2,3 и 3,0; Pb на 0,3 и 0,4; Cu на 0,6 и 0,8. Содержание в водной толще Ni и Co изменилось незначительно — в среднем на 0,15 мкг/л (см. табл. 5).

Геохимическое поведение названных микроэлементов в водной толще Азовского моря позволяет сделать вывод о различной интенсивности перехода Mn, Ni, Cu, Pb и Co из твердой фазы в растворенное состояние при новых физико-химических условиях, сложившихся в этот период в Азовском море. Наибольшей геохимической подвижностью и способностью перехода из взвешенного состояния в растворенное обладают Mn, Cu и Pb, наименьшей — Ni и Co.

Поступление эолового материала сказалось и на концентрациях химических элементов в поверхностном слое осадков Азовского моря. Образовавшийся после пыльной бури 1969 г. слой преимущественно глинистых илов характеризовался более высокими максимальными содержаниями металлов по сравнению с аналогичными типами донных отложений предыдущего года, %: Mn на $0,6 \cdot 10^{-2}$, Pb $0,4 \cdot 10^{-3}$, Ni $0,2 \cdot 10^{-3}$, Cu $0,4 \cdot 10^{-3}$, V $0,8 \cdot 10^{-4}$. Как видно из данных, приведенных в табл. 6, в 1969 г. (по сравнению с 1968 г.) средние содержания Mn и Cu увеличились, а Ni, Pb и Co уменьшились. Колебания концентраций металлов наблюдаются и при сравнении результатов анализов донных осадков, собранных в октябре 1983 г. и в апреле 1984 г. Подобные изменения в химическом составе осадков свидетельствуют о двойственной роли аэрозоля, который способствует обогащению или разубоживанию концентраций химических элементов в донных отложениях водоема.

Особенно заметные увеличения содержания металлов произошли на участках, где до пыльных бурь были распространены мелкоалевритовые илы, крупные алевриты и ракушники. Западный район Таганрогского

Среднее содержание химических элементов в донных осадках Азовского моря, %

Время отбора проб	Mn	Ni	Cu	Pb	Co
Апрель 1968 г.	$5,1 \cdot 10^{-2}$	$5,0 \cdot 10^{-3}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$
Апрель 1969 г.	$5,5 \cdot 10^{-2}$	$4,6 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$
Октябрь 1983 г.	$5,3 \cdot 10^{-2}$	$2,6 \cdot 10^{-3}$	$3,1 \cdot 10^{-3}$	$2,9 \cdot 10^{-3}$	—
Апрель 1984 г.	$5,4 \cdot 10^{-2}$	$3,4 \cdot 10^{-3}$	$2,6 \cdot 10^{-3}$	$4,4 \cdot 10^{-3}$	$1,7 \cdot 10^{-3}$

залива отличается от остальной его акватории более высокими концентрациями химических элементов в донных осадках. Если в 1968 и 1983 гг. (до пыльных бурь) области повышенных их содержаний занимали лишь центральную часть западного района, то в 1969 и 1984 гг. (после пыльных бурь) они значительно расширились, что хорошо согласуется с общим увеличением ареала развития глинистых илов, которым обычно сопутствуют повышенные концентрации Mn, Pb, Ni, Co и Cu.

Центральная, наиболее глубоководная часть Азовского моря, представляющая собой халистатическую зону, как и до пыльных бурь, характеризуется накоплением глинистых илов и соответственно максимальным содержанием в них химических элементов. Несмотря на отсутствие существенных изменений гранулометрического состава донных осадков до и после пыльных бурь, концентрация Mn возросла на $0,1—0,6 \cdot 10^{-2}\%$, Pb уменьшилась на $0,1—0,4 \cdot 10^{-3}\%$, Ni — на $0,5—2,2 \cdot 10^{-4}\%$. Незначительные изменения отмечались и в концентрациях металлов в донных отложениях западного и юго-западного районов моря, где привнос эоловой пыли был, по-видимому, ничтожен. Не исключено также, что поступившие сюда в небольшом количестве эоловые наносы не смогли перейти в донные осадки.

При сравнении химического состава эоловой взвеси и образовавшегося после пыльных бурь наилка донных отложений наблюдается обеднение последнего металлами, что обусловлено рядом причин. Во-первых, не вся тонкозернистая фракция, привнесенная с эоловым материалом, успела осесть на дно моря, значительное ее количество могло находиться в водной толще во взвешенном состоянии. Во-вторых, на дно мог осесть материал, привнесенный с речным стоком и в результате абразии его берегов, что должно было способствовать обеднению осадков макро- и микроэлементами. В-третьих, как указывалось ранее, по мере переноса и осаждения часть элементов в результате десорбции переходит из взвешенной формы в растворенную.

Проведенные исследования показали, что геохимический процесс в Азовском море в значительной мере определяется поступлением эолового материала, привнесенного из прилегающих степей, полупустынь и пустынь. При этом его вклад настолько велик, что оказывает существенное влияние на химический облик донных осадков. По-видимому, и для других морских водоемов аридной зоны эоловый фактор существенно влияет на геохимию седиментогенеза. В Азовском море благодаря малому его объему геохимические процессы наиболее чутко реагируют на все изменения соотношений между основными составляющими седиментационного баланса.

Таким образом, своеобразие седиментогенеза в Азовском море, как и в других внутриконтинентальных морях аридной зоны, проявляется в процессах седиментации за счет постоянного эолового привноса терригенного материала с окружающей суши. Особенно значительное влияние на характер осадконакопления оказывают пыльные бури, после которых полностью меняется вещественный состав донных отложений. Специфичность природных условий питающих провинций нашла свое отражение и в минеральном составе аэрозоля и донных отложений, а именно в постоянном присутствии в аэрозоле доломита и палыгорскита (ми-

нералов-индикаторов аридности климата). Геохимический процесс в Азовском море также своеобразен благодаря непосредственному участию эолового материала в формировании химического состава осадков.

Литература

1. *Александрова З. В.* Органическое вещество в донных осадках Азовского моря// Изв. СКНЦ ВШ. Естеств. науки. 1975. № 1. С. 77—81.
2. *Аполлов Б. А.* Влияние эоловой аккумуляции на обмеление северной части Каспийского моря//Изв. Центр. Гидромет. бюро. 1927. Вып. 7. С. 273—275.
3. *Бронфман А. М., Дубинина В. Г., Макарова Г. Д.* Гидрологические и гидрохимические основы продуктивности Азовского моря. М.: Пищепромиздат. 1979. 288 с.
4. *Бронфман А. М., Спичак М. К., Хрусталеv Ю. П.* Влияние эоловых наносов на химический состав донных осадков Азовского моря//Географические проблемы изучения и освоения природных ресурсов Нижнего Дона и Северного Кавказа. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1971. С. 204—205.
5. *Бруевич С. В., Гудков М. П.* Атмосферная пыль над Каспийским морем//Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1954. № 4. С. 18—29.
6. *Панов Д. Г., Малик С. А., Спичак М. К.* О некоторых последствиях пыльной бури 1960 года в Азовском море: Автореф. науч.-исслед. работ Рост. ун-та, 1960. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1961. С. 139—140.
7. *Ратеев М. А.* Закономерности размещения и генезиса глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. М.: Наука, 1964. 288 с.
8. *Федосеев М. В.* Эоловая аккумуляция на Северном Каспии//Докл. АН СССР. 1950. Т. 75. № 6. С. 847—850.
9. *Хрипунов И. А.* Роль эоловой аккумуляции в донных отложениях Северного Каспия//Тр. ВНИРО. 1974. Т. 101. С. 32—36.
10. *Хрусталеv Ю. П., Мамыкина В. А.* Динамика донных осадков Азовского моря// Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977. С. 187—192.
11. *Хрусталеv Ю. П., Федюнина В. И.* Роль эолового фактора в современном осадко-накоплении Азовского моря//Докл. АН СССР. 1975. Т. 224. № 2. С. 434—436.

Институт океанологии АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
29.IV.1987

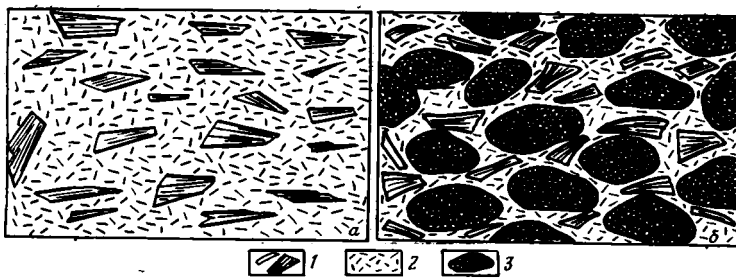
УДК 553.492(574.11+470.3)

**ЗНАЧЕНИЕ РЕНТГЕНСПЕКТРАЛЬНОГО МИКРОАНАЛИЗА
В ИЗУЧЕНИИ БОКСИТОВ
(НА ПРИМЕРЕ КМА И СЕВЕРНОЙ ОНЕГИ)**

СИРОТИН В. И., ЦЕПИН А. И.

Приведены основные результаты рентгеноспектрального изучения бокситов КМА и Северной Онеги на микроанализаторе MS-46 фирмы «Камека». Получены снимки сканирования в поглощенных электронах и характеристических рентгеновских лучах K_{α} -серии и запись концентрационных кривых главнейших восьми химических элементов бокситов. Уточнен химический состав породообразующих минералов (бёмита, гиббсита, бертьерина, гелеморфных фаз) из разных элементов структуры бокситов, выделены их типоморфные разновидности. Установлены ранее неизвестные маловодные («в цементе»), калийсодержащие (в бобовинах) и другие разновидности. Рентгеноспектральными исследованиями подтверждено существование определенных стадий в истории развития визейских бокситовых элювиально-осадочных комплексов.

Латеритные бокситоносные коры выветривания и продукты их перетолжения остаются до настоящего времени «трудными» объектами для изучения. Тонкодисперсность минеральных агрегатов, широкое распространение гелеморфных веществ, тонких механических смесей, иногда твердых растворов, явление эпитакиии и др. существенно ограничивают применение традиционных оптических методов исследований. Сложности изучения усугубляются для погребенных латеритных кор выветривания, так как продукты их претерпевают значительные вторичные диа- и катагенетические изменения с образованием аутигенных минералов и новых структур, особенно в бокситах [15, 16, 19]. Возникает необходимость не только диагностики тонкодисперсных агрегатов, но и выделения парагенезов минералов [9], принадлежащих к различным этапам истории коры выветривания. Однако эти трудности в значительной мере снимаются в результате применения современных методов исследования вещества: рентгеноструктурного анализа, растровой и просвечивающей электронной микроскопии, инфракрасной спектроскопии и др. Актуальной остается задача определения химического состава вещества бокситов по элементам их структуры (из обломков, бобовин, пеллет, пятен, цемента, прожилков, оторочек и др.), что требует весьма трудоемкого предварительного накопления монофракций. В этой связи очевидны преимущества рентгеноспектрального микроанализа. Теоретические возможности анализа с помощью электронного микронзонда описаны в работах [1, 26], но практические результаты изучения тонкодисперсных агрегатов в осадочных породах, в том числе и бокситах, появились в СССР несколько позднее [6, 10, 13]. Вместо сложных приемов накопления монофракций (а чаще — лишь только концентратов минералов), приводящих к уничтожению структур и текстур, и следовательно, к потере важнейшей генетической информации, минеральные фазы изучаются в их естественном, ненарушенном состоянии. Это позволяет характеризовать минералы в разных элементах структур (например, гиббсит в бобовине, цементе, в оторочке бобовин, в пятнах, прожилках и т. д.), т. е. изучать его типоморфные особенности, и разные минералы в одном и том же элементе структуры (например, бертьерин, бёмит, гиббсит и т. д. в бобовине). Данный метод незаменим при изучении гелеморфных фаз, сложно распределенных в бокситах. Диаметр (1—1,5 мкм) зонда позволяет изучать минеральные частицы с минимальным размером до 10 мкм. Достоинством метода является также возможность на основе минералого-



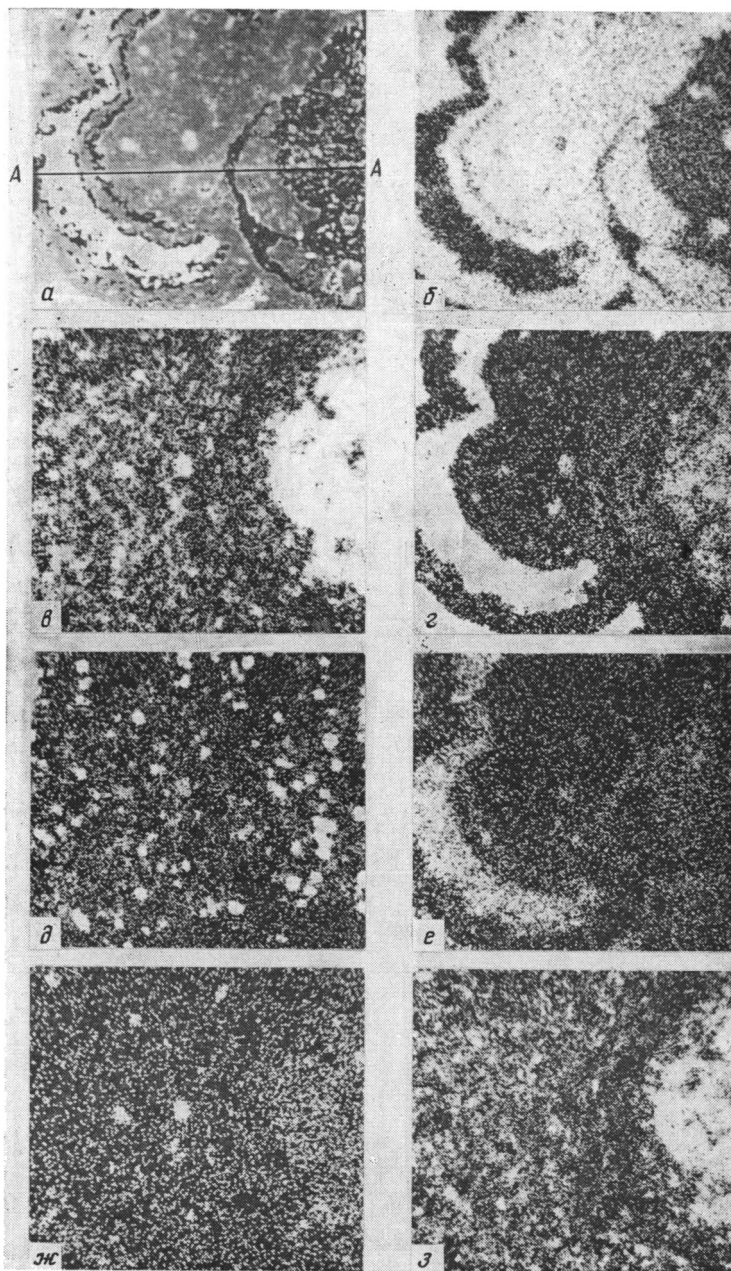
Фиг. 1. Обломочно-пеллетовая структура в бокситах Северной Онеги (зарисовка; скв. 315, Беловодская залежь)
 а — бокситовая порода с обломочной структурой; б — боксит с обломочно-пеллетовой структурой; 1 — чешуйки серицита и обломки глинисто-серицитовых пород; 2 — терригенная серицит-каолининовая масса с примесью бёмита и гиббсита; 3 — метаколлоидные пеллеты каолинит-бёмитового состава

петрографических исследований восстановить эволюцию бокситового вещества, т. е. получить важнейшую и достоверную генетическую информацию.

Опыт изучения древних латеритных кор выветривания и бокситов показал, что основным принципом эффективного использования рентгеноспектрального микроанализа является сочетание с традиционными геологическими методами (формационным, литолого-фациальным анализами, минералого-петрографическими исследованиями и др.) и с другими современными методами изучения вещества, прежде всего с рентгеноструктурным анализом.

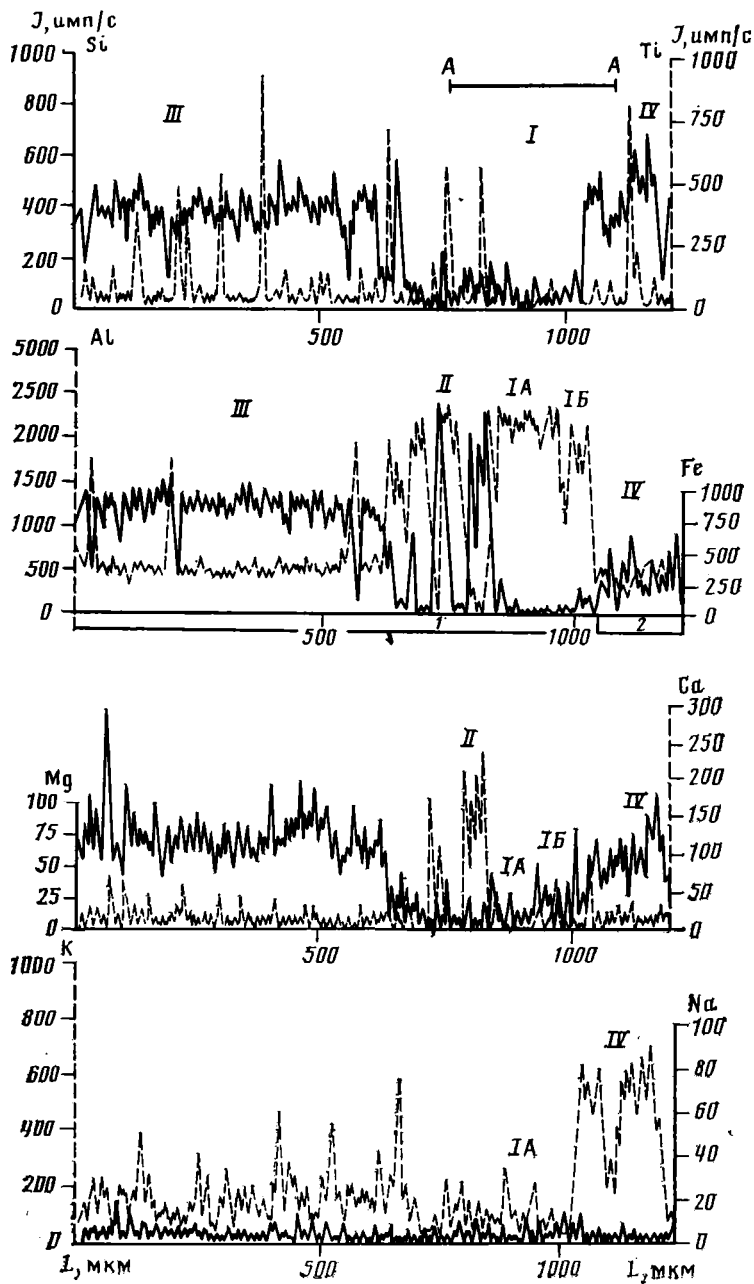
О СТРУКТУРНЫХ ОСОБЕННОСТЯХ БОКСИТОВ КМА И СЕВЕРНОЙ ОНЕГИ

Структуры и текстуры бокситов и бокситовых пород КМА и их эволюция детально изучены [12, 15, 18, 19, 24 и др.]. Основными структурными элементами бокситов являются пятна («очки»), бобовины (пеллеты), оторочки, цемент, а также макро- и микропоры. Структурные особенности бокситов Северной Онеги описаны многими исследователями [2, 5, 7, 8, 27, 28 и др.]. Анализ структурно-текстурных особенностей бокситов и бокситовых пород КМА и Северной Онеги указывает на их двойственную природу: бокситы — латериты, с одной стороны, безусловно, являются остаточными породами (*in situ*), поскольку они характеризуются реликтовой текстурой сланцев и метабазитов; но, с другой — они изменены в диагенетическую стадию (бобовые, пеллетовые, пористые и другие структуры). Осадочные бокситы, с одной стороны, перетолженные латериты (обломочные структуры), а с другой — сильно измененные в диагенезе породы (пеллетовые, «губчатые» и другие структуры). Изучение эволюции структур и последовательности преобразования бокситового вещества [15, 19, 24 и др.] является основой стадийного анализа, который оказался весьма плодотворным при изучении бокситов как Северной Онеги, так и других районов. Точка зрения ряда исследователей о двойственной природе бокситоносных отложений Северной Онеги [5, 7 и др.] доказывается установленной нами обломочно-пеллетовой структурой [25]. Образование ее (фиг. 1) сопровождается существенным изменением состава пород: первичный терригенно-суспензиальный осадок, состоящий из бурых гидроокислов железа и гелеморфного каолинита с примесью обломков гиббситовых бокситов и серицит-каолининовых пород, с тонкой пятнисто-узурчатой текстурой, постепенно замещается каолинит-бёмитовым гелем с примесью метаколлоидного гиббсита. Микроструктура породы при этом изменяется: вначале появляются неотчетливые, неправильной формы микроучастки рассеянной гелефикации размером не более 0,05 мм, а затем пеллеты — своеобразные микроконкреции размером 0,25×0,5 мм (см. фиг. 1); происходит существенное перераспределение вещества: вынос большей ча-



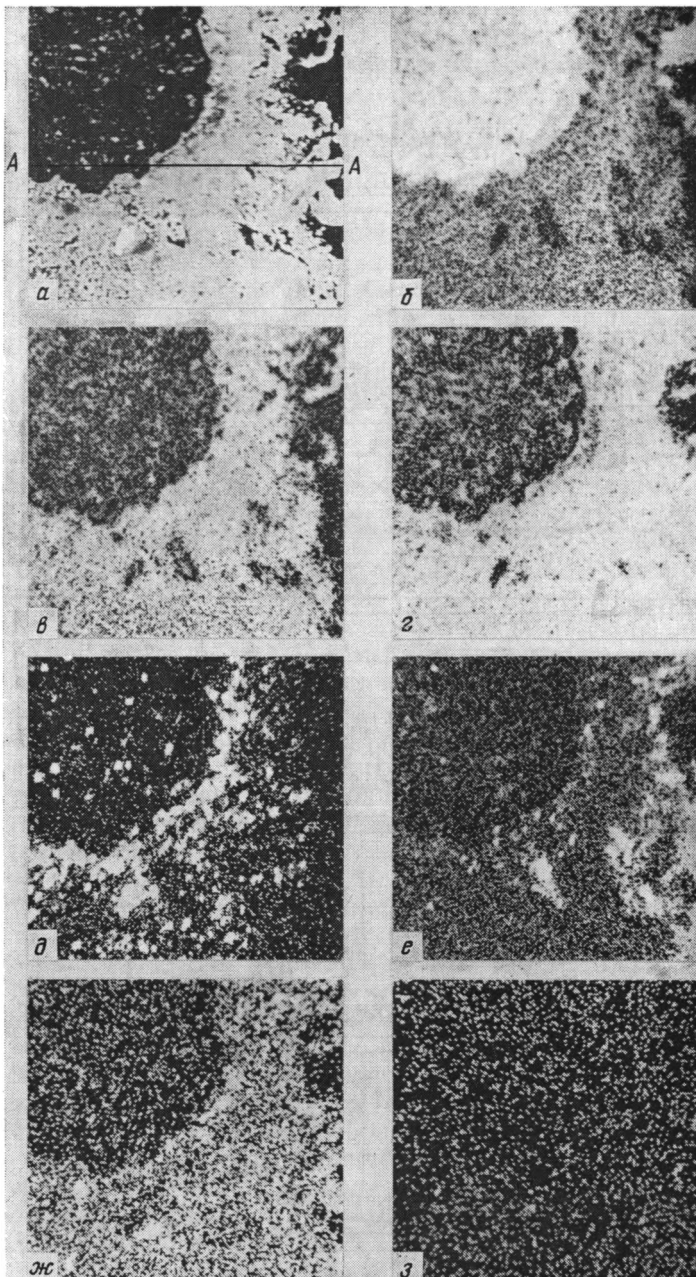
Фиг. 2. Снимки сканирования (300×300 мкм) в поглощенных электронах (а) и характеристических рентгеновских лучах (б—з) по линии А—А. Бёмит-сидеритовый сферолит, примыкающий к псевдобобовине. Макропористый реликтивно-псевдобобовый боксит (обр. 2047/11, Белгородский участок КМА): б — Al K_{α} ; в — Si K_{α} , г — Fe K_{α} , д — Ti K_{α} , е — Ca K_{α} , ж — Mg K_{α} , з — K K_{α}

сти гидроокислов железа (лишь незначительная их часть редуцируется и входит в состав бертьерина), одновременно исчезает кристаллический гиббсит и резко сокращается содержание серицита, а в пеллетах он отсутствует полностью. Происходит дальнейшее разложение алюмосиликатов и увеличение содержания свободного глинозема (бёмита). Порода приобретает ложнообломочную структуру. Формирование этой структуры-«оборотня» идет таким образом, что рождающиеся пеллеты внешне создают «обломочность» породы, в то время как в интерстициях их включены каолинит-серицитовые или гиббситовые настоящие обломки, имеющие весьма расплывчатые контуры. Образование пеллетовой

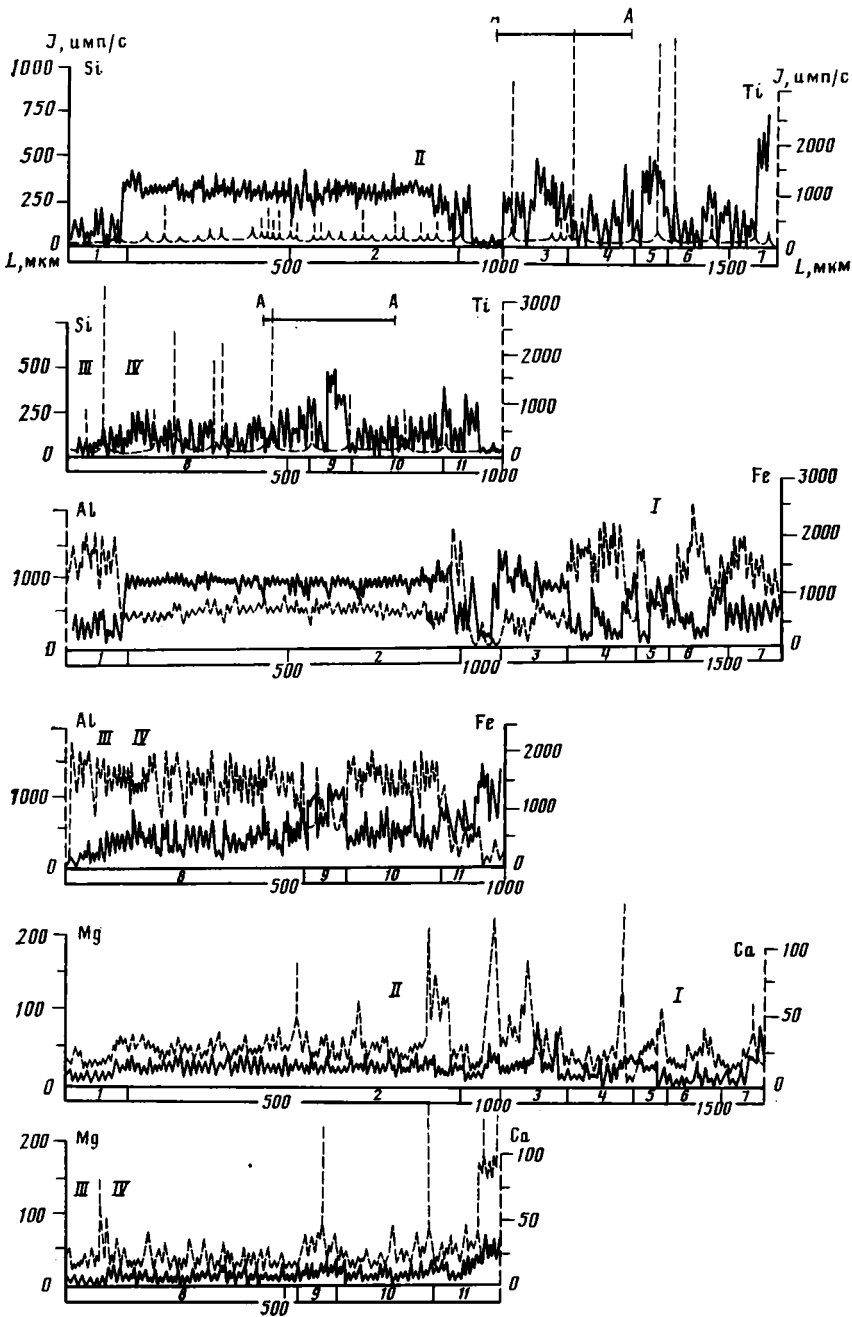


Фиг. 3. Концентрационные кривые сканирования восьми элементов по линии участка макропористого реликтово-псевдобовового боксита (обр. 2047/11)
 1 — псевдоцемент; 2 — псевдобововина. Фазы: IA — кристаллический бёмит, IB — метаколлоидный бёмит, II — сферолитовый сидерит, III — метаколлоидный бертьерин, IV — алюмокремнистый калийсодержащий гель (см. табл. 1, 3, 4, 7).

структуры относится к процессам последующего метасоматического преобразования осадка в обводненных, но проточных условиях [25]. Дальнейшая эволюция при более интенсивном промывном гидролизе (выветривании) приводит к образованию макропористых «глубчатых» бокситов существенно бёмитового состава. Установив механизм образования структур и текстур и их эволюцию, можно познать историю минералообразования и генезис бокситов. Для этой цели наиболее эффективен рентгеноспектральный микроанализ.



Фиг. 4. Снимки сканирования (300×300 мкм) в поглощенных электронах (а) и характеристических рентгеновских лучах (б—з) участка нераскристаллизованной псевдобобовины и прилегающего к ней псевдоцемента. Псевдобобовый плотный гиббсит-шамозитовый боксит (обр. 1804/9, Белгородский участок КМА): б — Al K_{α} , в — Si K_{α} , г — Fe K_{α} , д — Ti K_{α} , е — Ca K_{α} , ж — Mg K_{α} , з — K K_{α}



Фиг. 5. Концентрационные кривые сканирования шести элементов по линии участка псевдобовины и псевдоцемента (обр. 1804/9)
 1, 5, 7 — псевдобовина гиббсит-шамозитовая; 2 — псевдоцемент скрытокристаллический бертьериновый; 3 — псевдоцемент бертьериновый с сидеритом; 4, 6 — псевдоцемент шамозит-каолинитовый с гиббситом; 8, 10 — псевдобовина гиббсит-бертьериновая; 9 — псевдоцемент каолинит-шамозитовый; 11 — то же с сидеритом. Фазы: I — гиббсит, II — шамозит, III — гиббсит мелкокристаллический, IV — гиббсит аморфизованный

Ниже приводятся основные результаты рентгеноспектрального изучения бокситов КМА и Северной Онеги. Для анализа готовились прозрачные шлифы боксита без покровного стекла со специально обработанной поверхностью. Исследования проводились на микроанализаторе MS-46 фирмы «Камека» и включали как получение снимков сканирования в поглощенных электронах и характеристических рентгеновских лучей K_{α} -серии (фиг. 2, 4), так и запись концентрационных кривых (см. фиг. 3, 5) главнейших химических элементов бокситов (Al, Fe, Si, Ti и др.). Снимки сканирования для всех образцов были получены при ускоряющем напряжении 20 кВ. Скорость движения шлифа (время записи) определялась в зависимости от линейных размеров объекта. Главная задача исследований заключалась в уточнении состава породообразующих, второстепенных и акцессорных минералов, в выделении типоморфных особенностей с учетом их принадлежности к различным этапам истории бокситоносной формации. Особое место в исследованиях отводилось изучению состава бёмита, гиббсита, гелеморфных фаз и бертьеринов [20].

УТОЧНЕНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА МИНЕРАЛЬНЫХ ФАЗ

Химический состав минералов рассчитывался по концентрационным (корреляционным) кривым (см. фиг. 3, 5) с использованием стандарта и по специальной программе «Пума» на ЭВМ «Hewlett-Packard 9830A» [3]. Для расчета фаз выбирались участки корреляционных кривых с устойчивым поведением основных химических компонентов.

Минералы свободного глинозема. Как следует из данных, приведенных в табл. 1 и 2, химический состав основных породообразующих минералов бокситов — гиббсита и бёмита характеризуется более «жесткими» значениями содержаний химических компонентов: Al_2O_3 , SiO_2 и Fe_2O_3 , узким диапазоном колебаний и низким содержанием примесей. Ранее многими исследователями [12, 13, 18 и др.] указывалось на повышенное содержание в бёмите и особенно в гиббсите SiO_2 и FeO . Рентгеноспектральный микроанализ значительно уточняет содержание этих компонентов, и в частности показывает, что оно по данным ранее проведенных химических анализов завышалось, очевидно, в результате не тщательно отобранных фракций. Чем лучше раскристаллизованы гиббсит и бёмит, тем меньше в них примесей. В крупнокристаллическом (оторочковом) бёмите и гиббсите содержание основных компонентов близко к теоретическому (табл. 1, 2). Однако метаколлоидная форма бёмита характеризуется заметными содержаниями примесей. Наиболее высокие содержания Fe_2O_3 (сумма окисного и закисного железа) характерны для бурого метаколлоидного бёмита, но по мере раскристаллизации его содержание Fe падает. Очень низкие содержания Fe характерны и для метаколлоидного обеленного («глеевого») бёмита. Таким образом, в процессе раскристаллизации небольшая часть железа (1—2%) может все-таки захватываться кристаллической решеткой в основном в окисной форме [15, 18]. Бёмитов, полностью стерильных относительно Fe, не установлено.

Содержание SiO_2 также зависит от степени раскристаллизации бёмита, с той, однако, разницей, что хорошо окристаллизованный бёмит не содержит SiO_2 вовсе, а в глеевых метаколлоидных фазах содержание его колеблется от 0 до 1%.

Распределение TiO_2 в бёмитах в основном аналогично поведению Fe_2O_3 , что свидетельствует о том, что в процессе оглеения и раскристаллизации бёмита поведение Fe и Ti идентично [17].

Итак, распределение Fe в разновидностях бёмита и гиббсита указывает на неодинаковые условия преобразования бокситового вещества и позволяет выделить четыре парагенеза с участием минералов свободного глинозема: 1) кристаллический гиббситовый (гиббсит, гематит и реликты метаколлоидного каолинита и серицита); 2) метаколлоидный бёмитовый (бёмит, каолинит, гидроокислы железа); 3) глеевый скрыто-

Химический состав бёмитов из бокситов, мас. %

Номер пробы (фаза)	Структурный элемент породы	Типоморфные особенности, разновидности	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	SiO ₂	CaO	MgO	H ₂ O+	Σ
<i>КМА</i>										
1896/8 (III)	Основная масса («цемент»)	Метаколлоидный, бурый	75,77	7,48	0,53	2,42	—	0,25	14,30	100,75
2067/13 (I)	То же	Метаколлоидный, светло-бурый	81,74	4,18	0,12	0,39	0,08	0,12	14,30	100,94
2015/10 (II)	»	Тонкокристаллический	82,69	1,92	0,20	0,39	—	0,05	13,40	98,65
2083А/16 (II)	»	Метаколлоидный, осветленный	89,60	1,87	0,00	0,00	0,06	0,13	8,94	100,60
2067/13 (II)	»	Тонкокристаллический, серый	82,97	1,92	0,20	0,39	0,00	0,07	14,30	99,85
1895/8 (I)	»	Кристаллический	86,26	1,34	0,25	0,00	0,00	0,08	11,62	99,55
2047/11* (IA)	Сферолит-бёмито-сидеритовый	»	80,19*	0,41	0,00	0,75	0,01	0,02	17,87	99,67
2047/11 (IB)	Зона контакта сферолита и бобовины	Метаколлоидный, светло-бурый	77,49	4,00	0,00	0,00	0,01	0,03	18,77	100,30
1822/12 (III)	Оторочка вокруг реликта латерита	Кристаллический	85,14	2,04	0,20	1,05	0,00	0,13	11,62	100,18
1804/11 (II)	Бурое пятно в цементе	Микрозона раскристаллизации	86,08	1,02	0,10	0,56	0,00	0,21	10,73	98,69
<i>Северная Онега</i>										
315/1 (I)	Обломок	Метаколлоидный с каолинитом	72,90	3,18	1,88	6,27	0,08	0,13	15,19	99,63
315/1 (II)	»	Метаколлоидный	77,77	0,80	2,25	0,58	0,13	0,13	18,77	100,43

* В бёмите содержится, кроме того, 0,42% K₂O.

Примечание. В этой, а также в табл. 2—4 использован микроанализатор MS-46 фирмы «Камека». Аналитик А. И. Цепин.

Таблица 2

Химический состав гиббситов из бокситов, масс. %

Номер пробы (фаза)	Структурный элемент породы	Типоморфные особенности	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	SiO ₂	MgO	CaO	K ₂ O	H ₂ O+	Σ
<i>КМА</i>											
2015/10 (III)	Оторочка	Гексагональные кристаллы	0,02	1,45	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	33,96	105,55
2067/13 (III)	»	Пластинчатые кристаллы	68,89	1,62	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00	27,70	98,33
1804/9-1 (I)	Бобовина	Частично аморфизованный	60,88	2,42	0,00	2,29	0,00	0,00	0,02	33,06	100,67
1804/9-2 (I)	»	Мелкокристаллический	63,64	0,00	0,00	2,29	0,18	0,04	0,01	33,69	99,85
1804/9-2 (II)	»	Аморфизованный	62,16	13,30	0,00	9,18	0,40	0,18	0,11	14,74	100,07
<i>Северная Онега</i>											
1278/31 (II)	Обломок	Метаколлоидный	63,09	0,86	1,17	0,00	0,00	0,18	0,00	34,85	100,15
315/8-1	Обломок боксита	Слабо раскристаллизованный	63,66	1,23	0,00	0,30	0,00	0,00	0,00	34,85	100,04
315/8-3 (III)	То же	Метаколлоидный	58,48	0,73	0,35	3,06	0,00	0,21	0,06	37,53	100,42

кристаллический (бёмит, каолинит с примесью гиббсита); 4) кристаллический бёмитовый (тертьерин, бёмит, каолинит с примесью гиббсита и диаспора). Первый и второй парагенезисы отвечают условиям латеритного выветривания, глеевый указывает на преобразование вещества в континентальных условиях проточного болота, а последний — на преобразование в полустойных условиях аккумулятивной болотно-лагунной равнины.

Бертьерины¹ (шамозиты). Установлено, что бертьерины в виде минеральных раскристаллизованных агрегатов более широко распространены в цементе и ограниченно — в бобовинах, в которых они заменяются метастабильными и более высокоглиноземистыми оптически, а иногда рентгеноаморфными фазами (гелями) с довольно непостоянным составом. В зоне бокситов по содержанию основных химических компонентов (Al_2O_3 , SiO_2 и FeO) они характеризуются относительно постоянным составом (табл. 3), на что обращалось внимание и ранее [22]. Из данных, приведенных в табл. 3, видно, что колебания этих компонентов находятся в следующих пределах, %: Al_2O_3 — 27,49—32,68, FeO — 32,46—39,32, SiO_2 — 19,36—23,51; более высокие (>25%) содержания SiO_2 и низкие (<30%) FeO свидетельствуют о наличии примесей (каолинита, гематита, бёмита, а также аморфных фаз SiO_2 и Al_2O_3). Однако за пределами зоны бокситов встречаются менее железистые (FeO — 30—25%), более кремнеземистые (SiO_2 — 25—30%) шамозиты с кремневым модулем 1,0—1,2 [11]. Уменьшение кремневого модуля до $\leq 1,2$ фиксируется появлением примеси каолинита. Можно, таким образом, говорить о существовании механически тончайших смесей с разным соотношением каолинита и бертьерина. В бокситах эти минералы образуют часто более грубые смеси и легко определяются микроскопически.

Проведенные исследования показали, что все бертьерины являются магниесодержащими. Ранее допускалось образование их в довольно широком диапазоне фациальных условий [11, 12, 23 и др.] — от континентальных до лагунно-морских. Теперь стало очевидным, что диапазон фациальных условий их образования значительно более узкий и не выходит за пределы лагунных условий, а бертьеринов, возникающих в континентальных условиях, в том числе субаэральных латеритных, видимо, не существует. Об этом же свидетельствуют своеобразные магниевые «отстойники» в цементе, представленные каолинитоподобными магниесодержащими гелями (табл. 4, обр. 1822, фаза II). В то же время вполне возможно выделение типоморфных разновидностей бертьерина по содержанию MgO , в частности все так называемые бертьерины II генерации оказываются более магниесодержащими по сравнению с шамозитами I генерации; особенно это относится к бертьеринам подзоны дебокситизации и осадочным из перекрывающих лагунно-морских отложений.

Гелеаморфные фазы. К гелеаморфным относятся, в нашем понимании, не только рентгеноаморфные, но и все оптически аморфные фазы [29]. Проанализированные гели (см. табл. 4) относятся как к бобовинам, так и к цементу.

Гели цемента. Среди них ранее нами выделялись [20]: каолинитовые, шамозитовые, бёмитовые и их смеси. Рентгеноспектральный микроанализ полностью подтвердил существование этих смесей и одновременно позволил выделить новые важные в генетическом отношении фазы.

1. Железистые бурые гели. Установлены в центральной части основной массы губчатых или макропористых реликтово-бобовых бокситов [18, 19 и др.] как реликтовые микроучастки. Они первичны ко всем формам кристаллического бёмита. Рассматривались нами [20] как реликты первичного латерита, состав их слабо изучен из-за сложности выделения монофракции. Для анализа с помощью микрозонда был выбран участок размером $0,5 \times 0,85$ мм (см. табл. 4, обр. 1822/12) с реликтовой

¹ По мнению ведущих специалистов рентгеноструктурного анализа (Б. Б. Звягина и др.) двуслойные шамозиты с каолинитовой структурой правильнее называть *бертьеринами*.

Химический состав метакolloидных бертьеринов из бокситов КМА

Номер пробы (фаза)	Структурный элемент породы	Типоморфные особенности (цвет)	Al ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	SiO ₂	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O+	Σ
1804/9 (II)	Основная масса («цемент»)	Буровато-зеленый	29,94	38,00	0	20,68	0,83	0,04	0	0,01	9,83	99,41
2067/13 (I)	То же	»	27,69	39,32	0	23,19	2,21	0,03	0	0	3,04	100,48
2059/4 (III)	»	»	32,68	37,16	0,65	19,94	1,23	0,07	0,13	0	7,15	99,01
1896/8 (IV)	»	»	27,99	38,42	0,23	19,36	1,59	0,06	0	0	11,17	98,82
2015/10 (I)	»	Зеленый с трещинками	27,69	39,37	0	23,17	2,21	0,03	0	0	8,94	101,41
2083A/16 (III)	»	Зеленый	31,09	38,48	0	21,65	1,18	0,17	0	0	7,60	100,17
2047/11 (III)	»	Буро-зеленый	28,99	32,46	0,20	23,51	2,04	0,10	0	0	12,51	99,81
2853/3 (I)	»	»	29,98	28,46	0	28,23	2,09	0,06	0	0	11,62	100,44
1804/11 (II)	»	Бурый	27,49	35,73	1,81	22,95	2,50	0,08	0	0	9,83	100,40
2015/7 (II)	Бобовина	Метакolloидный	30,79	28,65	0,30	18,69	1,39	0	0,08	0,04	19,66	99,60

Химический состав гелей из бокситов (микроанализатор MS-46 фирмы «Камека»), мас. %

Номер пробы (фаза)	Структурный элемент	Разновидности геля	Al ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	SiO ₂	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O+	Σ
<i>КМА</i>												
1822/12 (I)	Основная масса («цемент»)	Бурый (реликт латерита)	30,96	45,89	1,40	20,75	0,93	0,07	0	0,02	0	100,02
1822/12 (IA)	Микропятна	То же	74,56	14,81	0,50	8,19	0,53	0,04	0	0,01	1,34	99,88
1822/12 (II)	»	«Отстойник» среди бёмита	28,84	4,71	2,57	30,42	14,08	0,04	0	0,04	16,08	96,78
1896/8 (II)	»	Бурый	65,60	18,30	0,33	10,12	0,73	0	0	0	4,47	99,55
1822/12 (IV)	Бобовина	Грязно-зеленый	40,65	2,50	1,97	27,14	0	0	0	1,65	24,13	98,04
2059/4 (I)	»	Зеленовато-серый	30,35	7,44	0,72	6,72	0,51	0,46	0,11	0,04	53,62	99,97
2059/4 (II)	»	»	48,91	4,12	0,72	5,82	0,50	1,13	0	0	38,42	99,62
2015/7 (III)	»	Серо-зеленый	38,51	17,55	0,21	5,17	0,41	0,04	0,28	0,08	36,44	98,69
1826/7 (I)	Бобовина (периферия)	»	38,88	1,07	0,12	46,27	0,73	0,04	0	2,11	11,62	100,84
2047/11 (IV)	Бобовина	»	22,26	7,67	1,52	27,51	1,36	0,06	0,11	4,15	34,85	99,49
<i>Северная Онега</i>												
1278/31 (IV)	Обломок	Светло-серый, белый	51,20	1,10	1,18	29,09	0,0	0,04	0,00	0,00	17,87	100,48
315/1 (II)	Цемент	Бурый	31,01	38,64	1,22	1,39	0,23	0,20	0,00	0,00	27,25	99,94
315/8-3 (I)	Пеллета	Светло-серый, белый	45,13	1,44	0,95	30,78	0,17	0,07	0,00	0,06	22,34	100,94

плойчатой текстурой сланцев, густо окрашенный в бурый цвет, без признаков раскристаллизации (фаза I), но с мельчайшими микропятнами размером около $0,01 \times 0,01$ мм, менее железистыми, светло-бурыми (фаза IA). Состав его оказался неожиданным: фаза I (основная масса) — высокожелезистая, с кремневым модулем 1,5, без щелочей, безводная и, видимо, рентгеноаморфная; фаза IA (осветленные микропятна) — высококачественная маловодная с кремневым модулем, отвечающим высококачественному бокситу (9,1), но значительно менее железистая, чем фаза I. Бёмит, возникающий при раскристаллизации этого геля (см. табл. 1, обр. 1822/12, фаза III), также характеризуется некоторым недостатком воды. Таким образом, в бокситах впервые доказана маловодная фаза свободного глинозема, существование которой, по данным химических анализов, предполагалось и ранее. Возможно, что обезвоживание и ожелезнение «запечатанных» бурых гелей происходило в процессе раскристаллизации бёмита, поэтому можно предположить, что состав их до раскристаллизации был более водным.

2. Гели серо-зеленые, «запечатанные» внутри кристаллического агрегата бёмита (см. табл. 4, обр. 1822/12, фаза II). Особенностью их состава является аномально высокое содержание окиси магния, это своеобразные магнизальные и титанистые «отстойники», маложелезистые с «каолинитовым» соотношением Al_2O_3 и SiO_2 . Формирование их состава, видимо, происходило также в процессе раскристаллизации бёмита в магнийсодержащей среде и миграции избыточных примесей в «отстойники».

3. Бурые железисто-кремнистые алюмогели, маловодные (см. табл. 4, обр. 1896/8); их раскристаллизация приводит к возникновению зернистого агрегата бёмита с заметной примесью бертьерина, иногда каолинита. Рентгенограммы гелей из цемента показывают, что они практически не содержат аморфных фаз и сложены скрытокристаллическими или отчетливо кристаллическими бертьерином, бёмитом, каолинитом.

Таким образом, «цемент» бокситов КМА — это смесь порообразующих минералов бёмита, бертьерина, каолинита, иногда гиббсита и окислов железа в различных соотношениях.

Гели бобовин. Состав и строение бобовин детально рассмотрены в работах [15, 19 и др.]. Сложности выделения гелей бобовин в чистом виде затрудняли определение его состава. На основании валовых химических анализов и микроскопических исследований были установлены широкие вариации его состава — от бёмита до бертьерина, от бертьерина до каолинита и т. д. Рентгеновский микроанализ позволил уточнить состав гелей бобовин (см. табл. 4). Они сложены иногда почти полностью бертьерином (зона III) или каолинитом (подзона дебокситизации). Но среди серо-зеленого гранулярного геля бобовин (подзона бокситов) удалось выделить две разновидности.

1. Гели высокоглиноземистые (с небольшим или средним содержанием железа) характерны для «дырчатых» безгиббситовых бобовин (см. табл. 4, обр. 2059/4, фаза I—II; обр. 2015/7, фаза III) в макропористых реликтобобовых бокситах [18, 19], но встречаются также в аморфизованных гиббситовых бобовинах (обр. 2015/7, фаза III); состав их сильно варьирует, отличается от состава бертьерина повышенной глиноземистостью, резким сокращением содержания железа и кремнезема. Дают чрезвычайно пеструю картину распределения с гиббситом: это тонкие механические смеси, образуемые в результате прорастания гиббсита гелем.

2. Гели алюмокремнистые, калийсодержащие, значительно менее глиноземистые; характерны для более плотных бокситов с невыщелоченными бобовинами (см. табл. 4, обр. 2047/11, фаза IV; обр. 1826/7, фаза I), в которых иногда сохраняются реликты аморфизованного метаколлоидного гиббсита. Содержание воды в первой разновидности завышено, вероятно, вследствие повышенной пористости бобовин.

Рентгенограммы гелей первой разновидности (табл. 5) свидетельствуют о присутствии рентгеноаморфной фазы в смеси с бертьерином и бёмитом несовершенной структуры; по мере раскристаллизации структура

Рентгеновская характеристика гелеаморфных фаз из бобовин остаточных бокситов КМА

<i>l</i>	<i>d</i> , Å	<i>l</i>	<i>d</i> , Å	<i>l</i>	<i>d</i> , Å	<i>l</i>	<i>d</i> , Å	<i>l</i>	<i>d</i> , Å	<i>l</i>	<i>d</i> , Å	<i>hkl</i>
5	6,96	10	7,02	1	7,05	8 дв.	7,09	1	6,90			0,01 Ш
3	6,4	3	6,4	10	6,16	8 дв.	6,09		6,2	1	6,8	020 Б
						1 р	4,62	4 р	4,55			020 Ш
								10	3,97			110 Д
				1	3,92	1 р	3,88	1	3,94			021 Ш
4	3,49	8	3,51	4	3,55	8	3,51	1	3,55			(120β) Б; 002 Ш
								10	3,48			002 Ш
										2	3,35	(006; 024) 2M ₁
								2	3,30			(024; 006) 2M ₁
2	3,19	4	3,17	10	3,18	8	3,16	2	3,13			021 Б
1	2,98	1	(2,95)	1	3,05	1 р	(2,97)	1 р	(2,97)			
								1 р. дв.	2,82			(130β) Д
		1 р	2,70			1 р	2,78			3	2,70	022 Ш _о ; (023) 1M
		6	2,67			5	2,68	4	2,67			030 Ш _м
				2	2,60	1	2,59	6	2,56			(131β) Б; 130 Д
3	2,53	5	2,52	2	2,53	8	2,52	4	2,49	4	2,52	002 Ш; (008) 2M ₁
		6	2,41			1	2,39	4	2,39			202 Ш _м
2	2,34	4	2,34	8	2,37	8	2,33	2	(2,35)	3	2,36	031 Б; (111β) Д
								6	2,31			111 Д
		1	2,28									132 Ш _м

Таблица 5 (окончание)

<i>l</i>	<i>d</i> , Å	<i>l</i>	<i>d</i> , Å	<i>l</i>	<i>d</i> , Å	<i>l</i>	<i>d</i> , Å	<i>l</i>	<i>d</i> , Å	<i>l</i>	<i>d</i> , Å	<i>hkl</i>
1	2,15	3	2,13			2	2,14	8	2,14			202 Ш ₀ (210; 121) Д
				1	(2,07)	2	(2,04)	8	2,08			140 Д
		4	2,00					3	1,988			(131β; 060β) Б
								1	1,881			132 Ш _м
1 p	1,764	3	1,763	1	1,786	1	1,774	3	1,771			060 Б; 203 Ш ₀
		3	1,719			<1 дв.	1,714	5	1,719			241 Ш ₀
								10	1,640			221 Д
		3	1,666	3	1,680	6	1,668					133 Ш _м ; 151 Б
						1 p	1,607	4	1,609			240 Д
										2	1,584	(250β) Б
3	1,559	1	1,561	1	1,563	6	1,561	4	1,552			(060; 331) 2M ₁
												240 Б;
												331 Ш ₀ ; 060 Ш
												060 Д;
1	1,521	1	1,523			5	1,528	4	1,519			(221, 080) Б, 330 Ш ₀
						3	1,491					061 Ш

Примечание. 1 — обр. 1987/25а — светло-зеленовато-серый гель: бертьерин, бёмит и аморфная составляющая, структура минералов несовершенна; 2 — обр. 1959/9а — грязно-зеленый гель: бертьерин и бёмит с несовершенной структурой; 3 — обр. 1987/25б — светло-серый гель, «дырчатый»: бертьерин, бёмит и аморфизованная слюдоподобная фаза; 4 — обр. 1986/10а — грязно-зеленый гель, «дырчатый»: бертьерин, бёмит с отчетливой структурой, примесь аморфной фазы; 5 — обр. 1960/24а — грязно-серый гель с порфиловыми кристаллами бёмита и «иголочками» диаспора; структура минералов отчетливая, примесь аморфной фазы; 6 — обр. 1959/9в — светло-зеленовато-серый гель, плотный без «дырок»; структура крайне несовершенна — преобладает аморфная фаза со слабыми рефлексами слюдоподобного минерала. В табл. 5 и 6: Ш — шамоцит, Ш_м — шамоцит моноклинный, Ш₀ — шамоцит ортогональный, Б — бёмит, Г — гибсит, Д — диаспор, К — каолинит, 2M₁ и 1M — слюда.

Рентгеновая характеристика пеллет из бокситов Северной Онеги

1		2		hkl
<i>l</i>	<i>d</i> , Å	<i>l</i>	<i>d</i> , Å	
3	7,2	1р	(6,8)	001К
10	6,16	6	6,15	020 Б
4	4,82	10	4,85	002 Г
4	4,34	7	4,34	020 Г; $\bar{1}\bar{1}0$ К
1	4,13			$\bar{1}\bar{1}\bar{1}$ К
4	3,58			(120β) Б
		6	3,52	
		3	3,33	
		8	3,17	
10	3,16			120 Б
		4	2,71	
2	2,58	4	2,58	(131β) Б; $2\bar{0}\bar{1}$ К
1	2,49			$\bar{1}\bar{3}\bar{1}$, 200) К
		5	2,47	
		5	2,39	
10	2,34	5	2,33	031 Б; ($2\bar{0}\bar{2}$, $\bar{1}\bar{3}\bar{1}$) К
		4	2,27	
1	2,18	4	2,18	220 К
3	2,06	8	2,05	(131β; 060β) Б; $\bar{2}\bar{2}\bar{2}$ К
3	1,988	6	1,992	($2\bar{0}\bar{3}$, $\bar{1}\bar{3}\bar{1}$) К; (131; 060) Б
		3	1,911	
10	1,856	4	1,962	200 Б; 042 К
		4	1,808	
1	1,774			160 Б; 004 К
		4	1,757	
		4	1,693	
6	1,662	4	1,662	151 Б; 133 К
		1 р. дв.	1,598	(250β) Б
2	1,528	1 дв.	1,531	(224; 080) Б
		1	1,491	
6	1,490			(060; $\bar{3}\bar{3}\bar{1}$, $3\bar{3}\bar{1}$) К
6	1,452			(231; 250) Б; 330 К
3	1,435	5	1,456	(090β; 081β) Б; 005 К

Примечание. 1 — обр. 315/12 — пеллета каолинито-бёмитового состава с примесью метаколлоидного гиббсита; для каолинита характерна крайне неупорядоченная структура; 2 — обр. 315/13 — пеллета гиббсита бёмитового состава с примесью крайне неупорядоченного каолинита.

минералов становится более совершенной, а аморфная фаза исчезает. Показательно, что в составе геля второй разновидности часто содержится примесь слюдоподобного минерала. Нечеткие и слабые рефлексы слюды $2M_1$ особенно характерны для бобовин, целиком состоящих из аморфизованной фазы (см. табл. 5, обр. 1959/9в); рентгеноспектральный микроанализ позволил установить, что эта фаза (см. табл. 4, обр. 2047/11 и 1826/7) по содержанию Al_2O_3 и SiO_2 близка каолиниту или высокоглиноземистому мусковиту ($Al_2O_3/SiO_2 = 0,80-0,85$), маложелезиста и содержит примесь MgO . Переход от второй к первой (более высокоглиноземистой) разновидности (см. табл. 4, обр. 1822/12) характеризуется уменьшением содержания K_2O и MgO и появлением отчетливой бёмитовой фазы.

Рентгенограммы гелеморфных фаз из пеллет бокситов Северной Онеги (табл. 6) показывают, что они представляют тончайшую смесь скрытокристаллического бёмита и гиббсита с примесью неупорядоченного каолинита. Начальные стадии пеллетообразования характеризуются лишь примесью бёмита, а конечные — мономинеральным бёмитовым составом. Таким образом, в отличие от цемента гели бобовин и пеллет значительно менее дифференцированы, метастабильны и нередко содержат рентгеноаморфную фазу.

Вычленение стадий в бокситовом элювиально-осадочном комплексе производится на основе изучения парагенезисов минералов и последовательности их образования. Рентгеноспектральный микроанализ помогает при этом определить состав труднодоступных и трудноопределимых фаз.

Для латеритной стадии, как известно, очень важно, обоснование перехода от алюмосиликатов к минералам свободного глинозема, от неупорядоченного каолинита к гиббситу, бёмиту и др. На основании минералогических исследований ранее [15, 18, 19 и др.] обосновывался тезис о роли гелеморфных фаз, в частности первичного геля в бёмитовых профилях, вторичных гелей в преобразовании гиббситового профиля. Существование первичного железисто-кремнистого алюмогеля подтвердилось по данным рентгеноспектрального микроанализа (см. табл. 4, обр. 1822/12, фаза I). Исследование реликта первичного латерита (геля) неожиданно показало не только его избыточный (по сравнению с каолинитом) глиноземистый состав [20], но и его безводность, высокую железистость, а также наличие равномерной очень тонкой вкрапленности в виде микропятен маловодного геля (см. табл. 4). Какова природа безводности и маловодности — первичная или вторичная, диагенетическая? Ответ на этот вопрос не может быть пока однозначным. Несомненно, что кристаллический бёмит вторичен по отношению к гелю первичного латеритного профиля, но несомненно и то, что в процессе старения и раскристаллизации бёмита состав первичного геля мог изменяться, в частности, обезвоживаться в процессе диа- и катагенеза.

Рентгеноспектральные исследования имеют чрезвычайно важное значение для обоснования латеритно-диагенетической стадии. Это очень пестрая в геохимическом отношении стадия [22, 24] разделяется на подстадии — субаквального и субаэрального диагенеза (выветривания). Субаквальный диагенез хорошо иллюстрируется бертьеринизацией, образованием псевдобобовых плотных бокситов, гелефикацией гиббсита и четким обособлением «псевдобобовин» (пеллет) от цемента. В бобовинах образуется алюмокремнеземистая фаза (см. табл. 4, обр. 1822/12, фаза IV) с повышенным содержанием калия, распределенного равномерно по всей площади бобовины и, таким образом, не связанного ни с каким конкретным минералом (см. фиг. 2, з). Повышенное содержание калия можно объяснить, во-первых, тем, что калий — реликтовый элемент, связанный с серицитом или продуктами его распада; во-вторых, тем, что он заимствован из лагунно-морских вод в процессе диагенеза [25] или поступал в бокситы с мельчайшими капельками водяной пыли, мобилизованной с поверхности рядом расположенных лагунно-морских водоемов. Реликты серицита нередко присутствуют в бокситах КМА как в цементе, так и в бобовинах. Однако в исследованных фазах реликтовый серицит не установлен. Поэтому с учетом анализа палеоландшафтной обстановки бокситообразования и характера распределения калия в бобовинах (см. фиг. 2, 4) механизм адсорбции калия из лагунно-морских вод с последующим образованием слюдоподобного геля представляется вполне реальным [25]. Рентгеноспектральные исследования показали, что бобовины и пеллеты в бокситах — это пестрый неустойчивый (вероятно, правильнее — неустоявшийся) мир вещества, открытый к дальнейшим изменениям. Именно этим обстоятельством объясняется возможная избирательная адсорбция калия, которая доказывается повышенными содержаниями («всплесками») этого элемента при гелефикации гиббсита в пятнах-бобовинах, отсутствием прямой корреляции в содержаниях калия и кремния, что их резко отличает от реликтов серицита. Если в дальнейшем наступают условия супераквального, а затем — и субаэрального диагенеза, идентичные специфическому латеритному выветриванию, включается механизм преобразования пятен-очков с гиббситом, детально рассмотренный ранее [18, 19]. Рентгеноспектральные исследования подтверждают процесс выщелачивания бобовин, при ко-

тором растворяется не только гиббсит, но и калийсодержащие гели (см. табл. 4). Они становятся «дырчатыми», в конечном счете полностью растворяются, калий и кремний выносятся, алюминий мигрирует в основную массу породы — происходит интенсивная бёмитизация по схеме алюминиевого автометасоматоза, в результате образуются «губчатые» или тонкодисперсные высококачественные бокситы [19]. Становится более понятным механизм образования так называемых псевдобовин: с позиций метасоматоза и перераспределения вещества на подстадии субаквального диагенеза псевдобовина — хемогенное метасоматическое образование, поэтому приставка «псевдо» в данном слове является данью традиции. Итак, калийсодержащие гелии, как и бертьерины цемента, образовались в условиях субаквального диагенеза, высокоглиноземистые «дырчатые» гели — в условиях проточного диагенеза, идентичного выветриванию [4]. Специфическое выветривание на латеритно-диагенетической стадии подтверждается распределением и изменением состава сидерита в бокситах. В табл. 7 приведен состав сидеритов, полученный микроанализатором, который принципиально близок к составу сидеритов, определенному химическим анализом. Свежий невыветрелый сидерит как в виде сферолитов, так и ромбоэдрических кристаллов или радиально-лучистых «роз» характеризуется высоким содержанием $\text{FeO} + \text{CaO} + \text{MgO}$, отвечающим теоретическому ($\text{FeO } 62\%$). По содержанию молекулы MgCO_3 (до 8—10%) их состав отвечает сидероплезиту, но они, кроме того, постоянно содержат CaCO_3 (до 5—8%). С помощью рентгеноспектрального микроанализа были исследованы сферолиты сидерита с зональным строением; внешний концентр всегда характеризуется более высоким содержанием MgO по сравнению с внутренними. Наблюдаемая иногда заметная примесь окиси кальция свидетельствует о присутствии во внешнем концентре анкеритовой молекулы. В окисленных сферолитах резко уменьшается содержание окиси магния и кальция, возрастает содержание Al_2O_3 (см. табл. 7, обр. 2047/11). Известно, что при окислении растворяющиеся концентры метасоматически заменяются тонко- и криптокристаллическим бёмитом, который нередко полностью «съедает» сферолиты [15, 18, 19].

Таким образом, уточнение состава сидерита и распределения его в профиле также подтверждают неустойчивость латеритно-диагенетической стадии по окислительно-восстановительному потенциалу.

Весьма показательное распределение Ti , Sa и Mg , установленное с помощью рентгеноспектрального микроанализа. Если титан на латеритной стадии характеризуется малой подвижностью и относительно равномерным (равномерно-прерывистым) распределением, то на латеритно-диагенетической стадии наблюдается его существенное перераспределение: он «изгоняется» из бовин и концентрируется в псевдоцементе главным образом в виде самостоятельных минералов, особенно на границе с бовинами, на внешней стороне оторочек гиббсита или бёмита (см. фиг. 2, 4). В качестве изоморфной примеси в кристаллической решетке бёмита Ti не характерен (см. табл. 1), а в кристаллическую решетку гиббсита вообще не входит. Невелико содержание титана и в бертьеринах (см. табл. 3, фиг. 4, д), закономерности его распределения определяются раскристаллизацией метаколлоидных фаз: титан изгоняется из кристаллических решеток бёмита, гиббсита, шамозита и образует самостоятельные минералы; особенно чувствителен на глеевый процесс.

Кальций концентрируется в основном в сидерите (см. табл. 7, 8). Рентгеноспектральный анализ позволил установить также, что кальций образует «всплески» на границе минералогических фаз, особенно кристаллического бёмита и бертьерина, бёмита и гелия. Подобное распределение кальция, как, впрочем, и магния, поступающих из лагунных вод при захоронении бокситов, по нашему мнению, должно указывать на существенную роль этих катионов в раскристаллизации бёмита, гиббсита и других минералов, приуроченной к началу катагенетической стадии.

Магний концентрируется в бокситах в связи с бертьерином и сидеритом. В бертьериновых гелевых фазах бовин он концентрируется сла-

Химический состав сидеритов из бокситов КМА, мас. %

Номер пробы (фаза)	Типоморфные особенности (форма выделения)	Al ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	SiO ₂	MgO	CaO	CO ₂	Σ
1896/8 (V)	Сферолит, внешний концентр	0,98	50,40	0,23	0,58	4,73	3,20	38,00	98,1
1896/8 (VI)	То же, внутренний концентр	0	57,41	0,13	0	0,27	4,34	38,00	100,1
2015/7 (III)	Сферолит	0,96	50,94	0	0	2,69	4,10	38,00	96,6
2067/13-2 (II)	Контакт бобовины и цемента	1,89	53,26	0,13	0,51	4,18	1,78	38,00	99,7
2083A/16 (II)	Кристаллы в основной массе	0	58,01	0	0	2,50	1,19	38,00	99,7
2047/11 (II)	Концентр в сферолите	3,02	56,01*	0	0	0,56	0,78	38,00	98,4

* Сумма FeO+Fe₂O₃.

Таблица 8

Химический состав алюмогетитов из макропористых бокситов КМА, мас. %

Номер пробы (фаза)	Структурный элемент породы	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	SiO ₂	MgO	CaO	H ₂ O+	Σ
2059/4 (VII)	Бобовина	21,47	70,64	0,00	0,45	0,40	0,22	7,15	100,3
2059/4 (VIII)	Цемент	17,09	67,32	0,00	0,43	0,40	0,22	14,74	100,2

бее, хотя содержание его подвержено резким колебаниям (см. табл. 4). Изоморфная примесь в бёмитах и гиббситах весьма незначительна, в то же время образует магниевые «отстойники» в цементе (см. табл. 4, обр. 1822/12, фаза II). Таким образом, распределение минералов и вторичных элементов подтверждает интенсивное преобразование вещества на латеритно-диагенетической стадии.

Рентгеноспектральным микроанализом прекрасно распознаются и другие минералы: ильменит, лейкоксен, рутил (анатаз), турмалин и др. Удалось доказать существование алюмогетитов в макропористых бокситах КМА (см. табл. 8).

* * *

*

Из приведенного обзора по составу минеральных фаз однозначно следует вывод о большом значении рентгеноспектрального анализа, особенно в сочетании с рентгеноструктурным анализом в изучении кор выветривания и бокситов. Прежде всего следует указать на практическую направленность такого анализа: изучение состава минеральных фаз, их кристаллохимических особенностей, оценка их количества, распределения по элементам структуры, изоморфизма несомненно будет способствовать повышению эффективности технологических схем, главной задачей которых остается улучшение извлечения Al₂O₃. М. В. Пастухова [14] в сводке по минералам окиси и гидрокиси железа в бокситах приводит убедительные примеры экономического эффекта от использования тонких методов исследований вещества в области технологической минералогии бокситов.

Однако исследования с помощью микронзонда имеют большое значение не только для технологии, но и для изучения парагенезов и типоморфизма минералов, отдельных «минералогических связок»: гиббсит — бёмит, гель — бёмит и др., а следовательно, и для изучения общей схемы минералообразования в бокситоносных формациях и особенностей бокситообразования в целом на определенном этапе истории земной коры [21]. Стало, например, очевидным, что бокситообразование нижекаменноугольного визейского этапа Русской платформы не заканчивается в латеритной коре выветривания, а продолжается в процессе переотложения в неустойчивой специфической обстановке трансгрессирующего средневизейского моря, а фациальный профиль бокситообразования сдвигается в сторону моря. Совместные рентгеноспектральные и рентгеноструктурные исследования дают возможность провести квалифицированный анализ парагенезов и типоморфизма минералов бокситов, что обеспечивает в свою очередь надежное восстановление фациальных условий бокситообразования.

Литература

1. Биркс Л. С. Рентгеновский микроанализ. М.: Металлургия, 1966. 216 с.
2. Бочко Р. А., Киреев Ф. А. Древние коры выветривания и связь с ними бокситов Северо-Онежского района//Кора выветривания. 1974. Вып. 14. С. 59—79.
3. Боронихин В. А., Цепин А. И. Программа универсальная для расчета поправок и статистической обработки результатов текущих измерений при количественном рентгеноспектральном микроанализе («Пума»)//Аппаратура и методы рентгеноспектрального анализа. Вып. 23. Л.: Машиностроение, 1980. С. 204—217.
4. Бушинский Г. И. О выветривании, промывном гидролизе и проточном диагенезе//Литология и полез. ископаемые. 1977. № 6. С. 32—43.
5. Ерофеев В. С., Цеховский Ю. Г. Ассоциации континентальных отложений (семейство гумидных парагенезисов)//Тр. ГИН АН СССР. Вып. 363. 1982. 210 с.
6. Ильинская Х. Г. Закономерности размещения, вещественный состав и генезис бокситов Северо-Онежской группы месторождений: Дис. ... канд. геол.-мин. наук, М.: МГРИ, 1979. 20 с.
7. Кальберг Э. А., Левандо Е. П., Махнач Э. К. Бокситы северо-запада Русской платформы//Платформенные бокситы СССР. М.: Наука, 1971. С. 22—48.
8. Киреев Ф. А. Латеритные коры выветривания Северо-Онежского бокситоносного района//Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975. С. 112—125.
9. Коссовская А. Г. Новые аспекты применения физических методов для решения проблем минералогии осадочных пород//Физические и химические процессы и фаши. М.: Наука, 1968. С. 27—34.
10. Котельников Д. Д., Борисовский С. Е., Солодкова Н. А. Последовательность генерации аутигенного глинистого цемента в древних песчано-алевритовых породах//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 6. С. 121—137.
11. Никитина А. П., Сиротин В. И. О шамозитизации в латеритной коре выветривания и бокситах Белгородского района КМА//Кора выветривания. Вып. 8. 1967. С. 29—39.
12. Никитина А. П. Древняя кора выветривания кристаллического фундамента Воронежской антеклизы и ее бокситоносность. М.: Наука. 1968. 159 с.
13. Новые методы исследования бокситов/Под ред. Рожковой Е. В., Щербака О. В., М., ВИМС, 1972. 179 с.
14. Пастухова М. В. Особенности минералов окиси и гидроокиси железа в бокситах. М.: Наука, 1981. 89 с.
15. Сиротин В. И. Минералогические типы и условия образования белгородских бокситов//Генезис бокситов. М.: Наука, 1966. С. 130—141.
16. Сиротин В. И., Дедов В. С. О минеральном составе осадочных бокситов Белгородского района КМА и его связи с глиноземной корой выветривания//Кора выветривания. 1970. Вып. 11. С. 43—53.
17. Сиротин В. И. О соотношении титана и алюминия в глиноземной коре выветривания Белгородского района КМА//Литология и полез. ископаемые. 1971. № 1. С. 113—119.
18. Сиротин В. И. Глиноземные коры выветривания и бокситы//Геология, вещественный состав и генезис бокситов Белгородского района КМА. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1972. С. 26—76.
19. Сиротин В. И. История минералов свободного глинозема и эволюция литолого-минералогических типов бокситов КМА//Литология и полез. ископаемые. 1973. № 6. С. 68—73.
20. Сиротин В. И. О химическом составе и роли гелей в бокситах — латеритах КМА//Стратиграфия и литология осадочного чехла Воронежской антеклизы. 1976. Вып. 3. С. 17—26.
21. Сиротин В. И. Типы бокситового генетического комплекса и вопросы эволюции бокситообразования//Литогенез в докембрии и фанерозе Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1977. С. 49—61.
22. Сиротин В. И. О диагенезе и эпигенезе латеритной коры выветривания и общей

- схемы эволюции бокситового вещества КМА//Литология терригенных толщ фанерозоя Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1979. С. 53—58.
23. *Сиротин В. И., Бунеев В. Н.* Значение рентгеноструктурного анализа в изучении шамозитов как индикаторов стадийного преобразования бокситов//Рентгенография минерального сырья. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1979. С. 133—140.
 24. *Сиротин В. И.* Стадиальный анализ древней глиноземной коры выветривания КМА//Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенные месторождения. М.: Наука, 1980. С. 239—253.
 25. *Сиротин В. И.* Конкреции, метасоматоз и стадиальный анализ (на примере бокситов КМА и Северной Онеги)//Конкреции и конкреционный анализ нефтегазоносных формаций (тез. докл.). Тюмень. 1983. С. 17—19.
 26. Современные методы минералогического исследования. М.: Наука, 1969. Т. II. 318 с.
 27. *Ульмасвай Ф. С., Ильинская Х. Г., Тюренкова Л. А.* Условия образования бокситовых пород Северо-Онежского района//Проблемы осадочного рудообразования. М.: Наука, 1978. С. 40—53.
 28. *Цеховский Ю. Г., Киреев Ф. А.* О роли древних почв в формировании каолинитовых толщ на Северо-Онежском месторождении бокситов//Литология и полез. ископаемые, 1980. № 2. С. 33—48.
 29. *Чухров Ф. В.* Коллоиды в земной коре. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 671 с.

Воронежский государственный
университет

Поступила в редакцию
3.VI 1986

УДК 553.43

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАВИЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕДИ

***РЖЕВСКИЙ В. Ф., ГАБЛИНА И. Ф., ВАСИЛОВСКАЯ Л. В.,
ЛУРЬЕ А. М.***

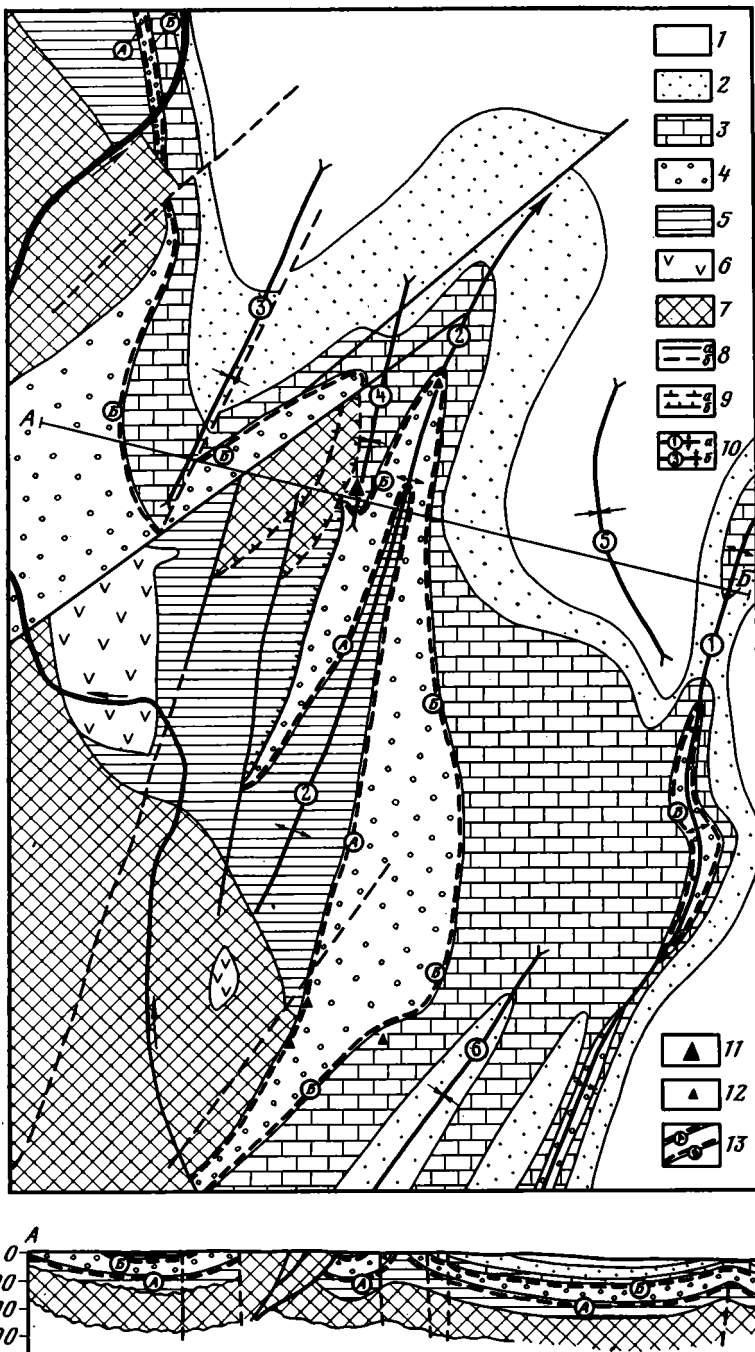
Показано, что Гравийское месторождение меди генетически связано с красноцветной формацией верхнего рифея, развитой в северо-западном обрамлении Сибирской платформы. Концентрация сульфидов меди происходила на сероводородных барьерах двух типов, — связанных с сингенетическим и миграционным органическим веществом. Источником последнего явились углеродистые отложения, обособленные от области красноцветного осадконакопления узким конседиментационным поднятием и барьерным рифом.

Гравийское месторождение находится в Игарском районе, расположенном в пределах северо-западного обрамления Сибирской платформы. Эта территория представляет собой зону сочленения довендского меридионального предгорного прогиба и горстовой структуры — Игарского выступа байкалит. От предгорного прогиба в Игарский выступ вдаются небольшие межгорные впадины юго-западного простирания. Поднятые блоки сопряжены с предгорным прогибом и межгорными впадинами по разломам, входящим в систему Северо-Енисейского краевого шва.

Осадочные толщи района слагают три структурных этажа, отвечающих крупным этапам геологического развития — завершающему геосинклинальному (ранне-среднерифейскому), переходному (позднерифейскому) и платформенному (вендско-кембрийскому). В первый из них входят интенсивно дислоцированные лудовская и губинская толщи, развитые в поднятых блоках фундамента. Отложения переходного этапа — чернореченская и излучинская свиты слагают предгорный прогиб и межгорные впадины. На выровненной поверхности этих отложений трансгрессивно залегают морские, преимущественно карбонатные вендско-кембрийские отложения сухарихинской свиты, отвечающие началу платформенного этапа развития.

Современный структурный план Игарского района сформирован герцинским тектогенезом и активизациями мезо-кайнозойского возраста. Развивался он унаследованно: ядра антиклиналей совпадают с поднятыми клиновидными блоками байкалит, а синклинали — с довендскими прогибами. Наиболее крупными антиклиналями являются Кулюмбинско-Сухарихинская и Чернореченская, разделенные Усть-Горбиачинской (на севере) и Шумнинской (на юге) мульдами, развитыми на месте Южно-Сухарихинской межгорной впадины (фиг. 1). К западу от Чернореченской антиклинали расположена Сазоновская синклиналь. Ее западное крыло осложнено разломом, по которому на излучинскую и сухарихинскую свиты надвинуты филлиты лудовской толщи. Поверхность надвига сопровождается зоной милонитизации, представленной перетертым глинистым материалом с мелкими обломками пород.

Излучинская свита сложена преимущественно терригенными красноцветными отложениями с низкими (обычно менее 0,1%) содержаниями $S_{орг}$. Мощность их колеблется от 0—300 м у выступа до 1300 м в центральных частях прогиба. В основании свиты залегают известковистые аргиллиты и алевролиты; вверх по разрезу увеличивается количество песчаников, и в западной части района (вблизи Игарского выступа) появляются гравелиты и мелкогалечные конгломераты. Обломки их состоят из пород Игарского выступа — филлитов, карбонатных пород, кварцитов и



Фиг. 1. Схема геологического строения Игарского района (по В. Ф. Ржевскому)
 Отложения: 1 — среднекембрийские (ϵ_2); 2 — нижнекембрийские (ϵ_1); 3 — венд-нижнекембрийские — сухарихинская свита ($V + \epsilon_1 sh$); 4—6 — верхнерифейские: 4 — излучинская свита (Rf_{13is}), 5 — чернореченская свита (Rf_{3chr}), 6 — вулканогенные образования; 7 — ниже-среднерифейские — губинская (Rf_{1-2gb}) и лудовская (Rf_{1-2ld}) толщи; 8 — разрывные нарушения (а — установленные, б — предполагаемые); 9 — надвиги (а), взбросы (б); 10 — оси складок: а — антиклинальные (1 — Кулюмбинско-Сухарихинская, 2 — Чернореченская), б — синклинали (3 — Холпаковская, 4 — Сазоновская, 5 — Усть-Горбначинская, 6 — Шумнинская); 11 — Гравийское месторождение; 12 — рудопроявления; 13 — меденосные горизонты (А — в кровле чернореченской свиты, Б — в подошве сухарихинской свиты)

эффузивов. На северо-востоке района в составе свиты появляются прослой серых известняков, доломитов и аргиллитов, отличающихся повышенным (0,4—1,8%) содержанием органического углерода. В районе Гравийского месторождения излучинская свита характеризуется особым строением, описанным ниже.

Излучинская свита подстилается морскими терригенно-карбонатными углеродистыми отложениями чернореченской свиты.

Сухарихинская свита представлена сероцветными преимущественно карбонатными породами — доломитами, известняками, мергелями с редкими прослоями песчаников и аргиллитов. Известняки и доломиты содержат примесь кластического и пелитового материала, количественные вариации которого определяют переходы пород от чисто карбонатных до глинисто-алевролитовых карбонатно-пелитовых. Примесь обломочного материала представлена кварцем. В основании сухарихинской свиты залегает базальный прослой кварцевых песчаников мощностью 0,9—1,4 м. Сухарихинская свита характеризуется постоянством фациального состава почти на всей территории района. Лишь на одном из участков Гравийского месторождения все карбонатные разности пород в нижней части свиты замещаются песчаниками, по-видимому, представляющими собой бар. Мощность их достигает 70 м.

Породы сухарихинской свиты характеризуются серой окраской различных оттенков и интенсивности — от светлой, почти белой или зеленоватой, до темной, почти черной. Содержание $C_{орг}$ в них колеблется от 0,13 до 0,75%, максимальных значений достигая в черных аргиллитах.

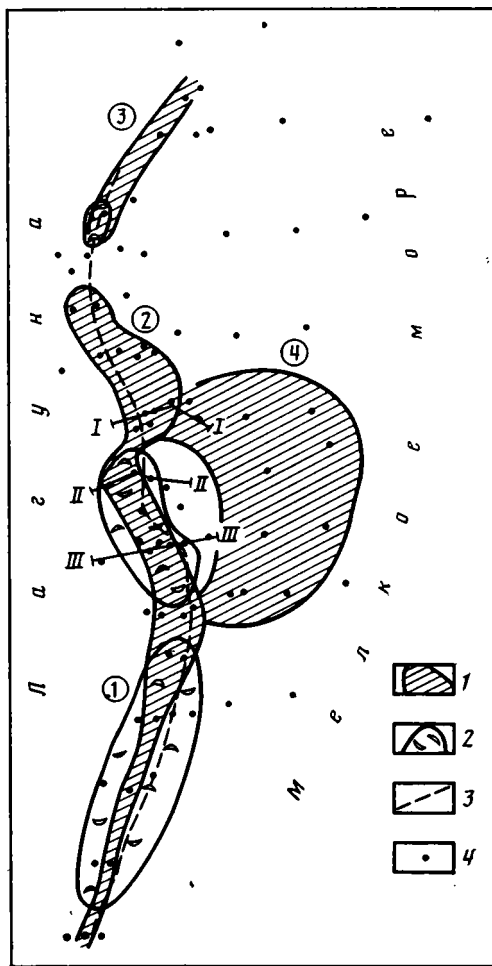
Для Игарского района характерно наличие двух выдержанных горизонтов с медной минерализацией *А* и *Б*. Горизонт *А* связан с зоной перехода красноцветной излучинской свиты к подстилающим отложениям чернореченской свиты. На всем протяжении меденосный горизонт имеет сравнительно устойчивое строение и представлен чередованием аргиллитов, глинистых известняков, мергелей. Для горизонта *А* характерны выдержанность минерализации по всему району и низкие (от сотых до первых десятых долей процента) содержания меди. Участки с большими скоплениями меди редки [9].

Минерализация представлена тонко рассеянной вкрапленностью дигенита, борнита и халькопирита, последовательно сменяющих друг друга при удалении от контакта с красноцветами (вниз по разрезу). В том же направлении уменьшается содержание меди в разрезе. Мощность минерализованной зоны обычно около 5 м, редко достигает 15 м. Рудные минералы образуют мелкую (до 1 мм) вкрапленность, окруженную дисперсными (0,001 мм) частицами тех же сульфидов.

Меденосный горизонт *Б* приурочен к основанию морских сероцветных отложений сухарихинской свиты, залегающих на излучинских красноцветах. Для этого горизонта также характерна слабая зараженность медью по всему району, но в отличие от горизонта *А* часто встречаются отдельные обогащенные участки — рудопроявления Сухарихинское, Южно-Сухарихинское, Болотнинское и др. Мощность горизонта *Б* 10—30 м. Рудные минералы представлены тонко рассеянной вкрапленностью тех же сульфидов, что и в горизонте *А*, но смена их по разрезу происходит в обратной последовательности. Таким образом, смена рудных минералов горизонтов *А* и *Б* в разрезе образует зональность, симметричную по отношению к красноцветной толще.

Незначительные по масштабам рудопроявления меди известны и в излучинской свите на участке, где красноцветные отложения фациально замещаются слоями сероцветных известняков, доломитов и аргиллитов (в северо-восточной части района).

Гравийское месторождение меди приурочено к Сазоновской синклинали, в осевой части которой прослеживается продольная флексуроподобная антиклинальная складка с крутым западным крылом (50—55°) и пологим восточным. Западное крыло этой складки срезано вышеупомянутым надвигом, по которому на сухарихинскую и излучинскую свиты надвинуты породы выступа.



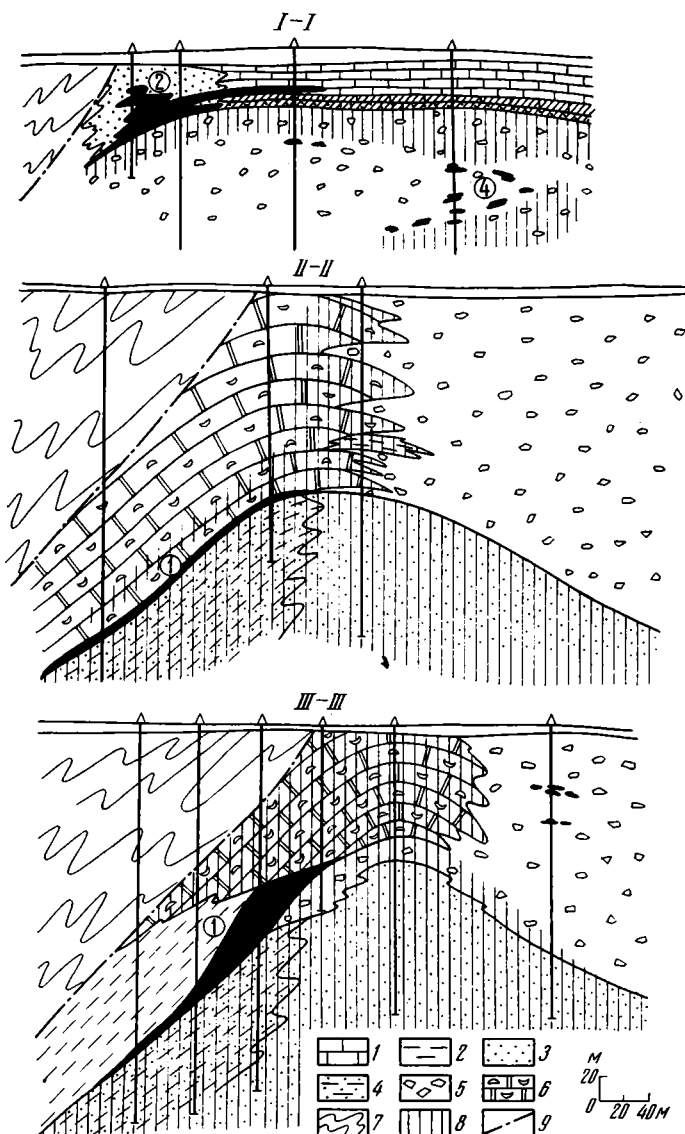
Фиг. 2. Проекция рудных залежей Гравийского месторождения на палеогеографическую схему конца излучинского времени

1 — рудные залежи; 2 — барьерные рифы; 3 — осевая линия палеоподнятия; 4 — скважины. I-I—III-III — линии разрезов, приведенных на фиг. 3. Цифры в кружках — номера рудных тел и залежей (1 — Южное, 2 — Центральное, 3 — Северное рудные тела, 4 — Восточная залежь)

Гравийское месторождение разбито малоамплитудными разрывными нарушениями, среди которых наиболее четко выражены разломы северо-восточного направления. По этим разломам ступенеобразно подняты юго-восточные блоки месторождения.

Изучение фациальных особенностей рудовмещающих пород Гравийского месторождения показало, что продольная антиклинальная складка, осложняющая строение Сазоновской синклинали, представляет собой унаследованное палеоподнятие, образование которого относится ко второй половине излучинского времени. Это палеоподнятие оказало решающее влияние на распределение фаций и локализацию рудных тел. Оно разделило позднеизлучинский бассейн осадконакопления на две части — восточную и западную. В первой продолжалось накопление мелководноморских, преимущественно терригенных красноцветных отложений. Вторая, западная, часть бассейна превратилась в защищенную от волнений лагуну, отложения которой представлены богатыми углеродом черными аргиллитами, мергелями, известняками и доломитами (фиг. 2 и 3).

На поднятии, отделявшем лагуну от открытой части мелкого моря, развита прерывистая гряда рифов, сложенная преимущественно строма-



Фиг. 3. Геологические разрезы через Гравийское месторождение
 1 — пластовые доломиты, известняки; 2 — аргиллиты; 3 — песчаники, алевролиты; 4 — переслаивание алевропелитов с алевролитами и песчаниками; 5 — карбонатные конгломерато-брекчии (шлейф рифа); 6 — строматолитовые доломиты, известняки (риф); 7 — глинистые сланцы (лудовская толща); 8 — породы, окрашенные в красно-бурый цвет; 9 — разрывные нарушения. Цифры в кружках — номера рудных тел и залежей (см. фиг. 2)

толитовыми доломитами¹. Скважинами установлено три участка развития рифовых построек, положение которых показано на палеогеографической схеме (см. фиг. 2). Рифы сложены доломитами, исключение представляет собой северный участок, где преимущественно развиты известняки. В промежутках между этими участками рифовые образования отсутствуют или развиты незначительно

Положение рифа на границе между двумя бассейнами с резко различными геохимическими условиями осадконакопления (окислительными в мелком море и восстановительными в лагуне) сказалось на распределении окраски пород, слагающих риф. Рифовые доломиты, обращенные к лагуне, окрашены в серый и темно-серый цвет, по направлению к откры-

¹ Представление о наличии здесь рифогенной постройки впервые было высказано В. И. Драгуновым.

тому морю окраска рифогенных доломитов менялась на красноцветную. Граница смены окраски проходит вблизи осевой части поднятия.

Со стороны открытого моря предрифовая депрессия выполнена мощной толщей конгломератов и конгломерато-брекчий, состоящих преимущественно из продуктов разрушения разноокрашенных карбонатных пород рифа. Реже встречается галька терригенных красноцветных пород, слагающих поднятие, и углеродсодержащих отложений лагуны.

Среди конгломератов и конгломерато-брекчий, слагающих обломочный шлейф рифа, выделяются два типа: 1) плотноупакованные, лишенные седиментогенного заполнителя; и 2) сцементированные красно-бурым песчаным и глинистым материалом. Оба типа конгломератов образовались в результате разрушения рифов, поднимавшихся до уровня волнореза. Эпизодически часть рифов полностью размывалась. Об этом свидетельствуют случаи залегания рифогенных доломитов на продуктах их разрушения — конгломерато-брекчиях. На восточном склоне поднятия конгломераты иногда переслаиваются с рифогенными доломитами (см. фиг. 3, разрез II—II).

В меньшей степени разрушению подвергались красноцветные отложения поднятия, которые поставляли материал для цемента грубообломочных пород — конгломератов с терригенным заполнителем. Последние, как правило, примыкают к поднятию в участках отсутствия рифов, в то время как в непосредственной близости от рифовых построек конгломераты лишены седиментогенного заполнителя, цемент их представлен эпигенетическими карбонатами.

Лагуна, расположенная к западу от поднятия, в структурном отношении представляла собой, по-видимому, конседиментационную впадину, в которой в спокойной обстановке накапливались богатые органикой черные илы. Западная часть отложений лагуны срезана продольным разломом. Поэтому ее размеры, положение берега и характер сочленения с Игарским выступом неясны.

Палеогеографическая обстановка конца излучинского времени была частично унаследована в начальный период существования сухарихинского моря. Отлагавшиеся в нем известковистые доломиты над палеоподнятием фациально замещаются песчаниками. К западу от поднятия песчаники переходят в зеленовато-серые алевропелиты с линзами алевритов и песчаников. По-видимому, в начале сухарихинского времени над поднятием возник бар, сохранивший на некоторое время различия в условиях осадконакопления к западу и востоку от него.

На Гравийском месторождении выделяются две рудные залежи — Западная и Восточная, приуроченные соответственно к западному и восточному склонам меридиональной антиклинальной складки (палеоподнятия), осложняющей Сазоновскую синклинали.

Западная залежь в плане имеет форму ленты, вытягивающейся с севера на юг параллельно оси поднятия. Ширина ее колеблется от нескольких до 60 м. Подошвой рудной залежи служат красноцветные разновозрастные (средняя и верхняя часть излучинской свиты) породы — глинистые алевролиты, песчаники и конгломерато-брекчии рифового шлейфа (см. фиг. 3). Верхний контур рудной залежи не всегда совпадает с литологическими границами, имеет неровную, извилистую форму и определяется по данным опробования.

Залежь распадается на три линзовидных рудных тела — Северное, Центральное и Южное. Последние два рудных тела четкообразно соединяются между собой. Стратиграфическое положение оруденения неодинаково. Северное и Южное рудные тела приурочены к верхам излучинской свиты. Рудовмещающими являются богатые органикой отложения лагунной фации — черные аргиллиты с редкими маломощными прослоями известняков. Длина Южного тела по простиранию составляет 3,3 км, Северного — около 1 км. В разрезе они имеют пластообразную форму мощностью от нескольких сантиметров до первых метров с редкими линзообразными раздувами до 50 м. Верхней границей распространения оруденения иногда служит подошва рифогенных доломитов.

Раздувы рудных тел контролируются зонами выклинивания наиболее проницаемых пород в подстилающих красноцветных отложениях на западном склоне палеоподнятия.

Центральное рудное тело расположено над палеоподнятием в промежутке между двумя рифовыми простройками и приурочено к базальной части сухарихинской свиты. Оруденение почти полностью совпадает с контурами распространения баровых песчаников. Подошва Центрального рудного тела проходит по границе между сухарихинской и излучинской свитами, а кровля в разрезе напоминает купол, от которого отходят пластообразные ответвления во вмещающие породы. Одним из таких «ответвлений» является оруденение горизонта *Б* в базальной части сухарихинской свиты. Максимальная высота купола 70 м; длина рудного тела по простиранию 900 м. Южная граница Центрального рудного тела определяется эрозионным срезом, северная — обусловлена постепенным выклиниванием баровой гряды. Таким образом, в целом оруденение Западной залежи в меридиональном профиле имеет дугообразную форму. Купольная часть дуги (Центральное рудное тело) занимает самое высокое стратиграфическое положение — в основании сухарихинской свиты, а крылья смещаются в нижележащие отложения излучинской свиты (Северное и Южное рудные тела). Основным элементом, контролирующим размещение оруденения Западной залежи, является граница смены в разрезе красноцветных пород сероцветными, обогащенными органическим веществом отложениями. Оруденение, смещаясь вслед за линией раздела красно- и сероцветных пород, сечет стратиграфические, литологические и фациальные границы. Медь в залежи распределена неравномерно. В составе руд преобладает джарлеит-борнитовый парагенезис, слагающий центральную, наиболее богатую часть рудной залежи. Вверх по разрезу и к периферии рудных тел он уступает место борнит-халькопиритовому оруденению, которое затем сменяется узкой периферической каймой халькопиритовых руд. Выше по разрезу, за контурами рудных тел развита пиритовая минерализация. Менее распространенными минералами являются дигенит, оранжевый борнит (выделяющийся при нагревании халькопирит), марказит, галенит, сфалерит, редкими — самородные медь и серебро, теннантит, ковеллин, герсдорфит.

Основные рудообразующие минералы образуют мелкие гнезда коррозийно-метасоматического характера и линзовидно-прожилковые выделения, секущие вмещающие породы. Широко распространены псевдоморфозы сульфидов меди (особенно халькопирита) по пириту. При слиянии Центрального рудного тела с горизонтом *Б* богатые джарлеит-борнитовые руды накладываются на ранний парагенезис, представленный глобулями и тонкой рассеянной вкрапленностью дигенита, борнита и халькопирита.

Восточная залежь состоит из многочисленных гнезд и мелких линзовидных рудных тел, разбросанных на различных уровнях в конгломерато-брекчиях рифового шлейфа. Нередко рудные тела линзовидно-пластовой формы тяготеют к кровле и подошве прослоев красноцветных песчаников, алевролитов и мелкогалечных конгломератов с глинисто-железистым цементом, расклинивающих на флангах тело рифового шлейфа. Отдельные скважины, пройденные в конгломерато-брекчиях, вскрыли до восьми таких тел, тогда как другие вообще не подсекли оруденение. В целом зона, в пределах которой встречается оруденение в конгломерато-брекчиях, имеет форму ролла, выпуклой стороной обращенного к востоку. Рудовмещающими являются серые конгломераты и конгломерато-брекчии, как правило, лишенные седиментационного заполнителя. Руды представлены преимущественно джарлеитом или джарлеитом в ассоциации с розовым борнитом, в меньших количествах встречаются халькопирит, галенит, пирит, редки марказит, сфалерит. Сульфиды образуют поровый цемент, каемки обрастания, в незначительной степени корродируют гальку. Латеральная зональность в распределении рудных минералов выражается в смене джарлеитовых руд борнитовыми, а затем халькопиритовыми в направлении от внешних частей ролла к внут-

ренним (с востока на запад). В том же направлении медное оруденение сменяется свинцовым.

Парагенезис рудных минералов месторождения (присутствие джарлента в виде мономинеральной вкрапленности; оранжевого борнита, содержащего дисперсные частицы халькопирита; ассоциаций джарлента и дигенита с пиритом, неустойчивых при повышенных температурах) свидетельствует о низких температурах рудообразования [2, 3]. Парагенетические ассоциации рудных минералов по параметрам их устойчивости соответствуют степени преобразования вмещающих пород переходной стадии от начального к глубинному катагенезу.

На фоне региональных катагенетических преобразований вмещающих пород в пределах месторождения развиты локальные околорудные изменения, которые выразились в битуминизации, окварцевании и карбонатизации [2]. В распределении околорудных изменений намечается определенная зональность, в значительной степени обусловленная литологическим составом и структурой вмещающих пород.

Битуминизации подвержены наиболее проницаемые породы — конгломерато-брекчии рифового шлейфа верхов излучинской свиты и баровые песчаники основания сухарихинской свиты. Следы древней битуминизации сохранились в конгломерато-брекчиях в виде включений черного твердого углеродистого вещества овальной и каплевидной формы (до 1,5 см в диаметре). Результаты рентгеновских анализов позволяют отнести его к среднему антраксолиту. Его элементный состав, определенный в лаборатории ВИМС, свидетельствует о высокой углеродистости ($C^* 88, 96 \text{ вес. } \%$). Изотопный состав углерода $\delta^{13}C = -2,98$. Площадь распространения эпигенетического антраксолита в отложениях обломочного рифового шлейфа с востока ограничена выпуклой стороной роллообразной Восточной рудной залежи, а в целом совпадает с контурами распространения серой окраски в этих породах. От своих красноцветных аналогов серые конгломерато-брекчии отличаются повышенным (1,5—3,5%) содержанием $C_{\text{орг}}$ и преобладанием в химическом составе закисных форм железа над окисными.

Аналогичное твердое органическое вещество пропитывает баровые песчаники сухарихинской свиты, к которым приурочено Центральное рудное тело Западной залежи. Оно образует пленочно-поровый цемент в песчаниках и отдельные скопления овальной формы, а также проникает по многочисленным мелким трещинкам, зонам дробления, стилолитовым швам. Песчаники, пропитанные органическим веществом, темно-серые и черные. Интенсивность пигментации заметно уменьшается вверх по разрезу. Количество органического вещества в рудоносных баровых песчаниках достигает 1,7%. В меньшей степени битуминизации подвержены карбонатные породы сухарихинской свиты, сменяющие баровые песчаники по латерали. В них эпигенетическое органическое вещество проникает кое-где по трещинкам и стилолитовым швам.

Зона интенсивного окварцевания в основном также совпадает с областью распространения баровых песчаников, заключающих Центральное рудное тело, в меньшей степени затрагивая черные аргиллиты, известняки и доломиты, вмещающие Южное и Северное рудные тела. При удалении от баровой гряды в метровом слое базальных песчаников сухарихинской свиты окварцевание сменяется преимущественным развитием сначала доломитизации, а затем кальцитизации.

Основной зоной развития эпигенетического доломита являются сероцветные конгломерато-брекчии рифового шлейфа в излучинской свите, слагающие внутреннюю часть рудного ролла (Восточной залежи). Конгломераты рифового шлейфа состоят здесь из частично перекристаллизованной доломитовой гальки, сцементированной кристаллически-зернистым агрегатом доломита.

По направлению к восточной периферии роллообразного тела в цементе конгломератов постепенно возрастает количество кальцита. Собственно кальцитовая зона расположена в области перехода от сероцветных рудоносных конгломератов к красноцветным неизменным породам.

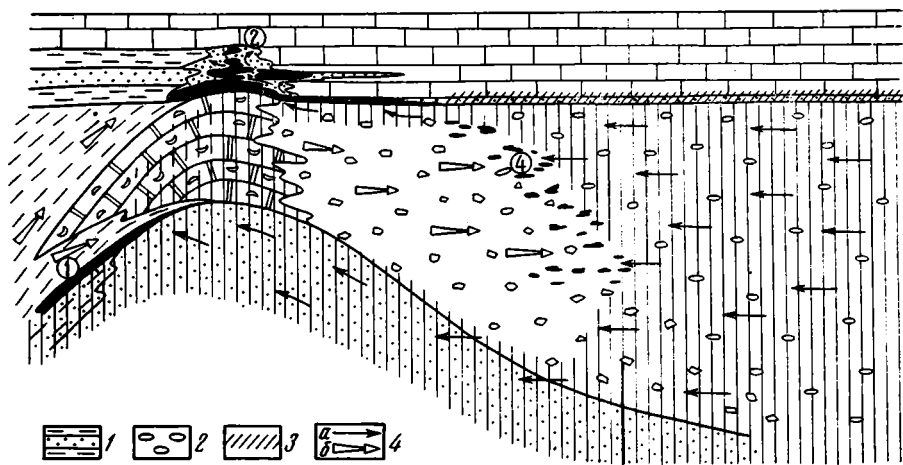
Основным эпигенетическим минералом этой зоны является крупнокристаллический кальцит, образующий поровый и коррозионный цемент и метасоматически замещающий доломитовую гальку. При максимальном развитии процесса конгломераты превращаются во вторичные известняки, в которых местами сохранились контуры гальки. От пород доломитовой зоны они отличаются пониженным содержанием $C_{орг}$ (0,09—0,27%) и MgO [3].

Для понимания условий локализации руд в вышеописанной геологической обстановке напомним, что образование месторождений типа медистых песчаников и сланцев наиболее аргументированно объясняет гипотеза, согласно которой медь и сопутствующие металлы выносились из красноцветных отложений подземными (седиментогенными) водами. Осаждение металлов происходило на сероводородных геохимических барьерах. В зависимости от происхождения органического вещества, являющегося восстановителем сульфатов, сероводородные барьеры делятся на автохтонные и аллохтонные. В первом случае органическое вещество сингенетично вмещающим осадкам, во втором — привнесено из углеродсодержащих отложений, парагенетически связанных с красноцветными формациями. На автохтонных геохимических барьерах образовались месторождения Мансфельд (ГДР), Любин-Серошовицкое (ПНР), Уайт-Пайн (США) и месторождения Медного пояса Замбии. На аллохтонном геохимическом барьере происходило формирование рудных тел Центрального рудного поля Джекказанского месторождения [6]. Органическое вещество (эпигенетические углеводороды), а возможно, и сероводород при образовании этого месторождения поступали в продуктивную толщу (красноцветную формацию) из нижележащих морских отложений.

На Гравийском месторождении функционировали как автохтонные, так и аллохтонные геохимические барьеры. Это затрудняет отнесение его к какому-либо одному из широко известных типов месторождений меди, связанных с красноцветными формациями. Южное и Северное рудные тела образованы на автохтонном барьере, Центральное рудное тело и Восточная залежь — на аллохтонном. Для обоих типов барьеров восстановителем сульфатов служило органическое вещество, накопившееся в отложениях зарифовой лагуны, но в первом случае процесс восстановления осуществлялся на месте седиментации, а во втором — в участках скопления углеродистого вещества в результате миграции его в боковые породы (баровые песчаники и конгломерато-брекчии рифового шлейфа).

Миграционная природа органического вещества подтверждается характерной формой его выделения и приуроченностью к наиболее проницаемым породам. Зона скопления антраксолита занимает секущее положение по отношению к литологическим и стратиграфическим границам вмещающих отложений.

Поступление меди к сероводородным геохимическим барьерам, по-видимому, связано с разгрузкой пластовых подземных вод излучинской свиты по литологическим окнам на склонах палеоподнятия и по проницаемым породам сухарихинской свиты (баровым песчаникам). Процесс этот осуществлялся в катагенезе под действием литостатического давления. Схема предполагаемого движения меденосных растворов и восстановителей показана на фиг. 4. Условно на ней совмещены два разновременных процесса: более ранняя миграция углеродистого вещества и последующая разгрузка медьсодержащих вод из красноцветов излучинской свиты. Направление движения металлоносных растворов в проницаемых породах обломочного рифового шлейфа фиксируется формой Восточной рудной залежи и распределением в ней сульфидов меди: по направлению с востока на запад, от красноцветных отложений к обогащенным миграционным органическим веществом конгломерато-брекчиям происходит последовательная смена джарлента борнитом, а затем халькопиритом, которая отражает падение концентрации меди и возрастание концентрации сульфид-иона в этом направлении. Парагенезис эпигене-



Фиг. 4. Схема формирования Гравийского месторождения меди
 1 — переслаивание аргиллитов с пластовыми доломитами и известняками; 2 — полимиктовые конгломераты с седиментогенным заполнителем; 3 — меденосный горизонт Б; 4 — направление движения (а — меденосных растворов, б — углеводородов). Цифры в кружках — номера рудных тел и залежей (см. фиг. 2), остальные условные обозначения см. на фиг. 1

тических минералов рудной зоны (кальцит, развивающийся по доломиту) свидетельствует о сульфатно-хлоридном составе металлоносных растворов. Как показано в работах Г. А. Каледы [5], Э. В. Водзинскаса [1] и др., процессы дедоломитизации характерны для областей циркуляции сульфатных вод, в которых доломит менее устойчив и вытесняется кальцитом.

Наиболее яркой чертой Гравийского месторождения является его отчетливо выраженный эпигенетический характер. Оно не укладывается в общепринятые представления о стратиформных месторождениях, как о пластовых залежах, подчиненных напластованию пород и приуроченных к определенным стратиграфическим подразделениям. Оруденение Гравийского месторождения счет литологические и стратиграфические границы. Это особенно очевидно там, где Южное рудное тело, соединяясь с Центральным, сливается с оруденением горизонта Б, и, следовательно, стратиграфическое положение рудной залежи меняется от средней части излучинской свиты до базальных слоев сухарихинской. Куполовидная и роллообразная формы рудных тел подчеркивают эпигенетичность оруденения.

Следует отметить, что подчиненность оруденения напластованию вмещающих пород на других месторождениях типа медистых песчаников и сланцев в геологической литературе несколько преувеличена. Даже на таком «сингенетичном» месторождении, как Мансфельд, оруденение выходит за пределы горизонта медистого сланца и в осевой части рудной площади распространяется на вышележащий цехштейновый известняк. На флангах Любин-Серошовицкого месторождения стратиграфическое положение оруденения не одинаково: на северо-западе оно развито в горизонте медистого сланца и в цехштейновом известняке, а на юго-востоке опускается в серый лежень (подошва верхней перми) и в эпигенетически восстановленные породы красного лежня (кровля нижней перми). На месторождении Роан-Антелопе основная рудная залежь на восточном фланге занимает низкий стратиграфический уровень; к западу она ступенеобразно поднимается вверх по разрезу, пока не достигает кровли рудного горизонта. На расстоянии 11 км подошва рудного тела смещается на 43 м. Эта общая закономерность нарушается в районе рудника Ирвинг, где над выступом пород комплекса основания развита необычно мощная и богатая рудная зона.

Другой характерной особенностью Гравийского месторождения является генетическая связь оруденения с рифогенным комплексом. Следует отметить, что аналогичная геологическая ситуация наблюдается и на ряде других медепроявлений в отложениях позднего докембрия и кембрия. А. Е. Мирошниковым и Г. К. Шкляриком [7] описаны медепроявления, связанные с прибанковыми лагунами в кембрийских отложениях запада Сибирской платформы. Примерами зарубежных месторождений медистых песчаников и сланцев, связанных со строматолитовыми образованиями позднего докембрия, являются Оамитес в Намибии и месторождения зоны Аделаида в Южной Австралии [8]. Отмеченная особенность, по-видимому, объясняется массовым развитием в позднем докембрии синезеленых водорослей, образывавших рифы. Последние служили поставщиками органического вещества и одновременно создавали благоприятную обстановку для его накопления (в отгороженных рифами мелких застойных лагунах). Органическое вещество, захороненное с осадками лагун и мигрировавшее в катагенезе в сопряженные проницаемые отложения, на протяжении длительного времени могло являться питательной средой для сульфатредуцирующих бактерий, т. е. служить барьером для меди и других халькофильных элементов. Однако свою рудолокализирующую роль они выполняют только при условии парагенеза с красноцветными формациями. Так, описанные В. И. Драгуновым и др. [4] рифогенные комплексы в доверхнепалеозойских отложениях северо-запада Сибирской платформы пространственно не связаны с красноцветными формациями и не несут медной минерализации.

Исходя из изложенного выше, наряду с известными критериями поисков медистых песчаников и сланцев (связь с красноцветными формациями, контроль областью стыка отложений, контрастных по геохимическим характеристикам — красноцветных и сероцветных, приуроченность к сероцветным, богатым S_{org} осадочным породам, приуроченность к склонам палеоподнятий, зонам дренирования подземных вод древних артезианских бассейнов) для позднедокембрийского и раннепалеозойского времени следует учитывать возможную парагенетическую связь оруденения со строматолитовыми рифовыми постройками.

* *
*

1. Гравийское месторождение связано с излучинской красноцветной формацией и относится к типу медистых песчаников и сланцев.

2. Оруденение эпигенетично по отношению к вмещающим породам; рудные залежи имеют форму линз, роллов и куполов, секущих литологические и стратиграфические границы.

3. Осаждение меди происходило на сероводородных геохимических барьерах двух типов, — связанных с сингенетичным и миграционным органическим веществом.

4. Исходное органическое вещество, служившее восстановителем сульфатов на геохимических барьерах, накапливалось в лагуне, отгороженной от открытого моря барьерными рифами. В катагенезе часть его мигрировала в разновозрастные породы-коллекторы — карбонатные конгломерато-брекчии рифогенного комплекса и баровые песчаники перекрывающих отложений.

5. Наличие рифогенных построек, сопряженных с красноцветными формациями и углеродистыми отложениями, может служить дополнительным критерием при поисках месторождений меди в осадочных породах позднего докембрия и кембрия.

Литература

1. *Водзинскас Э. В.* О некоторых разновидностях доломитов и их образовании во франкских отложениях девона Литвы // Материалы 3-й науч. конф. молодых геологов Белоруссии. Минск, 1969. С. 284—286.

2. Габлина И. Ф. Минералы халькозинового ряда месторождений медистых песчаников и сланцев//Зап. ВМО. 1984. № 4. С. 430—443.
3. Габлина И. Ф., Ржевский В. Ф., Василовская Л. В. Эпигенетическая рудоконтролирующая зональность Гравийского месторождения меди//Генезис редкометалльных и свинцово-цинковых стратиформных месторождений. М.: Наука, 1986. С. 147—168.
4. Драгунов В. И., Егоров В. Е., Штейн Л. Ф. Доверхнепалеозойские рифы и рифообразователи как показатели тектонического режима северо-западной окраины Среднесибирского плоскогорья//Геология и геофизика. 1963. № 1. С. 72—84.
5. Каледа Г. А. Некоторые замечания к вопросу об эпигенезе осадочных пород//Тр. МГРИ. 1958. Вып. 33. С. 14—31.
6. Лурье А. М. Условия меденакопления при образовании медистых песчаников и сланцев//Геохимия. 1985. № 1. С. 1646—1655.
7. Мирошников А. Е., Шклярник Г. К. Прибанковые лагуны — новый тип палеоседиментационных ловушек цветных металлов//Докл. АН СССР. 1979. Т. 249. № 1. С. 162—164.
8. Наркелюн Н. Ф., Салихов В. С., Трубачев А. И. Медистые песчаники и сланцы мира. М.: Недра. 1984. 414 с.
9. Ржевский В. Ф., Мирошников А. Е., Душаткин А. Б., Шклярник Г. К. Меденосность верхнедокембрийских отложений Игарского района//Процессы осадочного и вулканогенно-осадочного накопления цветных металлов (Сибирь и Дальний Восток). Новосибирск: Наука, 1980. С. 81—84.

Институт литосферы АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
23.II.1987

УДК 553.499(571.15)

ПАЛЕОКАРСТ И ВОЗРАСТ СУРЬМЯНО-РТУТНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ВОСТОЧНОГО АЛАЯ

НАТАЛЬИН Н. А., БЕРГЕР В. И.

На проявлениях сурьмяного и ртутного оруденения Восточного Алая в среднепалеозойских карбонатных отложениях обнаружены палеокарстовые тела. Рассматривается генезис этих образований и уточняется возрастная позиция разнотипного сурьмяно-ртутного оруденения.

ПРЕДПОСЫЛКИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ПАЛЕОКАРСТА

В настоящей статье изложены данные по геологии палеокарстовых образований Восточного Алая, полученные авторами в последние годы. Установленные факты позволяют по-новому подойти к оценке возраста разнотипных сурьмяно-ртутных проявлений этого района, входящего в Среднеазиатскую рудную провинцию [13, 16]. Наблюдения, касающиеся конкретных объектов в Восточном Алае, кратко освещенные в предварительных публикациях [2, 3, 12], могут иметь более общее значение как первый опыт использования палеокарста для датирования сурьмяно-ртутного оруденения в карбонатных толщах Южного Тянь-Шаня.

Район Восточного Алая расположен на восточном фланге герцинской Зеравшано-Восточно-Алайской структурно-формационной зоны [7] в пределах одноименного сурьмяно-ртутного рудного пояса [11]. Территория сложена преимущественно терригенно-карбонатными отложениями силурийского-среднекарбонového возраста. В восточной части района наблюдаются непрерывные полные разрезы этого комплекса. Западнее, в пределах Кулдаминской известняковой гряды, девонская карбонатная толща мощностью около 1500 м с перерывом и слабо выраженным угловым несогласием перекрыта нижнесреднекарбонowymi флишоидными отложениями, большей частью срезанными Терекдаванским шарьяжем.

В районе представлены сурьмяно-ртутные проявления двух морфогенетических гипов: 1) согласные пластообразные залежи джаспероидов с прожилково-вкрапленным антимонит-киноварным оруденением стратиформного типа [1], размещающиеся в кровле верхнедевонских известняков (на месторождении Кулдама главная рудная залежь срезана надвигом и перекрыта сланцами аллохтона — Терекдаванским тектоническим покровом); 2) секущие халцедон-кальцит-кварцевые жилы с киноварной и антимонитовой минерализацией. Они имеют широкое площадное распространение как в девонских известняках автохтона, так и в сланцах аллохтона. Позднедевонский — раннекарбонový перерыв является стратиграфическим уровнем локализации стратиформного джаспероидного оруденения и многочисленных проявлений палеокарста. В известняках Кулдаминской гряды, вытянутой в близмеридиональном направлении на 15 км, последние отмечены от ртутного рудопроявления Чулок-Тэке (на юге) до сурьмяного рудопроявления Алик (на севере).

В палеозойских карбонатных толщах Южного Тянь-Шаня наряду с современными карстовыми образованиями распространены проявления древнего палеозойского палеокарста [6]. Участие последнего в строении сурьмяно-ртутных месторождений региона как рудолокализирующего фактора отметил В. Т. Сургай [15], выделивший особый класс карстово-цементационных месторождений. В. П. Федорчук [16] подчеркивает распространенность карста в среднеазиатских месторождениях.

сурьмы и ртути. Отдельные проявления рудоносного палеокарста в Зеравшано-Восточно-Алайском поясе описаны В. Ю. Волгиным и В. С. Ивановым [5]. Особенно детально ими изучено в этом плане месторождение Джижикрут. В работе [1] показано, что связь проявлений палеокарста и стратиформного сурьмяно-ртутного оруденения в терригенно-карбонатных толщах носит закономерный характер. Она обусловлена приуроченностью тех и других к древним денудационным поверхностям перерывов и несогласий в разрезе рудовмещающих терригенно-карбонатных отложений. Обнаруженные в Восточном Алае палеокарстовые образования распределяются преимущественно на уровне девоннижнекарбонového перерыва, контролирующего джаспероидное оруденение. Находясь в непосредственной близости к рудным телам или внутри них, палеокарст использован в качестве своеобразного возрастного репера оруденения.

Палеокарст является ископаемым аналогом современного карста. В отличие от последнего он представлен, как правило, не полостями растворения карбонатных пород, а продуктами их заполнения, т. е. включениями палеокарстовых осадков. Они чужеродны по составу, уровню литификации, текстуре вмещающих пород, в которых образуют обособленные тела. Именно *палеокарстовыми телами* они именуется в дальнейшем изложении. Форма тел определяется морфологией палеокарстовых полостей. Заполнение имеет различный характер: от брекчий обрушения и остаточных продуктов до горизонтально-слоистых отсортированных песчано-глинистых осадков, отложившихся в застойных подземных водоемах-отстойниках. Слоистость типа отстойника фиксирует положение палеогоризонта. Эта особенность позволяет рассматривать такие слоистые палеокарстовые отложения, как разновидность палеогеологических уровней, используемых в качестве критерия относительного возраста оруденения [2].

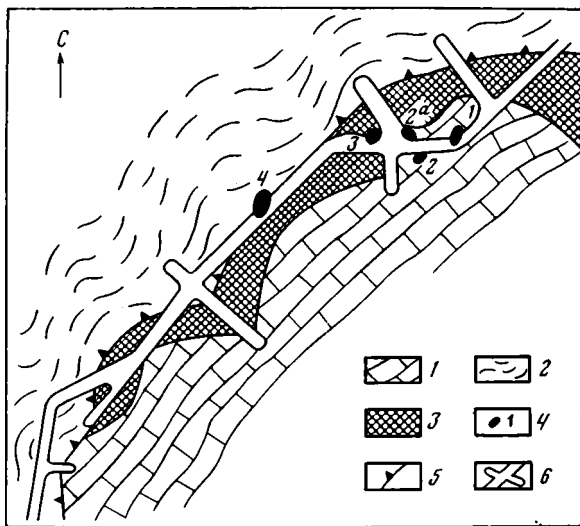
Несмотря на отсутствие прямых определений возраста палеокарста Восточного Алая (палинологический анализ не дал пока результатов), изучение его структурных соотношений со слоистыми рудовмещающими карбонатными породами и рудными телами позволяет определить возрастную позицию последних относительно складчатых дислокаций. Применение критерия сводится к общему правилу: если слоистость типа отстойника пострудных палеокарстовых отложений ориентирована согласно с напластованием складчато-дислоцированных рудовмещающих карбонатных пород, то оруденение имеет доскладчатый возраст.

В. И. Смирнов [14] указал, что установление до- или постскладчатой возрастной позиции является одной из главных проблем генезиса стратиформных месторождений. С помощью палеокарстового критерия оказалось возможным приблизиться к решению этой задачи применительно к разнотипным сурьмяно-ртутным проявлениям Восточного Алая. Проблема геологического контроля и генезиса оруденения выходит за рамки настоящей статьи, но может быть решена по-новому, исходя из полученных данных датирования.

ХАРАКТЕРИСТИКА ПАЛЕОКАРСТОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Палеокарстовые образования детально обследованы на наиболее изученном стратиформном сурьмяно-ртутном джаспероидном месторождении Кулдама, где они обнаружены в природных обнажениях и старых разведочных выработках (фиг. 1). По характеру выполнения, структурному положению и, главное, — по взаимоотношениям с рудными телами разного типа палеокарстовые образования разделены на четыре группы.

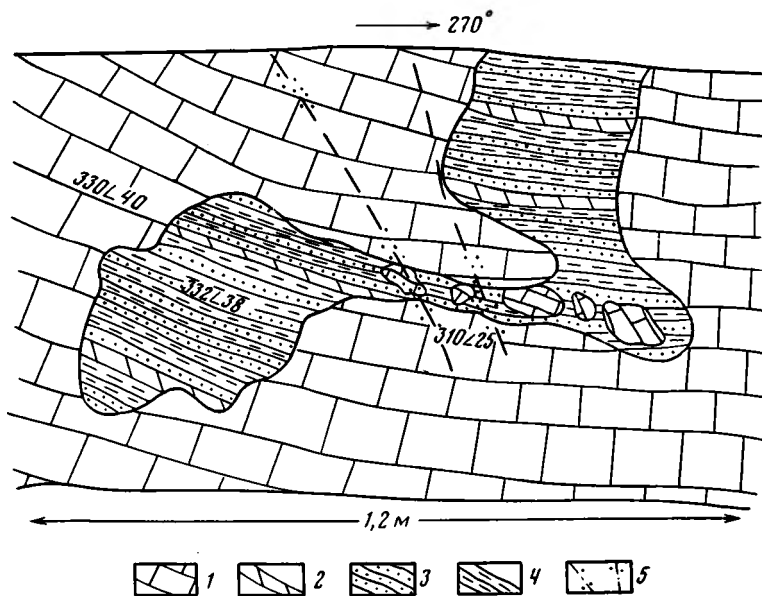
1. Дорудные палеокарстовые тела, размещающиеся в лежащем боку рудоносных джаспероидных залежей в непосредственном контакте с ними или на удалении до 10 м (месторождение Кулдама), иногда — до 100 м от кровли известняков (участок рудопроявления Акташ-Айляма). Палеокарстовое тело № 2 на месторождении Кулдама



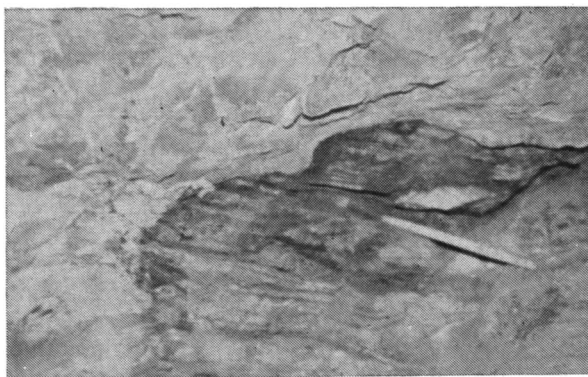
Фиг. 1. План размещения палеокарстовых тел на горизонте штольни № 2 месторождения Кулдама
 1 — известняки арялтурской свиты (D_3); 2 — глинисто-кремнистые сланцы терекдаванского тектонического покрова (S_2-S_1); 3 — рудоносные джаспериды; 4 — палеокарстовые тела; 5 — надвиг; 6 — штольня

(см. фиг. 1) вскрыто левой стенкой штольни № 2 и прослеживается с выклиниванием в правой стенке. Оно имеет в плане размеры $4 \times 1,5$ м и состоит из двух котлообразных камер сечением 0,4 м, соединенных тонкой (0,15 м) перемычкой (фиг. 2). Стенки камер секут напластование известняков почти под прямым углом, местами они закруглены, как бы замыты. Палеокарстовое тело сложено тонкослоистыми известково-песчанисто-глинистыми отложениями. Соли имеют разную окраску от светло- до темно-серой, контрастирующей с серовато-белой окраской вмещающих известняков. Карстовые породы значительно литифицированы и уплотнены, так что с большим трудом раскалываются на плитки по слоистости. В перемычке, соединяющей камеры, в тонкослоистых карстовых породах встречаются угловатые обломки известняков, обрушившиеся с кровли. В известняках и карстовых слоистых и грубообломочных отложениях встречены мелкие прожилки, примазки, небольшие скопления киновари, переходящие сюда из джаспероидов. Слоистость карстовых отложений залегает согласно с напластованием вмещающих известняков (азимут и угол падения составляют соответственно $330-332^\circ$, $\angle 38-40^\circ$). По контактам камер наблюдается отчетливое притыкание слоев палеокарстовых отложений без изменения их залегания к пластам известняков (фиг. 3). Такие соотношения являются характерным признаком слоистости типа отстойника, сформировавшейся при осаждении кластического материала в относительно застойных подземных озерных бассейнах [10]. В противоположной стенке штольни на продолжении рассматриваемого палеокарстового тела наблюдаются мелкие пологие совместные складчатые деформации известняков и тонкослоистых карстовых отложений. Размах крыльев складок 0,5 м.

Палеокарстовое тело № 3 имеет неправильную форму: сужено в западной части и расширяется в восточной (фиг. 4). Размеры тела в вертикальном сечении $(0,2-1,3) \times 4$ м. В верхней части оно непосредственно взаимодействует с лежащим контактом залежи рудоносных джаспероидов, как бы срезается им по кровле. Хотя бы по этому одному признаку устанавливается дорудный — доджаспероидный возраст рассматриваемого палеокарстового тела. Вмещающие известняки — мелкозернистые светло-серые, с выраженным напластованием. Вдоль контакта с палеокарстовыми отложениями они не несут признаков гидротермальных изменений.



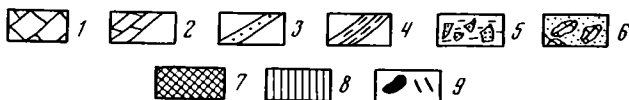
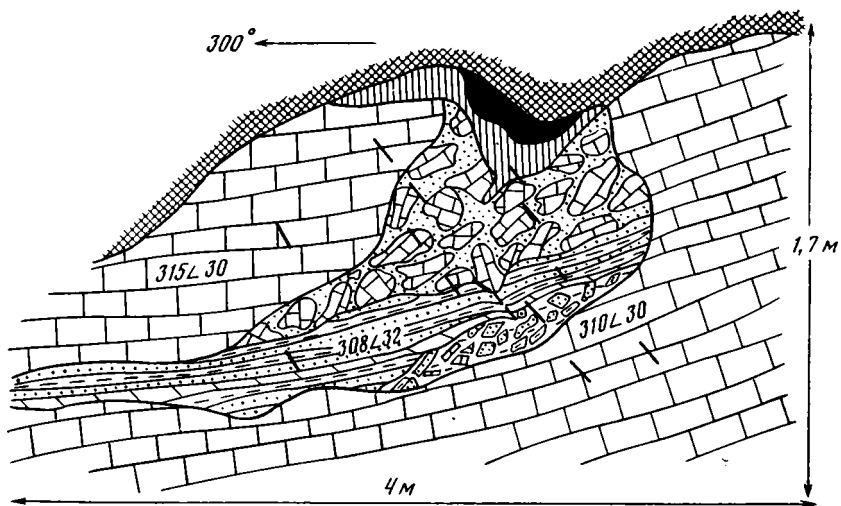
Фиг. 2. Дорудное доскладчатое палеокарстовое тело № 2 (зарисовка участка стенки штольни)
 1 — рудовмещающие верхнедевонские известняки; 2—4 — палеокарстовые тонкослоистые отложения (2 — известковистые песчаники, 3 — алевролиты, 4 — углистые аргиллиты); 5 — прожилки киновари



Фиг. 3. Притыкание тонкослоистых палеокарстовых отложений к известнякам в восточной части палеокарстового тела № 2 (фото участка стенки штольни)

Строение палеокарстового тела неоднородное. В верхней части разреза находится линза микрозернистого углистого вещества мощностью 10 см, подстилающаяся более крупной линзой белого крупнокристаллического кальцита (мощность также около 10 см). Мелкие линзочки и примазки углистого вещества отмечаются по всему разрезу палеокарстовых отложений. На основании лабораторных исследований И. Б. Волкова сделала заключение о преобразовании органического вещества, отвечающем стадии тощих углей. Высокая степень углефикации, очевидно, привела к ошибочному отнесению образований такого рода, встречающихся на разных участках месторождения Кулдама, к антраколитам гидротермального происхождения [9].

Ниже залегает известняковая брекчия обрушения (мощностью до 1 м), состоящая из обломков вмещающих известняков размером до 25 см, иногда несколько закругленных, возможно, вследствие растворения. Цемент брекчии — песчаный, преимущественно бесструктурный,



Фиг. 4. Дорудное доскладчатое палеокарстовое тело № 3 (зарисовка участка стенки штольни)

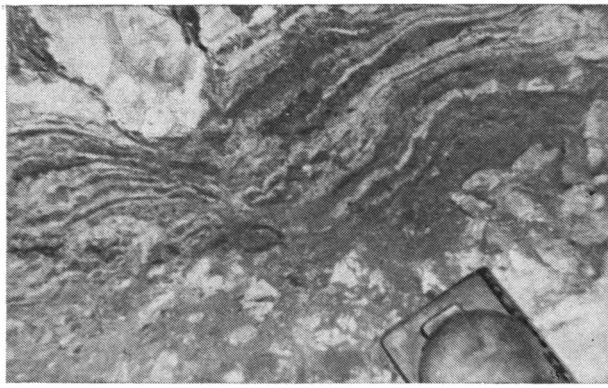
1 — рудовмещающие верхнедевонские известняки; 2—6 — палеокарстовые отложения (2 — известковистые песчаники, 3 — алевролиты, 4 — углистые аргиллиты, 5 — оползневая брекчия с глинистым цементом, 6 — брекчия обрушения с песчаным цементом); 7 — рудоносные джаспероиды; 8 — скопления и прожилки кальцита; 9 — скопления и примазки углистого вещества

только в одном небольшом участке (<10 см) наблюдается слабо выраженная градационная слоистость.

Еще ниже находится пачка тонкопереслаивающихся серовато-желтых известковистых песчаников и черных углисто-глинистых пород мощностью 20—50 см. У восточного контакта тела слоистая пачка притыкается к пластам известняков при общем практически согласном с ними залегании ($305\text{--}310^\circ$, $\angle 30\text{--}32^\circ$ — в палеокарстовых отложениях; $310\text{--}315^\circ$, $\angle 30^\circ$ — в известняках). Деформация слоев под одним из упавших обломков брекчии обрушения (фиг. 5) свидетельствует о ее формировании на еще не литифицированных или слаболитифицированных осадках, т. е. в ходе единого этапа карстообразования.

Наконец, в нижней части разреза находится линза (до 20 см) оползневой брекчии (в расширенной части палеокарстового тела). Обломки представлены известковистыми песчаниками, цемент — углисто-глинистый. Брекчия — хаотическая с текстурными признаками оползания недиагенезированного материала по наклонному ложу.

Песчаники, слагающие палеокарстовые тела рассматриваемой группы, образуют главную часть (до 70%) пачек тонкослоистых отложений. Они слагают слою мощностью 0,5—1 см, редко до 5 см. Обломки угловатые и полуокатанные имеют размеры 0,05—3 мм и существенно карбонатный состав (80%) при подчиненном количестве кварца (10%) и кластогенного углистого вещества (10%). Внутри относительно крупных известковистых песчинок встречаются мельчайшие (<0,05 мм) угловатые кварцевые включения. Они являются кластической составной частью вмещающих известняков, подвергшихся дезинтеграции и частичному переотложению в виде палеокарстовых песчаников. По наблюдениям в шлифах, сами песчаники подверглись значительному растворению — округлые поры (0,5—1 мм) составляют до 20% их объема. Они обычно инкрустированы хорошо ограненными микрокристаллами кварца. Другим признаком эпигенетических преобразований являются послойные, реже секущие кальцитовые прожилки. В кальците обнаруже-

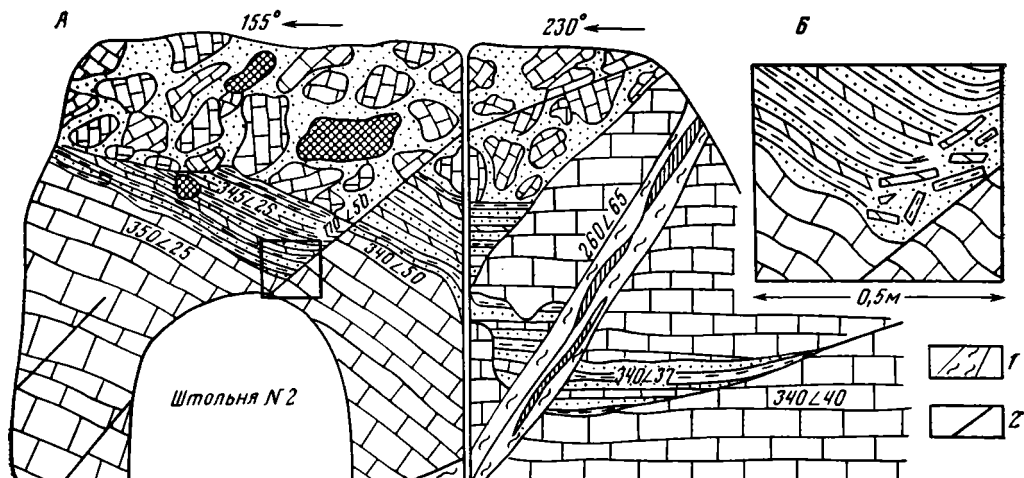


Фиг. 5. Деформация тонкослоистого палеокарстового осадка (тело № 3) под обрушившимся с кровли полости обломком известняка (фото участка стенки штольни)

ны газово-жидкие включения с температурами гомогенизации 70—110° С. Палеокарстовые отложения рассматриваемой группы заметно силицифицированы, кальцитизированы, содержат вкрапленность и микропрожилки киновари. Эти наложенные образования подчеркивают дорудный характер палеокарста, устанавливаемый также по геологическим соотношениям. При этом отчетливо прослеживается согласное залегание рудовмещающих складчато-дислоцированных известняков и доджаспероидных палеокарстовых отложений со слоистостью типа отстойника.

2. Ранний пострудный палеокарст накладывается на рудоносные джаспероиды и содержит их обломки в составе выполнения. Характерным примером образований такого рода является палеокарстовое тело, изображенное на фиг. 6 (тело № 1 на фиг. 1). Оно вскрыто на месторождении Кулдама штольной № 2 в 30 м от устья и обнажено на 2,5 м по вертикали вывалом кровли выработки. Верхняя часть тела сложена несортированной брекчией обрушения известняков. В ней встречаются единичные угловатые обломки рудоносных джаспероидов размером 10—30 см. В нижней части тела залегает пачка тонкослоистых карстовых песчано-глинистых пород мощностью до 80 см, состоящая из выдержанных слоев (мощностью 1—5 см) средне- и мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов, в которых отмечены отдельные мелкие обломки рудоносных джаспероидов (фиг. 7). Песчаники имеют кварцево-карбонатный состав. Угловатые и полуокатанные зерна кварца (0,05—0,3 мм, редко до 1 мм) составляют 30—40% объема породы, карбонат — 60, углистое вещество — около 10%. В глинистых разностях содержание углистого вещества увеличивается местами до 50%, а обломочный материал кварцевого и карбонатного состава присутствует в примерно равных пропорциях при размере обломков до 0,05 мм. Присутствие значительного количества кластогенного кварца, вероятно, вследствие размыва джаспероидов карстовыми водами, отсутствие признаков силицификации и слабая перекристаллизация отличают рассматриваемые породы от существенно карбонатных обломочных отложений, участвующих в заполнении дорудного палеокарста. Обломки джаспероидов и слоистые отложения имеют бурую окраску из-за пропитывающих их гидроокислов железа. Обилие последних обусловлено окислением сульфидов, содержащихся в джаспероидах, в ходе разрушения последних при карстообразовании. Кроме обломков джаспероидов в тяжелой фракции протолок палеокарстовых песчаников обнаружены полуокатанные «песчинки» киновари и антимонита.

Пачка тонкослоистых отложений в нижней части палеокарстового тела пересечена микросбросами с амплитудой вертикального перемещения 0,8 м. В северо-восточной стенке выработки вскрыта зона дробления и перетирания пород, пересекающая палеокарст.

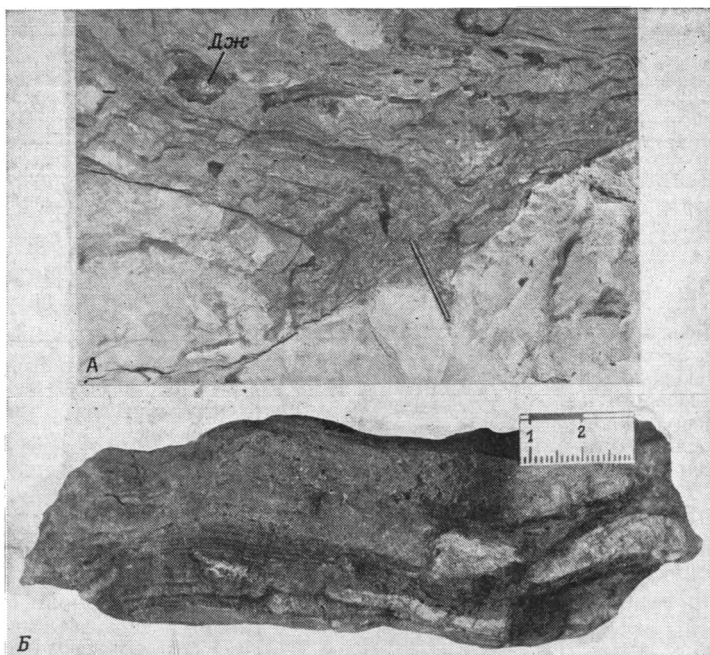


Фиг. 6. Пострудное доскладчатое палеокарстовое тело № 1. А — зарисовка стенок камеры в штольне № 2. Б — деформация тонкослоистых палеокарстовых отложений около сброса (деталь фиг. А). 1 — кальцитизированная зона дробления и перетирания пород; 2 — микросброс. Остальные условные обозначения см. на фиг. 4

Зона пронизана кальцитовыми прожилками, широко распространенными также в самих палеокарстовых отложениях. Несмотря на локальные деформации вблизи нарушений (см. фиг. 6, Б), отчетливо выражено общее согласное залегание пострудных палеокарстовых тонкослоистых отложений и известняков, вмещающих рудоносные джаспероиды.

3. Поздний пострудный палеокарст, наложенный на джаспероиды, с резко несогласным залеганием слоистости по отношению к напластованию вмещающих известняков. Такого рода палеокарстовые образования, как правило, приурочены к мелким крутопадающим сбросам и трещинам близширотной или северо-западной ориентировки. Характерным примером является палеокарстовое тело, вскрытое на месторождении Кулдама штольней в 70 м от устья (см. фиг. 1, № 4). Это тело пересекает джаспероидную залежь по всей мощности, контактируя внизу с известняками, а висячем боку пересекая поверхность надвига и надрудные сланцы. Оно сложено однородными, жирными на ощупь, слаболитифицированными глинистыми отложениями палеовой окраски. Породы совершенно не минерализованы, имеют отчетливую слоистую текстуру, мощность слоев колеблется от 0,2 до 5 см. Как показывают термический и рентгеноструктурный анализы, глинистая масса состоит на 40% из гидрослюды, 25% хлорита, 6% кальцита и доломита, остальное — тонкозернистый кластогенный кварц. Размер обломков последнего достигает 0,1 мм. Материал подвергся, видимо, длительному отмучиванию и осаждению из тонкой взвеси с образованием выраженной в пределах полости горизонтальной слоистости типа отстойника. Палеокарстовые глинистые отложения смяты в сжатую синклинальную складку, связанную с малоамплитудными перемещениями жестких блоков окружающих пород по крутопадающему сбросу, образующему юго-западную стенку палеокарстового тела. Во вмещающих породах — как известняках, так и сланцах, слагающих кровлю полости, складка не имеет продолжения. Палеокарстовые отложения залегают резко несогласно по отношению к напластованию известняков в обоих крыльях складки.

Мелкие палеокарстовые тела такого типа обнаружены в левом борту р. Кок-Кия в 3 км южнее месторождения Кулдама. Они сложены аналогичными тонкослоистыми гидрослюдистыми глинистыми отложениями и приурочены к мелким разрывным нарушениям. Некоторые из таких разрывов контролируют размещение халцедон-кварцевых жил с сурьмяно-ртутной минерализацией.





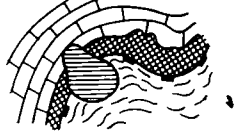


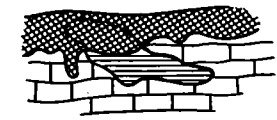
Фиг. 7. Тонкослойные отложения, срезанные микросбросом в нижней части палеокарстового тела № 1. А — участок стенки камеры в штольне № 2; Б — образец тонкослойной палеокарстовой породы. ДЖ — обломок рудоносного джаспероида

4. Наиболее поздний пострудный палеокарст, накла-
дывающийся на секущие халцедон-кальцит-кварцевые жилы с антимонитом и киноварью, отличается от современных карстовых проявлений значительной литификацией слоистых осадков, не подвергшихся деформации. В обнажении левого борта верхнего течения р. Кулдама известняки пересечены крутопадающей рудной жилой, сложенной тонкополосчатым халцедоновидным кварцем с радиально-лучистыми скоплениями антимонита. Жила пересечена уплощенным линзовидным палеокарстовым телом, уходящим в глубь массива известняков. В нижней части тела, на пересечении его с жилой сохранился небольшой (1,5 м³) останец горизонтально-слоистых мелкозернистых карстовых песчаников. Они содержат угловатые обломки минерализованного халцедоновидного кварца, идентичного кварцу, слагающему жилу. Слоистость в песчаниках ориентирована почти горизонтально, резко несогласно по отношению к крутопадающей полосчатости жильного кварца и залегающую дислоцированных известняков.

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ РАЗВИТИЯ ПАЛЕОКАРСТА И СУРЬМЯНО-РУТУГНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Изучение структурных соотношений разновременных слоистых палеокарстовых образований с рудными проявлениями и вмещающими карбонатными отложениями позволило наметить основные этапы карстообразования и определить возрастную позицию разнотипного сурьмяно-ртутного оруденения Восточного Алая. В таблице последовательность формирования оруденения разных типов соотнесена с хронологией главных этапов дислокаций и карстообразования. Два первых этапа карстообразования относятся к периоду межформационного перерыва осадконакопления. Этап I предваряет формирование рудоносных джаспероидов, этап II следует за ним. Оба они проявились в условиях локального поднятия недислоцированных девонских карбонатных отложений в полосе Кулдаминской известняковой гряды. Палеокарстовые образования двух первых этапов относятся, по-видимому, к единому палео-

Последовательность развития палеокарста и сурьмяно-ртутного оруденения в Восточном Алае

Возраст	Последовательность геологических событий	Структурная позиция палеокарста	Взаимоотношения палеокарста и сурьмяно-ртутного оруденения	Стадия палеокарстообразования
Р — Т	Орогенез, сводово-глыбовые дислокации, формирование секущих халцедон-кварцевых жил с киноварью и антимонитом		Палеокарст пострудный (постжильный), недислоцированный	IV
			Приразломные деформации палеокарста около сбросов, контролирующих жильное оруденение	—
			Палеокарст дорудный (дожильный) горизонтально-слоистый, несогласный с напластованием дислоцированных боковых пород (реконструкция)	III
C _{1v} — P ₁	Отложения надрудной флишовой толщи: шарьирование, складчатость		Совместные складчатые деформации до- и постджаспероидного палеокарста и вмещающих пород	—
C _{1t}	Перерыв осадконакопления; формирование пластовых тел рудоносных джаспероидов		Палеокарст доскладчатый, горизонтально-слоистый согласный с напластованием пород (реконструкция)	Пострудный (постджаспероидный)
			Дорудный (доджаспероидный)	II



Примечание. 1 — известняки арчалтурской свиты (D₃); 2 — флишвидные отложения метелейской свиты (C₁₋₂); 3 — глинисто-кремнистые сланцы терекдаванского тектонического покрова (S₂ — C₁); 4 — палеокарстовые тела тонкослоистых песчано-глинистых отложений со слоистостью типа отстойника; 5 — рудоносные джаспероиды; 6 — халцедон-кварцевые жилы с киноварью и антимонитом; 7 — разрывные нарушения (a — налив, б — сброс).

денудационному циклу и фиксируют доскладчатый возраст джаспероидного сурьмяно-ртутного оруденения, сформировавшегося у древней денудационной поверхности.

По данным В. Л. Клишевича, Г. С. Поршнякова, А. В. Яговкина [4, 7, 8, 17], процессы шарьирования и складчатости продолжались в Восточном Алае с конца раннего карбона до начала перми. К каменноугольному периоду относится накопление морской флишовой толщи, пе-

рекрывающей джаспероидные залежи и срезанной частично Терекдаванским шарьяжем (см. таблицу). С учетом позднедевонского возраста рудовмещающих известняков и времени начала складчатых деформаций вероятное время образования доскладчатой залежи рудоносных джаспероидов — ранний карбон. Приуроченность джаспероидов, а также проявлений дорудного и раннего пострудного палеокарста к стратиграфическому уровню турнейского перерыва в разрезе среднепалеозойских отложений еще более сужает возможный временной интервал формирования оруденения этого типа. Полученные результаты не только дают дополнительное обоснование сделанному ранее заключению [1] о доскладчатом происхождении стратиформного сурьмяно-ртутного джаспероидного оруденения Южного Тянь-Шаня, но и позволяют уточнить его датировку в Восточном Алае.

Слоистые проявления двух последующих этапов (III и IV) карстообразования дискордантно накладываются на складчато-дислоцированные девонские карбонатные отложения. Судя по структурному положению, они относятся к орогенной стадии развития Южного Тянь-Шаня (пермь — триас). На фоне интенсивной дизъюнктивной тектоники, сопровождавшейся гидротермальной жильной халцедон-кальцит-кварцевой киноварно-антимонитовой минерализацией, формировался приразломный палеокарст. Ранние дожилые палеокарстовые проявления этапа III претерпели деформации при возобновлении подвижек по нарушениям. Наиболее поздний постжильный литифицированный слоистый палеокарст этапа IV, остающийся практически недеформированным, вероятно, венчает процесс докайнозойского карстообразования в Восточном Алае. Необходимо отметить, что сбросы северо-западного простирания, контролирующие жильное сурьмяно-ртутное оруденение, и наложенные на него палеокарстовые образования этапа IV срезаются чехлом юрских отложений.

* *
*

На основании изложенного можно сделать следующие выводы.

1. В среднепалеозойских карбонатных толщах Восточного Алая проявились четыре этапа палеокарстообразования: два первых — во время турнейского межформационного перерыва доскладчатых дислокаций, два следующих — после складчатости в период орогенеза и сводово-глыбовых движений (пермь — триас). Доскладчатые палеокарстовые образования имеют ограниченное пространственное распространение только в западной части района в пределах Кулдаминской известняковой гряды по восточному краю турнейского палеоподнятия. Проявления постскладчатого палеокарста распространены по всему разрезу среднепалеозойских отложений в разных частях района.

2. Стратиформное сурьмяно-ртутное джаспероидное оруденение предваряется и завершается развитием дорудного и раннего пострудного доскладчатого палеокарста, слои которого залегают согласно с напластованием рудовмещающих девонских складчато-дислоцированных известняков. Эти соотношения указывают на доскладчатый возраст стратиформного сурьмяно-ртутного оруденения района.

3. С применением палеокарстового критерия установлено, что в Восточном Алае, и в частности на месторождении Кулдама, комбинируются разновозрастные проявления сурьмяно-ртутного оруденения: доскладчатого стратиформного, вероятно, раннекарбонного и постскладчатого жильного пермо-триасового.

Литература

1. Бергер В. И. Сурьмяные месторождения. Л.: Недра, 1978. 296 с.
2. Бергер В. И. Ртуть//Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. Л.: Недра, 1986. С. 386—410.
3. Бергер В. И., Натальин Н. А. Палеокарст и возрастное положение сурьмяно-ртутного месторождения Кулдама//Докл. АН СССР. 1986. Т. 286. № 1. С. 158—161.
4. Бискэ Ю. С., Поршняков Г. С., Талашманов Ю. А., Яговкин А. В. Геологическая

обстановка развития шарьяжей в Южном Тянь-Шане//Соотношения геологических процессов в палеозойских складчатых сооружениях Средней Азии. Фрунзе: Илим, 1981. С. 249—260.

5. *Волгин В. Ю., Иванов В. С.* О роли древних карстовых осадков в локализации рудных тел сурьмяно-ртутных месторождений//Геологические критерии оценки ртутного и сурьмяного оруденения. М.: Наука, 1979. С. 70—78.
6. *Запрометов В. Ю., Шевченко О. Д.* О палеозойском карсте Южного Тянь-Шаня//Тр. Ташкентского ун-та. 1974. Вып. 438. С. 164—169.
7. *Зубцов Е. И., Поршняков Г. С., Яговкин А. В.* Основные черты домезозойской тектоники Тянь-Шаня//Тр. Упр. геол. КиргССР. 1974. Сб. 3. С. 7—17.
8. *Клишевич В. Л., Поршняков Г. С.* Покровные структуры герцинид Южного Тянь-Шаня и некоторые закономерности размещения телетермального оруденения//Вопросы региональной геологии. 1983. Вып. 3. С. 128—145.
9. *Когай И. Х.* Минералогия руд Кулдаминского ртутного месторождения (Восточный Алай)//Геология и полезные ископаемые Киргизии. Фрунзе: Илим, 1974. С. 160—164.
10. *Максимович Г. А.* Основы карстования. Т. I. Кудымкар: Перм. кн. изд-во, Коми-Пермяц. отд-ние. 1963. 444 с.
11. *Митрофанов Е. А., Никифоров Н. А., Осмонбетов К. О., Федорчук В. П.* Ртуть и сурьма//Геология СССР. Т. XXV. Киргизская ССР. М.: Недра, 1985. С. 138—197.
12. *Наталин Н. А., Бергер В. И.* Соотношение стратиформного и жильного сурьмяно-ртутного оруденения Восточного Алая//I Всесоюз. конф. по проблеме Условия образования и закономерности размещения стратиформных месторождений цветных, редких и благородных металлов (тез.). Фрунзе: Изд-во Фрунз. политехн. ин-та, 1985. С. 375—376.
13. *Никифоров Н. А.* Ртутно-сурьмяное оруденение Южного Тянь-Шаня, условия размещения и вопросы методики прогнозирования. Фрунзе: Илим, 1969. 239 с.
14. *Смирнов В. И.* Фактор времени в образовании стратиформных рудных месторождений//Геология руд. месторождений. 1970. № 6. С. 3—15.
15. *Сургай В. Т.* Основные черты региональной геохимии и металлогении Тянь-Шаня//Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. IX. М.: Наука, 1970. С. 118—144.
16. *Федорчук В. П.* Геология ртути. М.: Недра, 1983. 270 с.
17. *Яговкин А. В.* Герциниды Восточного Алая: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л.: ЛГУ, 1974. 24 с.

ВСЕГЕИ, Ленинград

Поступила в редакцию
16.VI.1986

УДК 553.39(470.5)

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЮЖНОУРАЛЬСКИХ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

РУДНИЦКИЙ В. Ф.

Показано, что формирование вулканогенных колчеданосных толщ происходит в подводных условиях в удалении от континентов. Характерен экструзивно-лавовый тип вулканизма, ведущий к появлению расчлененного рельефа и дезинтеграции газонасыщенного лавового расплава. Установлено, что рудообразование связано с палеодепрессиями, характеризующимися мощным накоплением обломочного материала.

Колчеданные месторождения Южного Урала возникли в тесной пространственной и временной связи с накоплением раннегеосинклинальных вулканогенных толщ палеозойского возраста. Физико-географические условия оказывали значительное влияние на тип вулканизма и агрегатное состояние его продуктов. Большая часть колчеданных руд при этом образовалась гидротермально-осадочным способом, т. е. путем осаждения вещества из металлоносных растворов в экзогенных условиях [6, 19]. Все это требует изучения физико-географических условий формирования колчеданосных вулканогенных разрезов и выяснения конкретных ландшафтных обстановок, благоприятствовавших колчеданному рудоотложению [21].

Оценка палеогеографических условий в вулканических областях прошлого сводится к определению: 1) участков суши и водных бассейнов, расположения береговых линий; 2) типа вулканической деятельности; 3) явлений, сопровождающих вулканизм; 4) рельефа и глубины бассейна; 5) динамических условий водной среды; физико-химических свойств воды. Информация по этим вопросам базируется на всестороннем детальном изучении состава рудовмещающих пород и условий их залегания с учетом комплекса всех имеющихся данных [18]. Материал получен нами при изучении колчеданных месторождений Бурибайского, Маканского, Сибайского и Узельгинского рудных полей на Южном Урале.

О ПОДВОДНЫХ УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ КОЛЧЕДАНОСНЫХ РАЗРЕЗОВ

О подводных условиях формирования колчеданосных вулканогенных разрезов свидетельствует в первую очередь фациальный состав слагающих их пород (таблица).

Агрегатное состояние продуктов вулканизма во многом определяется тем, в какой обстановке они формируются: субмаринной или континентальной [7, 8, 11]. Подушечные лавы, гиалокластиты и вулканокластические породы с обилием гиалокластического материала, широко распространенные среди вмещающих колчеданные залежи толщ, образуются лишь в водной среде, последние за счет «растрескивания» раскаленной лавы при соприкосновении ее с относительно холодной водой. Экструзивные купола, не считая побочных продуктов их деятельности, занимают до 25% петрофонда колчеданосных толщ. Исследованиями К. К. Зеленова [3] и др. показано, что появление экструзивных тел энергетически наиболее вероятно именно в подводных условиях.

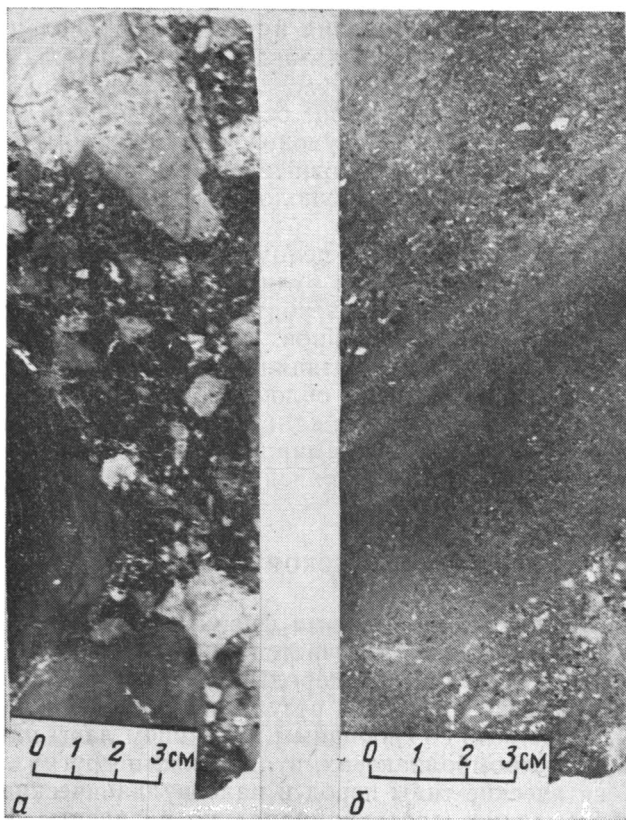
Особо ценную информацию несут прослой осадочных пород, распространенных в рудовмещающих разрезах, признаки которых менее конгергентны, чем собственно вулканогенных пород. Выделены следующие

Группа	Класс	Тип
Экструзивно-субвулканическая	Субвулканический	—
	Экструзивный	
Эффузивная	Лавовый	Компактные лавы Подушечные лавы
	Лавобрекчиевый	Трубчатые лавы Эвтакситовые лавы
		Брекчиевые лавы Ксенокластолавы
Вулканокластическая	Лавокластический	Лавокластиты Гиалокластиты
	Пирокластический	Эксплозивных выбросов Игнимбритовидных потоков
	Гидрогенно-осадочный	Эксгальационно-осадочные отложения
	Тефроидный	Тефрогенный коллювий Тефроидные турбидиты
Вулканоосадочная	Вулканотерригенный	Подводный коллювий Турбидиты Контуриты
		Хроногенно-осадочные отложения аккумулятивных депрессий Хроногенно-осадочные отложения морских равнин или пелагические

генетические типы осадочных отложений, образованных в подводных условиях: эксгальационно-осадочные, подводно-коллювиальные (обрушения и оползания) брекчии, турбидиты, контуриты, нормально (хроногенно)-осадочные отложения подводных котловин и равнин (фиг. 1). Кроме того, вулканогенные разрезы некоторых колчеданных месторождений завершают рифогенные известняки (месторождения Им. XIX партсъезда, Талганское и др.). Необходимо отметить также, что в отдельных слоях вулканокластического материала наблюдается насыщенность цемента (до 20—30%) карбонатными гнездами, прожилками, что может свидетельствовать об одновременном отложении вулканогенного и карбонатного материала.

О. Н. Щегловой-Бородиной [22], С. Н. Ивановым, Г. А. Курициной, А. Н. Ходаевичем [5], В. А. Прокиным, О. В. Богдавленной, В. В. Масленниковым [10] и др. на ряде южноуральских колчеданных месторождений описаны находки фауны: строматопораты — *Stromatopora* sp., *Amphipora* sp., *Stachyodes* sp. indet (ex gr. *verticillata* Mc'Coy); кораллы *Colunaria vulgaris* Soshk., *Favosites* (*Pahypora*) *cervicornis* Blainv.; пелелиподы *Molioromorpha* cf. *mytiloides* Hall., *Megalodon?* sp. indet; колонии водорослей *Solenopora*, ругоз, криноидей — очевидный факт подводной обстановки. Особенно обильны они на Сибайском месторождении. Органические остатки находятся в пределах рудных тел, где замещены сульфидами, или же приурочены к горизонтам вулканогенно-осадочных пород, где представлены хлоритовыми, карбонат-эпидотовыми, реже железисто-кремнистыми псевдоморфозами [10].

По составу вулканические эманации наземных и подводных вулканов отличаются величиной CO/CO₂ [9]. В подводных условиях активное



Фиг. 1. Наиболее широко распространенные в колчеданосных разрезах осадочные отложения: *а* — подводно-коллювиальные брекчии полимиктового состава (снизу слева два темно-серых обломка — рудокласты). Узельгинское месторождение, скв. 1705, глубина 701 м; *б* — турбидит с характерной градационной ритмичностью. Талганское месторождение, скв. 2624, глубина 261 м

влияние кислорода атмосферы исключено, поэтому в газовой составляющей подводных вулканов значение CO/CO_2 в них должно быть намного выше, чем в газах наземных вулканов. Анализ хроматограмм колчеданных руд и вмещающих пород Сибайского месторождения, проведенный В. Н. Василенко [1], показывает, что величина CO/CO_2 в них колеблется от 0,51 до 0,11. Величина CO/CO_2 из проб газа, отобранных Е. К. Мархиным и В. А. Ураковым в 1975—1976 гг. непосредственно из наземной лавы на Камчатке, равна 0,014. В 1967 г. при извержении наземного вулкана Суржей в Исландии в пробах из жерловой лавы величина CO/CO_2 колебалась от 0,06 до 0,009 [7]. Таким образом, величина CO/CO_2 на Сибайском месторождении на порядок выше, чем в продуктах извержения современных наземных вулканов, что, вероятно, обусловлено подводными условиями формирования месторождения.

Приведенным данным о подводных условиях противоречит на первый взгляд следующее.

1. Наличие «спекшихся туфов» и «игнимбритоподобных пород». Однако, во-первых, генезис их дискусионен и имеются данные о подводном их образовании [23] и, во-вторых, обращает на себя внимание тот факт, что эти породы распространены далеко не на всех месторождениях, а там, где они имеются, тяготеют к верхам разрезов.

2. Краснокаменные изменения обычно рассматриваются как признак наземных условий формирования, хотя в последнее время указывается на конвергентность этого признака — краснокаменные преобразования

лав могут происходить и в подводной обстановке [11]. Заметим также, что краснокаменные преобразования интенсивно проявлены в апикальных частях куполов и однородных лавах верхних частей рудовмещающих разрезов.

3. Обращает внимание отсутствие осадочных пород в кровле некоторых многофазных экструзивных куполов. Это может быть обусловлено постоянным ростом куполов и положительной формой их палеорельефа, возвышением апикальных частей куполов над поверхностью водных бассейнов.

Эти данные указывают, что в целом при подводной обстановке отдельные участки колчеданосных рудных полей, в частности апикальные части экструзивных куполов, вероятно, могли временно возвышаться над поверхностью водных бассейнов.

Весьма важно определение позиции месторождений по отношению к континентам. «Местный» состав обломочного материала в горизонтах осадочных пород, отсутствие выдержанных горизонтов пляжных отложений свидетельствуют о том, что формирование рудовмещающих вулканитов происходило в удалении от континентов.

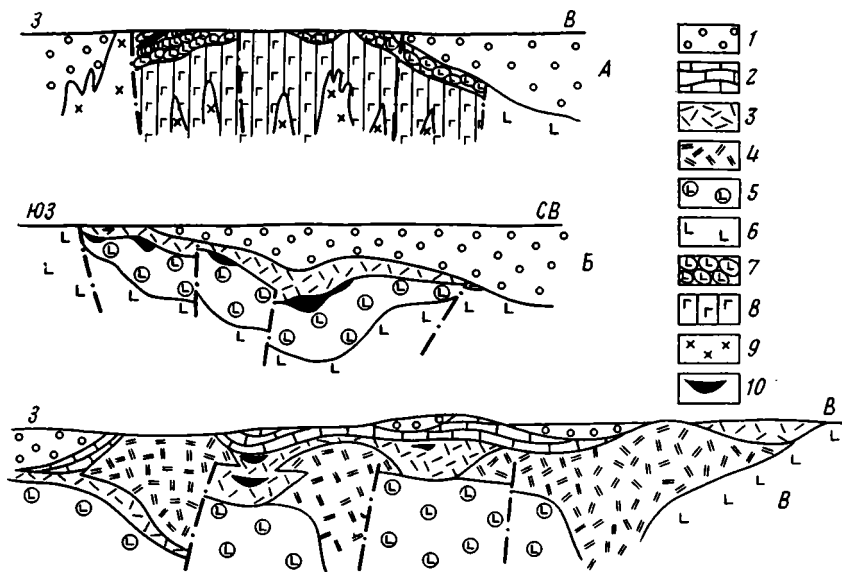
ТИПЫ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

В областях активного вулканизма физико-географическая обстановка во многом усложняется и различается режимом (типом) вулканизма. «Изучая древние вулканические породы можно говорить только о вероятном механизме извержений, в результате которых они возникли, — эксплозивном, связанном со свободным излиянием лавы или с ее выдавливанием, но не с стромболианских, вулканских и других извержениях» [7, с. 127]. Генетические типы пород и палеовулканические реконструкции позволяют выделить две принципиально различные формы проявления вулканизма — основного и кислого состава.

Вулканизм основного состава проявляется в двух геотектонических обстановках, соответствующих рифтовым зонам (Бурибайское рудное поле, Мугоджарские месторождения) и океаническим плитам (Сибайское, Маканское, Узельгинское и другие рудные поля).

Реликты рифтовых зон на Урале выделены относительно недавно [3]. Вулканизм связан со спредингом морского дна и внедрением толеитовых основных расплавов по трещинам. Параллельно старым трещинам, закупоренным раскристаллизованным расплавом, раскрываются новые и заполняются непрерывно выжимающимся расплавом. В разрезах эти области представлены толщами, сложенными «пакетами» («роями») крутопадающих даек диабазов (фиг. 2, А), описанными в ряде районов Урала [4, 17]. Легкоподвижный базальтовый расплав, выходя на дно водного бассейна, растекается в виде потоков и покровов трубчатых и шаровых лав. Неясно, в силу каких причин, но объем излившегося расплава увеличивается на завершающих стадиях рифтового вулканизма, что ведет к образованию мощных (до 300 м) толщ трубчатых и шаровых лав, перекрывающих дайковый комплекс. Непрерывность процесса временами нарушается, о чем свидетельствуют прослои переотложенных гиалокластитов и железисто-кремнистых пород в толщах шаровых лав. Однако незначительные мощность и количество слоев указывают все же на относительно редкие и короткие промежутки затухания вулканизма. Именно с этими периодами связано колчеданное рудоотложение, о чем свидетельствует приуроченность руд к отмеченным горизонтам осадочных пород. Такая же ситуация отмечается в строении кипрских месторождений, залегающих в аналогичных условиях.

Основной вулканизм широко распространен в пределах океанических частей литосферы. Вероятнее всего, в такой обстановке формируются подстилающие вулканиты основного состава колчеданосных разрезов [4, 6]. Преобладающий фациальный состав (однородные лавы,

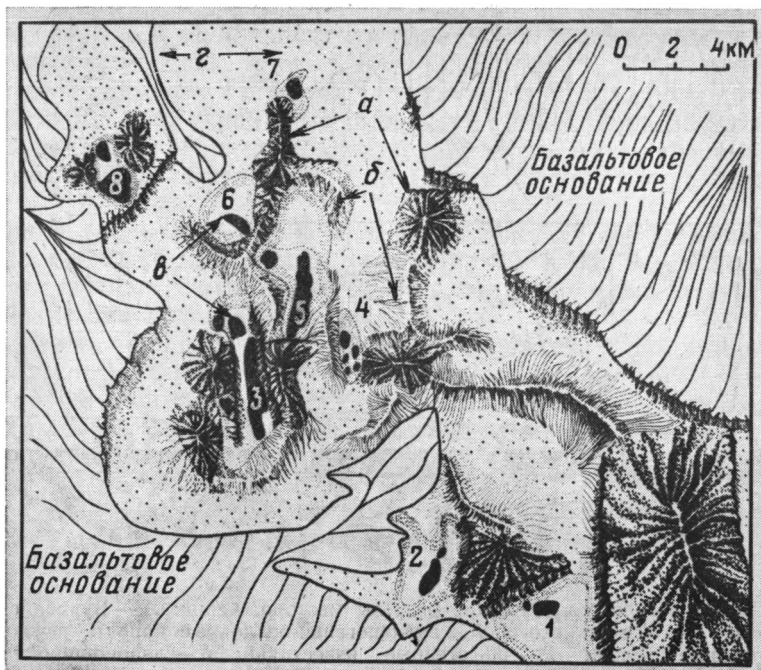


Фиг. 2. Схематические геологические разрезы месторождений: А — Бурибайского, Б — Юбилейного, В — Узельгинского. 1 — вулканогенно-осадочные породы, перекрывающие колчеданосные толщи; 2 — рифогенные известняки; 3 — лавово-пирокластические породы кислого состава; 4 — экструзивные купола кислого состава; 5 — лавово-пирокластические породы основного состава; 6 — однородные лавы основного состава; 7 — шаровые лавы спилитов; 8 — «пакеты» («рои») даек диабазов; 9 — интрузии габбро и габбро-диоритов; 10 — колчеданные залежи

лаво- и гиаокластические образования, редкие прослои вулканогенно-осадочных пород) указывает преимущественно на эффузивный характер вулканической деятельности, протекающей в целом непрерывно, но нередко с относительно кратковременными периодами затишья. Центры вулканизма предположительно приурочены к местам пересечения разломов разного порядка. Вероятно, относительно «спокойное» излияние базальтовой лавы из кратеров или чаще всего из раскрывшихся трещин приводило к образованию мощных щитовидных вулканических сооружений с пологими углами наклона. Как и в процессах рифтового вулканизма, лава была жидкой и легкоподвижной. Эксплозивная деятельность временами сопровождала излияния лав, но играла подчиненную роль, что вытекает из того, что типичные туфы эксплозивных выбросов распространены незначительно. В рудовмещающих разрезах преимущественно распространены лавокластические образования и гиаокластиты — как результат растрескивания потоков расплава. Особенно широко эти образования локализуются в вулканотектонических депрессиях, которые окаймляют щитовые сооружения или же располагаются между ними.

Непосредственно в пределах вулканогенных толщ основного состава рассматриваемого типа колчеданные залежи известны в единичных случаях (6-я залежь Узельгинского месторождения, мелкие тела Юбилейного и др.), приурочиваясь к горизонтам вулканогенно-осадочных пород. Крупные тела залегают непосредственно в кровле толщ, образуясь в период завершения деятельности базальтового вулканизма (Молодежное, Юбилейное месторождения — см. фиг. 2, В).

Характер кислого вулканизма, сменяющего базальтовые излияния, отличается существенно. Набор генетических типов пород, слагающих кислые колчеданосные разрезы (экструзивные, эффузивные, вулканокластические образования), свидетельствует, во-первых, об экструзивно-эффузивном типе вулканизма. Относительно вязкий кислый состав приводил к образованию при выходе на поверхность экструзивных куполов, занимающих в рудовмещающих толщах до 25% объема всего петрофонда. От них ответвлялись мощные короткие лавовые потоки. При



Фиг. 3. Реконструкция физико-географической обстановки на период формирования колчеданных руд Узельгинского рудного поля. *a* — возвышающиеся экструзивные купола кислого состава; *б* — лавовые отроги от них; *в* — рудоконтролирующие депрессии на склонах куполов или отрогов и между ними; *г* — относительно равнинные участки. Продукты кислого вулканизма выполняют часть полукольцевой тектоновулканической депрессии, заложеной на базальтовом основании. Цифрами обозначены колчеданные залежи месторождений: 1 — Молодежного, 2 — Чебачьего, 3 — Узельгинского, 4 — Талганского, 5 — Им. XIX партсъезда, 6 — Нового, 7 — Озерного, 8 — Западно-Озерного

дезинтеграции фронтальных частей раскаленных лавовых потоков в водной среде образовывались различные генетические типы вулканокластических пород, которые накапливались во впадинах на склонах куполов или между ними (фиг. 3). Внедрение кислого расплава в рассматриваемых условиях не сопровождалось, как и при базальтовом вулканизме, интенсивными эксплозивными взрывами, подобно вулканскому или пелейскому типам. Во-вторых, судя по многочисленным и нередко мощным (до нескольких десятков метров) прослоям вулканогенно-осадочных пород, характерной чертой вулканизма была его дискретность, т. е. чередование периодов активности и затишья (стабилизации). В кислых вулканиках залегает основная часть руд южноуральских месторождений. Колчеданные залежи в разрезе располагаются на разных уровнях, приурочиваясь к границам эруптивных циклов [13, 15].

Таким образом, независимо от типа вулканизма, судя по отчетливой приуроченности колчеданных залежей к границам эруптивных циклов, фиксируемых в большинстве случаев горизонтами вулканогенно-осадочных пород, можно предполагать, что благоприятными для рудоотложения были периоды затухания вулканической деятельности. Активная вулканическая деятельность не способствовала накоплению руд.

ПАЛЕОРЕЛЬЕФ И ГЛУБИНА ВОДНОГО БАССЕЙНА

Факторами рельефообразования в вулканических областях являются вулканические, тектонические и денудационные процессы [7, 8]. Вулканизм, как основной процесс рельефообразования в данных областях, образует формы рельефа, порожденные выносом на земную поверхность больших объемов вещества в относительно короткое геологическое время. Рельеф во многом определяется типом вулканизма.

В рифтовых зонах палеорельеф определяется чередованием узких (длиной 10—20 и шириной 0,2—2,5 км) субмеридионально вытянутых вулканических гряд и долин между ними. Гряды сложены пакетами даек диабазов, долины — шаровыми лавами. Небольшие мощности осадков (десятки сантиметров, первые метры), равномерное выдержанное распространение, отсутствие делювиально-коллювиальных отложений позволяют предполагать, что дно долин было относительно плоским и разность отметок дна депрессий и кровли гряд относительно невысокой (не более 50—100 м). Низкая пузыристость лавовых образований (1—2%), отсутствие рифогенных известняков, краснокаменных изменений, прибрежных осадков свидетельствуют о глубоководных условиях вулканизма. Колчеданные руды обнаружены в пределах палеодолин [17].

При базальтовом внутриплитном вулканизме преобладают в целом округлые в плане и относительно пологие формы палеорельефа. Положительные формы образуют щитовые вулканы размером обычно до 10 км. Между вулканами и вокруг них в силу их роста и в связи с просадками располагаются периферические и межвулканические депрессии. Судя по выдержанности мощностей и распространению осадков, депрессии имели размеры в пределах нескольких километров — первых десятков километров и плоскую, слабоогнутую форму. Дно депрессий было неровным, в нем, судя по увеличению мощностей осадков, существовали локальные впадины и поднятия. Спокойное залегание чередующихся лавовых и лавокластических покровов позволяет выделять во многих участках вулканические равнины (плато). Гидротермальные изменения и колчеданные руды проявлены лишь в пределах палеодепрессий. Более высокая пузыристость лав указывает на менее глубоководные, чем в рифтовых зонах, условия.

В связи с кислым вулканизмом рельеф меняется существенно и характеризуется прежде всего сложной расчлененностью. Экструзивные процессы приводят к образованию куполов и слегка вытянутых гряд, размером в плане обычно в первые километры и высотой до 1 км. От куполов обычно отходят мощные лавовые отроги длиной до 1—3 км, нередко изогнутые и ветвящиеся (фиг. 3). Между куполами и на склонах в связи с их ростом и оттоком расплава из недр происходят просадки и формирование впадин глубиной в несколько сот метров. Этот процесс сопровождается тектоническими движениями, особенно в зоне сочленения куполов и впадин, что приводило, вероятно, к образованию отвесных стенок и уступов на этих участках. Конфигурация впадин была различной: трого-, чашеобразные, сегментные и др. Депрессии представляли собой понижения дна открытого моря или же замкнутые и полузамкнутые его участки типа лагун, бухт. Дно депрессий было также неровным. Локальные впадины разделялись небольшими поднятиями, образованными часто лавовыми «языками» вязкого кислого расплава.

На пологих склонах и в удалении от экструзивных куполов, судя по спокойному залеганию лавовых потоков и вулканокластических слоев, характерным рельефом был равнинный.

Колчеданное рудоотложение и гидротермальные изменения пород проявлены только в пределах депрессий, причем с локализацией в наиболее прогнутых их частях [13, 16].

Глубина столба воды в силу расчлененности рельефа варьировала в широких пределах. Апикальные части куполов, судя по краснокаменным изменениям, наличию в этих участках «игнимбритовидных» и «сваренных» туфов (правда, лишь в отдельных районах), вероятно, спорадически возвышались над водной поверхностью. Присутствие рифогенных известняков на склонах куполов указывает на мелководность этих участков. Глубина же депрессий, судя по разности высот их дна и кровли куполов, могла в отдельных, наиболее глубоких участках достигать 1,5 км. Отмеченные особенности в какой-то мере снимают противоречия в представлениях о глубоководной и субаэральной обстановках формирования колчеданоносных разрезов.

Вулканическая деятельность сопровождается сейсмическими процессами, которые проявляются в основном следующим образом.

Выход на поверхность в относительно короткое геологическое время больших объемов вулканического материала сопровождается, естественно, его оттоком из глубинных участков. Тяжесть накопленного материала на поверхности и разряженность глубинных участков приводит к синвулканическим просадкам по тектоническим нарушениям. Наиболее интенсивно сбросы такого рода (нередко с амплитудой в сотни метров) проявлены по контакту экструзивных куполов и аккумулятивных депрессий.

Сейсмическое дрожание и толчки, кроме того, провоцируют обвалы и лавины обломочного вулканогенного материала. Подводно-коллювиальные отложения, представленные необработанными обломками полимиктового состава, образуют невыдержанные пласты и линзы брекчий, приуроченных к подножию вулканических поднятий и уступов. Мощность их нередко значительная (десятки метров), что свидетельствует о крупномасштабности этих явлений. Обвалы и лавины не способствуют рудоотложению, а наоборот, ведут к разрушению рудных тел, на что указывает присутствие в брекчиях рудных обломков.

В период активной вулканической деятельности более или менее значительно прогревается окружающая территория. Можно предполагать четыре обстановки, различающиеся особенностями тепловых полей: а) участки экструзивных куполов, характеризующихся постоянными тепловыми потоками в связи с непрерывным поступлением вулканического расплава; б) аккумулятивные депрессии, где в относительно короткое время происходит захоронение значительного объема раскаленного обломочного материала и постепенное его остывание; в) участки с внедрением субвулканических тел и гипабиссальных интрузий габбро-диоритов, плагиогранитов, присутствующих на некоторых месторождениях и обуславливающих длительно действующие и постепенно затухающие тепловые потоки; г) маломощные покровы лав и вулканокластического материала (по сравнению с отмеченными обстановками не несут большого запаса тепловой энергии).

К числу косвенных явлений, сопровождающих вулканизм, относится рифообразование [10]. Рифогенные известняки, тяготеющие к апикальным частям экструзивных куполов, известны в Узельгинском рудном поле. Они имеют локальное распространение и местами довольно значительную (до 300 м) мощность. Увеличение мощности наблюдается по периферии куполов, но нередко и они покрыты известняками.

Особое место занимают явления, связанные с выделением паров и газов во время вулканической деятельности. Эти явления известны под названием фумарольно-сульфатарных. Они представляют исключительно большое значение для понимания рудообразующих процессов. Деятельность палеогидротермальных систем в вулканических областях отражают ореолы гидротермально-метасоматических изменений. Детальное изучение нами их позиции в вулканогенных толщах показывает следующее [12, 14]. Среди гидротермально-метасоматических изменений выделяются кварц-хлорит-серицитовые метасоматиты, непосредственно подстилающие колчеданные залежи и сменяющие их на глубине пропилиты, минеральные ассоциации которых представлены альбитом, хлоритом, кварцем (без эпидота, гематита, актинолита в отличие от зеленокаменных пород). Установлено, что ореолы гидротермальных изменений имеют пластообразную форму мощностью в несколько сот метров (до 1,5 км) и стратиформное залегание. Палеовулканические реконструкции показывают, что площади развития преобразований, как пропиловых, так и кварц-хлорит-серицитовых, совпадают с контурами вулканических палеодепрессий и отсутствуют в участках с положительными формами палеорельефа (на период рудообразования). Зоны пропилитизации, имеющие более плоскую форму и большие по латерали

размеры, приурочиваются к вулканическим депрессиям, заложенным при базальтовом вулканизме. Ореолы кварц-хлорит-серицитовых метасоматитов, непосредственно вмещающие колчеданные руды, распространены более локально. Они расположены, как правило, в депрессиях между экструзивными куполами кислого состава, или на их склонах, реже связаны с локальными впадинами базальтовых толщ. Ореолы изменений полностью совпадают с контурами палеодепрессий или приурочиваются к наиболее прогнутым на период рудообразования участкам.

Обращают на себя внимание также особенности строения ореолов кварц-хлорит-серицитовых метасоматитов, имеющих многоярусное строение и состоящих как бы из серии ореолов более мелкого порядка, каждый из которых характеризуется зональным строением: в верхней части развиты серицит-кварцевые и хлорит-кварцевые породы, в нижней — серицит-хлорит-кварцевые. Причем установлено отчетливое совпадение этих автономных ореолов с пачками отложений отдельных эруптивных циклов. У каждого элементарного эруптивного цикла свой автономный ореол изменений, в котором серицит-кварцевая и хлорит-кварцевая зоны, фиксирующие близрудный уровень, совпадают с его верхней частью. Для выяснения природы палеогидротермальной деятельности важное значение имеет изучение условий и масштабов миграции вещества. Проведенные расчеты баланса вещества [12] показывают, что при метасоматических преобразованиях вещество в основном перераспределяется из одной зоны в другую. Необходим привнос извне лишь серы, углерода и водорода, которые, кстати, могут извлекаться из морской воды [2]. Отсюда следует вывод о том, что метасоматические преобразования могли протекать практически в замкнутой (или же открытой для выноса) системе.

Отмеченные особенности строения ореолов, их соотношения с вулканическими образованиями (пластообразная форма ореолов и стратиформное залегание; приуроченность их к депрессиям разного порядка; многоярусное строение и связь с вулканическими циклами; возможность преобразований в замкнутой системе — без привноса вещества извне и др.) являются существенными признаками, указывающими на участие в палеогидротермальных процессах пластовых седиментационных (захороненных) вод. Высокая температура и дегазация остывающих вулканогенных пород приводили к их разогреву и химической агрессивности, что в свою очередь обуславливало метасоматические изменения. Наличие именно еще неостывшего вулканического материала является необходимым условием, так как в депрессиях, выполненных литокластическим материалом, не происходит гидротермальных преобразований. Последующая литификация способствовала выжиманию уже минерализованных седиментационных вод на дно водных бассейнов.

ДИНАМИКА ВОДНОЙ СРЕДЫ

Информация о динамике водной среды наиболее полно законсервирована в фациальных особенностях вулканогенно-осадочных пород. Генетические типы вулканогенно-осадочных отложений указывают на спокойные и подвижные режимы водной среды или осадконакопления.

Подвижные гидродинамические режимы обусловлены следующими процессами.

1. Обрушение и оползание рыхлых сцементированных масс вулканогенного материала, расположенного на возвышенностях и их склонах, в пониженные участки под действием гравитационных сил, а также катастрофических перемещений воды типа цунами или же менее интенсивными водными колебаниями в связи с локальными процессами (сейсмическими толчками, эксплозиями и т. д.). Отложения этих процессов выделяются как подводно-коллювиальные [19].

В связи с этими процессами в относительно короткое время затишья вулканической деятельности поступает, особенно в пониженные участки рельефа, огромное количество обломочного материала.

2. Обвалы и оползни способны приводить в движение окружающие массы воды, которые в свою очередь захватывают обломочный материал и перемещают его во взвешенном состоянии в виде автокинетических (турбидных) потоков. Автокинетические потоки по режиму течения и механизму удерживания частиц в потоке разделяются на дебризные, зерновые (грейниты) и турбидные (суспензионные) [20]. По удаленности от начала движения потока различают дистальные (удаленные) и проксимальные. Автокинетические потоки возникают, кроме того, на фронте движущегося лавового потока. Образующийся при дезинтеграции лав вулканокластический материал является в этом случае основным наполнителем таких потоков. Отложения этого типа получили название тефротурбидитов [20]. Турбидиты наряду с подводно-коллювиальными брекчиями широко развиты в пределах колчеданосных вулканогенных разрезов.

На существование спокойных обстановок водной среды в колчеданосных полях указывает наличие в разрезах гидротермально-осадочных пород, среди которых выделяются железисто-кремнистые, кремнистые и хлоритовые. Гидротермально-осадочный генезис их доказывается: однородным тонкодисперсным составом; пласточашеобразной формой и конформным с напластованием залеганием; пространственной связью с ореолами изменений и наличием в подошве прожилков того же состава.

Анализ положения колчеданных залежей среди вулканогенно-осадочных отложений показывает, что типовым является разрез, когда подстилающие породы представлены хорошо сортированными, нередко с окатанными обломками, кремнисто-песчанисто-гравелистыми ритмами с преобладанием трансгрессивной направленности накопления. Состав обломков относительно однородный и соответствует в общем составу вмещающих пород. Широко развиты тефroidы с гиалокластитами, а также терригенные песчаники и гравелиты с примесью гиалокластического материала. Это преимущественно дистальные турбидиты и тефротурбидиты. В подрудных частях находятся и прослои гидротермально-осадочных пород, причем хлоритолиты этого генезиса находятся только в этой части разреза.

Характерная особенность надрудных горизонтов — преобладание в них полимиктовых брекчий, включающих слабоокатанные обломки разных по составу вулканогенных и осадочных пород, метасоматитов и руд. Сортировка материала, как правило, отсутствует. Это в основном подводно-коллювиальные брекчии или же проксимальные турбидиты.

На выклинивании рудных тел наблюдаются гидротермально-осадочные железисто-кремнистые и кремнистые отложения, иногда кремнисто-песчаные ритмы, образованные в спокойном гидродинамическом режиме. Нередко осадочный материал отсутствует, граница между надрудными брекчиями и подрудными отложениями является резкой.

Эти данные, с учетом реконструкций палеорельефа и процессов вулканической деятельности, позволяют предполагать следующую обстановку седиментогенеза в периоды затухания вулканической деятельности.

При затухании вулканической деятельности в понижениях вулканического рельефа оседали отложения дистальных турбидитовых потоков. Преобладание тефротурбидитов в них указывает на перемещение еще рыхлого вулканического материала как при обвально-оползневых процессах, так и в связи с пирокластическими потоками. Дно депрессий, судя по относительно выдержанному гранулометрическому составу и трансгрессивной направленности отложений, испытывало медленное опускание или же было неподвижным. Со временем начиналось высачивание гидротерм, и в периоды между турбидными потоками отлагались гидротермально-осадочные илы.

В дальнейшем сейсмovolканические, а также обвалыно-оползневые процессы затухали полностью, что приводило к спокойному гидродинамическому режиму. В этот период происходит интенсивное фонтанирование рудоносных гидротермальных источников и осаждение рудного вещества. Мощность образующихся колчеданных залежей во многом определялась фактором времени, т. е. длительностью периодов затухания сейсмovolканических и гидродинамических процессов. Рудоотложение в большинстве своем происходило в местах выхода гидротерм. Однако на некоторых месторождениях (в частности, на Сибайском) нами реконструирована обстановка, в которой наиболее глубокие участки депрессии периодически блуждали в силу сеймотектонических подвижек, что приводило к перемещению металлоносных рассолов и формированию удаленных от мест выхода дистальных колчеданных залежей [14].

В последующем, судя по анализу приведенного материала, в связи с началом нового эруптивного цикла происходят сильные сейсмические толчки, сопровождающиеся резким опусканием дна рудоконтролирующих депрессий. Это вызывало обвалы и оползни, продукты которых перекрывали уже сформированные руды. Изливающиеся, вероятно, сразу после этого лавы как бы закупоривали гидротермальные источники. Однако если обвалы и оползни были не столь катастрофическими, а излияние лав не скоротечным, то гидротермы продолжали действовать, хотя постоянное поступление материала приводило к разубоживанию сульфидной минерализации, которая распределялась в цементе в виде вкрапленности, гнезд и прожилков.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ВОДЫ

Физико-химические свойства воды, можно предполагать, различались в местах выхода минерализованных гидротерм и в целом в бассейне.

Основными характеристиками физико-химических свойств воды являются соленость и газовый режим. Судить о них можно по особенностям хомогенных осадков и составу микровключений в измененных породах.

В рудовмещающих разрезах чисто хомогенные осадки отсутствуют. Однако в верхах разреза залегают рифтовые известняки, которые возникают в морской воде при нормальной солености. Кроме того, в разрезах присутствуют гидротермально-осадочные колчеданные руды, кремнистые и железисто-кремнистые породы.

Изучение газово-жидких включений руд и измененных пород показывает, что колчеданные руды формируются в восстановительной обстановке из рассолов, имеющих кальциево-натриевый существенно сульфатный состав, концентрация растворенных веществ в котором составляет десятки граммов на 1 кг воды [1]. Захороненные морские воды, ведущие к гидротермальным изменениям вулканогенных пород, характеризуются восстановительной обстановкой, кальциево-натриевым сульфатно-бикарбонатным составом рассолов, рН которых при 300° С составлял 7,8—10,5 [1]. О повышенной солености этих рассолов могут свидетельствовать гипс и ангидрит, встречающиеся в цементе обломочных измененных пород. Газово-хроматографическими исследованиями установлено, что главными составляющими вулканических газов являлись вода (водяной пар) и углекислота. Кроме того, обнаружены ощутимые содержания CO, CH₄, H₂S, H₂, N₂, O₂ [1].

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ В ИЗМЕНЕНИЯХ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

Изученные нами колчеданоносные поля располагаются в пределах Магнитогорской эвгеосинклинали от Бурибайского в западном борту, через Маканское, Сибайское, к Узельгинскому — в восточном. Сравни-

тельный анализ показывает ряд закономерных изменений в их строении, а следовательно, и физико-географических условий формирования.

1. Карбонатный материал отсутствует в осадках Бурибайского рудного поля, а в Узельгинском рудном поле известняки венчают колчеданоносный разрез. В промежуточных рудных полях нередко встречаются прослои осадков с карбонатным цементом, а в Сибайском рудном поле в верхах разреза, обнажающегося в восточном борту действующего карьера, картируются маломощные линзы известняков.

2. Аналогичная картина наблюдается в отношении объема «игнибризовидных» пород. Их нет в Бурибайском рудном поле, единичные прослои документируются по скважинам в Маканском рудном поле, и широко распространены они в Сибайском и особенно в Узельгинском рудных полях.

3. С запада на восток увеличиваются также: объем кислых пород и контрастность их дифференцирования вещественного состава; объем вулканогенно-осадочного материала.

Если рассматривать усредненный геологический разрез, то нетрудно заметить, что аналогичная тенденция отмечается в общем и для колчеданоносных разрезов в направлении снизу вверх.

Эти данные свидетельствуют о следующих изменениях палеогеографических условий в пределах Магнитогорской эвгеосинклинали с запада на восток в период формирования колчеданоносных толщ: об уменьшении глубины водного бассейна в целом; о более дискретном характере вулканизма, т. е. о более частом чередовании периодов активной деятельности и периодов затухания. То же можно предполагать для каждого рудного поля от ранних периодов его формирования к поздним.

* *
*

Оптимальными физико-географическими условиями для формирования южноуральских месторождений по приведенным данным являются следующие.

1. Формирование вулканогенных колчеданоносных толщ происходит в подводных условиях в удалении от континентов. Глубина бассейна меняется от глубоководных частей до мелководных островных, когда отдельные участки выходят из-под уровня моря. В пределах Магнитогорской эвгеосинклинали батиметрия уменьшается от западного борта (Бурибайское рудное поле) к восточному (Узельгинское рудное поле), а по разрезу снизу вверх от начальных периодов вулканизма к конечным. Глубина рудоотложения может варьировать от нескольких метров и десятков метров (нередко дистальные залежи) до 1,5 км и более (осаждение на местах выходов рудоносных гидротерм).

2. Характерен экстрезивно-лавовый тип вулканизма, ведущий к появлению расчлененного рельефа и дезинтеграции газонасыщенного лавового расплава. Рудообразование связано с палеодепрессиями, характеризующимися мощным накоплением обломочного материала. Захоронение при этом морских вод приводит к их разогреву, химической агрессивности и участию в качестве составной части рудообразующих гидротермальных систем. В пределах депрессий рудоотложение происходит в наиболее прогнутых частях (как в случае проксимальных, так и дистальных залежей).

3. Руды отлагаются в периоды затухания вулканической деятельности. В период активного накопления вулканического материала и одновременной деятельности рудообразующей системы происходит рассеивание минерализации.

Периоды затухания вулканической деятельности наиболее длительны и часты между крупными эруптивными циклами, характеризующимися сменой состава или особенностями излияний. Дискретность вулканизма на колчеданоносных полях увеличивается в целом в пределах Магнитогорской эвгеосинклинали с запада на восток, а также во времени — от ранних к завершающим фазам вулканизма.

4. В этих условиях рудоотложение происходит в участках палеодепрессий со спокойной гидродинамической обстановкой. Нестабильные водные режимы (донные течения, турбидные потоки и т. д.), как и эруптивная деятельность, приводили к рассеиванию минерализованных расолов или же разрушению уже сформированных руд.

Литература

1. *Василенко В. Н.* Термобарогеохимические критерии колчеданности в Сибайском рудном поле (Южный Урал)//Геология, поиски и разведка рудных месторождений Урала. 1984. Вып. 5. С. 92—101.
2. Геосинклинальная и океанская седиментация и вулканизм (сравнительная характеристика)//Тр. ГИН АН СССР. Вып. 396. 1984. 222 с.
3. *Зеленов И. К.* Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ. М.: Наука, 1972. 213 с.
4. *Иванов С. Н., Перфильев А. С., Нечухин В. М. и др.* Палеозойская история Урала//Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1974. С. 13—38.
5. *Иванов С. Н., Курицина Г. А., Ходаевич А. Н.* Новые данные о генезисе колчеданных месторождений Урала//Генетические проблемы руд. Международный геологический конгресс. XXI сессия. М.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 100—107.
6. *Кривцов А. И., Бородаевская М. Б.* Медноколчеданные месторождения: соотношение сингенетического и эпигенетического рудообразования//Металлогения и рудные месторождения. М.: Наука, 1984. С. 211—217.
7. *Лучицкий И. В.* Палеовулканология. М.: Наука, 1985. 276 с.
8. *Макдональд Г.* Вулканы. М.: Мир, 1975. 431 с.
9. Общие условия магматизма и рудообразования в геосинклиналиях. М.: Наука, 1978. 203 с.
10. *Прокин В. А., Боговяленская О. В., Масленников В. В.* Условия нахождения фауны на медноколчеданных месторождениях Урала//Геология руд. месторождений. 1985. № 1. С. 114—117.
11. *Раст Х.* Вулканы и вулканизм. М.: Мир, 1982. 344 с.
12. *Романовский С. И.* Динамические режимы осадконакопления. Циклогенез. Л.: Недра, 1985. 263 с.
13. *Рудницкий В. Ф.* Гидротермально-метасоматические изменения пород колчеданных месторождений Узельгинского рудного поля (Южный Урал)//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 1. С. 101—111.
14. *Рудницкий В. Ф.* Положение колчеданных залежей в разрезе вулканогенно-осадочных пород Узельгинского рудного поля (Южный Урал)//Геология руд. месторождений. 1983. № 1. С. 40—49.
15. *Рудницкий В. Ф.* Особенности ореола околорудных изменений Сибайского медноколчеданного месторождения (Южный Урал)//Геология руд. месторождений. 1985. № 2. С. 94—100.
16. *Рудницкий В. Ф.* Положение колчеданных залежей Сибайского рудного поля (Южный Урал) в вулканических структурах//Сов. геология. 1985. № 12. С. 43—51.
17. *Рудницкий В. Ф., Папулов Н. Б.* Палеовулканический контроль колчеданного оруднения в Бурибайском рудном поле//Докл. АН СССР. 1985. Т. 285. № 2. С. 421—425.
18. *Рухин Л. Б.* Основы общей палеогеографии. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 557 с.
19. *Смирнов В. И.* Колчеданные месторождения//Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1968. С. 586—647.
20. *Фролов В. Т.* Генетическая типизация морских отложений. М.: Недра, 1984. 222 с.
21. *Шарфман В. С.* Палеогеографические условия образования колчеданных месторождений//Докл. АН СССР. 1985. Т. 282. № 2. С. 416—418.
22. *Щеглова-Бородина О. Н.* Определение фауны в серном колчедане Сибайского месторождения на Южном Урале//Тр. Горно-геол. ин-та УФ АН СССР. 1956. Вып. 24. С. 169—171.
23. *Mutti E.* Submarine flood tuffs (ignimbrites) associated with turbidities in oligocene deposits of Rhobos Island (Greece)//Sedimentology. 1965. V. 5. № 4. P. 265—288.

Свердловский горный институт

Поступила в редакцию
28.X.1986

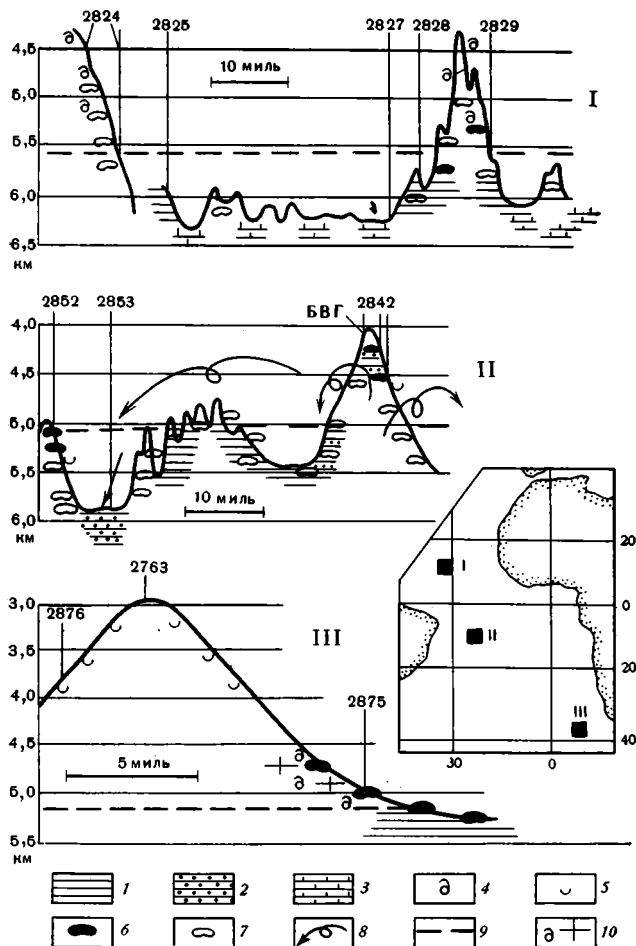
КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 552.124.4(261/264)

КРАТКАЯ ХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЖЕЛЕЗОМАНГАНЦЕВЫХ
КОНКРЕЦИИ И КОРОК НЕКОТОРЫХ КОТЛОВИН
АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

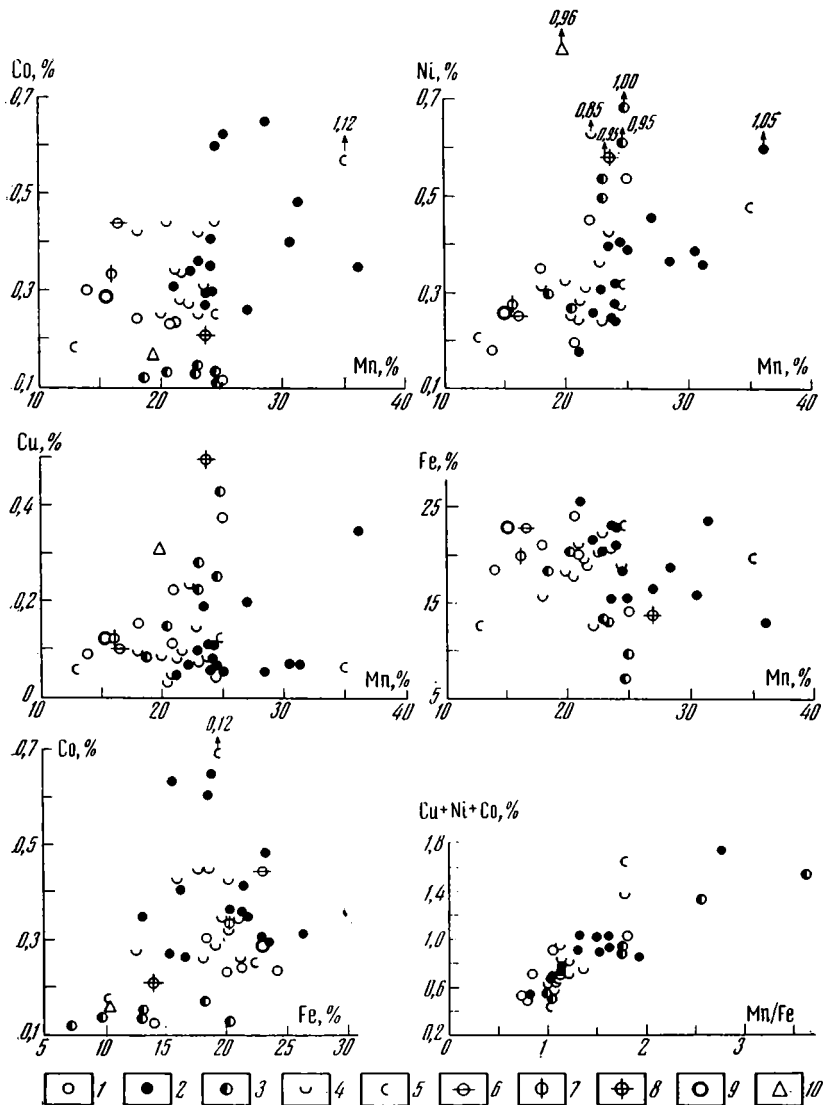
ЕМЕЛЬЯНОВ Е. М., САФОНОВ В. Г.

Конкреции и корки были собраны на трех полигонах в котловинах Зеленого Мыса, Бразильской и Капской в 31-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» [4] (фиг. 1, табл. 1). В сборе кроме авторов принимали участие Г. Б. Рудник и В. А. Чечко.



Фиг. 1. Профили рельефа дна, донные осадки и полиметаллические конкреции на полигонах I, II и III и схема их расположения в котловинах Атлантического океана

1—4 — донные осадки (1 — красные глубоководные глины, 2 — то же, металлоносные, с повышенными содержаниями Fe и Mn, 3 — то же, переслаивающиеся с кокколито-фораминиферными турбиндитами, 4 — фораминиферные осадки); 5—6 — ареалы широкого распространения (5 — железисто-марганцевых корок, 6 — полиметаллических конкреций); 7 — предполагаемые ареалы распространения полиметаллических конкреций; 8 — предполагаемые источники и пути распространения рудного гидротермального вещества от безымянной вулканической горы (БВГ); 9 — критическая глубина карбонатакопления (КГК) в голоцене; 10 — кокколито-фораминиферные илы. Цифры над профилями — номера станций



Фиг. 2. Графики зависимости содержаний Co, Ni, Cu и Fe от содержания Mn и Co от Fe
 1 — конкреции котловины Зеленого Мыса (ст. 2828, 2829); 2 — конкреции Бразильской котловины (ст. 2842 и 2852); 3 — конкреции Капской котловины (ст. 2875); 4 — корки с подводной горы в Капской котловине (ст. 2876); 5 — корки со ст. 2842 (Бразильская котловина); 6—10 — среднее для конкреций по [3] (6 — котловина Зеленого Мыса, 7 — Бразильская котловина, 8 — Капская котловина, 9 — северо-западная часть Атлантического океана, 10 — юго-восточная часть Тихого океана)

Перед анализом рудные оболочки конкреции тщательно очищали от механических примесей. Верхнюю пленку конкреций (мощность 0,5—1 мм) для химического анализа счищали с поверхности конкреций ножом. В тех случаях, когда представлялась возможность установить верх и низ конкреции, на анализ отбирали отдельно верхнюю, нижнюю и боковую части. В противном случае отбирали среднюю пробу рудной оболочки конкреций. Химический анализ выполнен Ю. О. Шайдуровым, Н. Г. Кудрявцевым, О. Е. Пичужкиной атомно-абсорбционным методом на спектрофотометре С-302. Химическим методом определены Ti, CaCO₃ и C_{орг}. Точность анализов проверяли при помощи стандартов СССР и ГДР.

Разброс содержаний элементов в изученных конкрециях очень велик (табл. 2, 3, фиг. 2): максимальные их значения превышают минимальные для Mn примерно в 2,5 раза, для Fe — в 4, для Cu — в 10, для Ni — в 6, для Co — в 6 раз. Величина Mn/Fe колеблется в пределах 0,75—2,77 (в одной пробе составляет 3,63), т. е. она очень низкая, что типично для конкреций Атлантического океана. Величина Cu/Ni обычно не превышает 0,6. В конкрециях обнаружено CaCO₃ до 5,67% и C_{орг} до 0,59%.

В котловине Зеленого Мыса (КЗМ) в четырех пробах конкреции содержат много Fe. В результате значение Mn/Fe низкое и составляет 0,75—1,06 (см. табл. 2). Лишь на ст. 2829, расположенной также на склоне горы, величина Mn/Fe заметно

**Размеры, морфология и фациальные условия залегания
(31-й рейс НИС «Дмитрий»)**

Номер станции	Прибор	Глубина, м	Характеристика конкреций			
			размер, см	форма	поверхность	
					верх	низ
2824	АП «Пассат»	4850	1—6	Угловатая, полисферoidalная, таблитчатая	Гранулярная	
2824	Драга	4750—4300	2—5	Сфероидальная, таблитчатая	Микрогранулярная	Гроздевидная
2828	Трубка	5630	3—5	Сфероидальная	Гладкая	
2842	Драга	4750	1—6	Сфероидальная, неправильная, уплощенная	Шероховатая (гранулярная) со следами растворения	
2829	АП «Пассат»	5516	2—4	Сфероидальная	Гранулярная	
2852	Драга	5280—4810	2—3	Эллипсоидальная	Микрогранулярная	
2875	ДЧ «Океан»	4950	3—12	Эллипсоидальная, сфероидальная	Гроздевидная	Гранулярная
2876	Драга	3870—2870	60×35×20	Уплотненная, неправильная (корки в виде гигантских «конкреций»)	Гладкая	Микрогроздевидная

Примечание. АП — автономный самовсплывающий пробоотборник (днoчерпатель), ДЧ — днoчерпатель.

выше, что может свидетельствовать о поступлении части рудного вещества (Mn, Ni и Cu) в результате диагенеза. Конкреции характеризуются умеренными (средними для Северной Атлантики [3]) содержаниями Cu и Ni, возрастающими по мере увеличения количества Mn. Корреляционная связь Co с Mn отрицательная (см. фиг. 2). Конкреции КЗМ по составу, а также по величине Mn/Fe наиболее близки к рудным коркам подводных гор.

Конкреции Бразильской котловины по содержанию химических элементов четко подразделяются на две группы.

1. На ст. 2842 они сильно обогащены Fe, Co и Mn и обеднены медью; значение Mn/Fe в них низкое: примерно такое же, как и в конкрециях активных срединно-океанических хребтов (около 1,0) [3]. Скорее всего это связано с тем, что в районах активных хребтов дополнительным источником Fe являются гидротермы, в то время как подток Mn снизу (из поровых вод) либо отсутствует, либо ослаблен. Видимо, этим можно объяснить высокие содержания Fe и на ст. 2842. На этой станции были подняты гидротермально-гидротермальные металлоносные осадки шоколадного цвета. На них и залегали обнаруженные нами конкреции. В осадках содержалось, %: Fe до 10,25, Mn до 2,55, Cu до 0,059, Ni до 0,120 и Co до 0,023 [1]. Кобальт в осадках колонки 2842 находился в прямой корреляционной связи с Fe.

2. Конкреции со ст. 2852 обеднены Fe и Co, но обогащены Mn, Ni и Cu. Значение Mn/Fe в них заметно повышенное. В конкрециях именно этой станции найдены максимальные содержания Mn, Ni и Cu + Ni + Co (см. табл. 2).

полиметаллических конкреций Атлантического океана
Менделеев», 1983—1984 гг.)

текстура	состав ядер	Подстилающие осадки	Фациальная обстановка	Концентрация, % (продуктивность, кг/м ³)
Массивная, пятнистая	Тектонизированные габбро, перидотиты и глины	Глинисто-фораминиферовые илы	Абиссальный холм	23,5 (5)
Колончатая	Базальты, вулканическое стекло, гравитационные брекчии	Глубоководные глины (рудный осадок)	Склон и вершина подводной вулканической горы	Не ясно
Массивная	Рыхлый осадок (гидроокислы Fe и Mn, глинистые агрегаты)	Пелагические окисленные илы (красная глина)	Склон абиссального холма	»
Массивная, концентрически-полосчатая	Базальты, цеолитовые массы	Не ясно; предположительно металлоносные слабо-известковые илы	Склон подводной вулканической горы	»
Концентрически-полосчатая	Практически без ядер	Красные глины с фораминиферами	Абиссальный холм	4, (0,8)
Концентрическая, параллельно-слоистая	Примазки ила	Глубоководные илы	Склон депрессии тектонического заложения	Не менее 30
Концентрически-полосчатая	Глины	Глинисто-органический ил	Равнина у подножия подводной вулканической горы	20, (13)
То же	Рудные корки, базальты	Не ясно	Привершинная часть подводной вулканической горы	—

На ст. 2876 подняты только корки.

В конкрециях Капской котловины найдены повышенные (по сравнению со средними для конкреций Северной Атлантики) количества Cu, Ni и Mn, но пониженные — Fe и особенно Co (см. фиг. 2).

Если рассмотреть все изученные нами конкреции, то получается, что чем больше они содержат Mn, тем меньше Fe, и наоборот. Наиболее четкая корреляция выявлена у Ni с Mn. О корреляции Cu и Co с Mn можно говорить лишь в первом приближении. Никель, медь (за исключением ст. 2842), а также сумма Cu+Ni+Co находятся в прямой корреляционной связи с величиной Mn/Fe.

Ранее отмечалось [3], что распределение Co в железомарганцевых образованиях противоположно распространению Ni, Cu и Zn, поскольку его концентрации максимальны в образцах с возвышенностей и подводных гор. Наши данные (за исключением пробы 3а со ст. 2842, см. табл. 2) по Бразильской и Капской котловинам подтверждают этот тезис. Кобальт больше тяготеет к тем коркам и конкрециям, в которых в повышенных количествах содержатся и Fe и Mn; в чисто марганцевых корках его очень мало. В изученных нами пробах конкреций и корок намечается, хотя и слабая, но положительная корреляционная связь Co и Fe (см. фиг. 2). Однако эта связь проявляется лишь в том случае, если число анализов довольно велико и при этом исследуются конкреции из различных фациальных зон региона. Если же анализировать конкреции одной фациальной обстановки, то эта закономерность из-за узкого диапазона содержания элементов (или малого числа проб) может и не проявляться (например, только в конкрециях Капской котловины).

Распределение химических элементов в железомарганцевых конкрециях и корках некоторых котловин Атлантического океана

Номер станции	Глубина, м	Орудне сбора	Номер образца	Характеристика пробы	Содержание, %							
					Fe	Mn	Ti	Cu	Ni	Co	Cu + Ni + Co	Mn/Fe
Конкреции												
<i>Полигон I. Котловина Зеленого Мыса</i>												
2824	4850	АПД	1	Верхняя рудная оболочка	18,50	14,00	0,36	0,094	0,180	0,300	0,574	0,75
			2	То же	24,20	20,80	0,77	0,112	0,195	0,230	0,537	0,82
2828	5630	ТБД *	1а	»	20,00	21,00	0,30	0,226	0,454	0,232	0,912	1,05
			1б	Внутренняя часть	21,00	18,00	0,24	0,150	0,350	0,240	0,740	0,86
2829	5545	»	1	Верхняя рудная оболочка	13,80	25,00	0,61	0,375	0,540	0,115	1,030	1,81
		Среднее по полигону I			19,50	19,76	0,46	0,191	0,344	0,223	0,759	1,058
<i>Полигон II. Бразильская котловина</i>												
2842	4750—4300	Драга	1	То же	22,90	24,10	0,69	0,115	0,275	0,300	0,690	1,05
			2	»	23,00	23,80	0,16	0,115	0,245	0,300	0,660	1,03
			5	»	23,50	31,20	0,78	0,071	0,360	0,480	0,911	1,33
			6а	»	21,00	24,00	0,44	0,080	0,320	0,346	0,746	1,14
			6б	Нижняя ее часть	15,80	30,50	0,46	0,067	0,388	0,400	0,855	1,93
			7а	Верхняя рудная пленка	25,60	21,00	0,43	0,044	0,182	0,310	0,536	0,82
			7б	Средняя часть рудной оболочки	21,50	22,30	0,35	0,072	0,260	0,344	0,676	1,03
			7в	Нижняя ее часть	18,80	28,50	0,58	0,056	0,372	0,650	1,078	1,52
			8а	Верхняя часть рудной оболочки	20,30	23,00	0,37	0,096	0,311	0,364	0,771	1,13
			8б	Нижняя ее часть	18,40	24,50	0,56	0,064	0,410	0,600	1,074	1,33
			9а	Верхняя часть рудной оболочки	21,00	24,00	0,41	0,055	0,239	0,412	0,706	1,14
			9б	Нижняя ее часть	15,50	25,00	0,55	0,052	0,396	0,625	1,073	1,61
		Среднее по ст. 2842			20,61	25,16	0,48	0,074	0,313	0,428	0,815	1,26
2852	5280—4810	Драга	1а	Верхняя рудная часть	16,50	27,00	0,30	0,200	0,460	0,260	0,920	1,64
			1б	Нижняя ее часть	15,20	23,50	0,40	0,194	0,400	0,272	0,866	1,54
			2	Верхняя пленка (0,5 мм) с несколькими круглыми конкрециями	13,00	36,00	0,18	0,354	1,050	0,350	1,754	2,77
		Среднее по ст. 2842 и 2852			19,47	25,89	0,44	0,109	0,378	0,401	1,110	1,40

Полигон III. Капская котловина

2875	4959	ДЧ	1а	Конкреция размером 8×6×6 мм; верхняя бугристая пленка (0—3 мм)	6,80	24,70	0,15	0,432	1,000	0,116	1,548	3,63
			1б	То же, нижняя почковидная пленка (0—3 мм)	18,30	18,70	0,11	0,084	0,300	0,170	0,554	1,02
			1в	То же, боковая сторона рудной оболочки (0—3 мм)	13,00	23,00	0,26	0,280	0,500	0,140	0,920	1,77
			2а	Бугристая конкреция, верхняя рудная оболочка (0—18 мм)	13,00	23,00	0,34	0,224	0,540	0,130	0,894	1,77
			2б	То же, бугорки рудной оболочки (0—5 мм)	9,50	24,50	0,17	0,254	0,950	0,130	1,334	2,58
			2в	То же, рудная пленка (0—3 мм) с «почек»	20,20	20,50	0,31	0,145	0,270	0,130	0,545	1,01
				Среднее по полигону III	13,47	22,40	0,22	0,237	0,593	0,136	0,967	1,96
				Среднее по конкрециям полигонов I, II и III	18,09	23,48	0,39	0,154	0,421	0,306	1,01	1,46

Корки

2842	4750—4300	Драга	3а	Верхняя часть рудной корки	19,50	35,00	1,10	0,061	0,475	1,120	1,656	1,79
			3б	Внутренняя слабоокисленная ее часть	12,50	12,90	0,64	0,055	0,205	0,180	0,440	1,03
			4	Марганцевая корка	23,30	24,60	1,10	0,120	0,320	0,250	0,690	1,06
2876	3870—2870	»	1а	Верхняя часть марганцевой корки (6 мм)	19,50	21,20	0,39	0,084	0,280	0,336	0,700	1,09
			1б	Нижняя ее часть	22,00	23,00	0,58	0,070	0,240	0,252	0,562	1,04
			2	Верхняя часть корки	18,50	24,40	0,41	0,040	0,270	0,440	0,750	1,32
			3	То же	17,50	20,50	0,46	0,032	0,250	0,440	0,690	1,17
			4	»	20,50	23,50	0,36	0,082	0,420	0,312	0,814	1,15
			5а	Корка в виде гигантской «конкреции» (40×35×21 см) **. Низ «конкреции». Нижняя рудная пленка (гор. 3—4 мм)	20,00	22,80	0,52	0,140	0,360	0,420	0,920	1,14

(окончание табл. 2)

Номер станции	Глубина, м	Орудие сбора	Номер образца	Характеристика пробы	Содержание, %							
					Fe	Mn	Ti	Cu	Ni	Co	Cu + Ni + Co	Mn/Fe
2876	3870—2870	Драга	5б	То же. Средняя часть рудной оболочки (низ «конкреции», гор. 3—18 мм); слабо окислена	15,50	18,00	0,41	0,088	0,308	0,420	0,816	1,16
			5в	То же. Низ. Внутренняя часть рудной оболочки (гор. 18—38 мм)	20,70	21,00	0,55	0,039	0,240	0,340	0,619	1,01
			5г	То же. Верх. Верхняя пленка рудной оболочки (гор. 0—8 мм)	18,10	20,00	0,41	0,077	0,320	0,252	0,649	1,10
			5д	То же. Внутренняя часть рудной оболочки (гор. 8—28 мм)	18,80	21,60	0,50	0,093	0,310	0,280	0,683	1,15
			Среднее по образцам 1а — 5д (ст. 2876)		19,11	21,60	0,46	0,075	0,300	0,349	0,720	1,13
			5е	Верх той же «конкреции». Внутренняя часть рудной оболочки (гор. 28—48 мм)	12,40	22,20	0,37	0,234	0,850	0,270	1,354	1,79
			Среднее по всем образцам ст. 2876		18,50	21,65	0,45	0,089	0,350	0,342	0,778	1,19

Примечание. * ТБД — трубка большого диаметра (127 см). ** «Конкрециями» они названы условно (из-за овальной формы), фактически это корки.

Содержание элементов в конкрециях и корках полигонов I—III (Атлантический океан), %

Fe	Mn	Ti	Cu	Ni
<i>Конкреции (20)</i>				
$\frac{6,80-25,60}{18,09}$	$\frac{14,00-36,00}{23,48}$	$\frac{0,11-0,76}{0,39}$	$\frac{0,044-0,432}{0,154}$	$\frac{0,180-1,050}{0,421}$
<i>Корки (14)</i>				
$\frac{12,40-20,70}{18,49}$	$\frac{18,00-35,00}{22,19}$	$\frac{0,36-1,10}{0,56}$	$\frac{0,032-0,234}{0,087}$	$\frac{0,205-0,850}{0,346}$
Co	Cu + Ni + Co	CaCO ₃	C _{орг}	Mn/Fe
<i>Конкреции (20)</i>				
$\frac{0,116-0,650}{0,306}$	$\frac{0,537-1,754}{1,010}$	$\frac{0,00-5,67}{3,05}$	$\frac{0,00-0,59}{0,25}$	$\frac{0,75-3,63}{1,46}$
<i>Корки (14)</i>				
$\frac{0,180-1,120}{0,379}$	$\frac{0,440-1,656}{0,810}$	$\frac{0,24-7,99}{4,80}$	$\frac{0,12-0,63}{0,34}$	$\frac{1,01-1,76}{1,21}$

Примечание. В числителе приведены пределы содержаний, в знаменателе — среднее содержание, в скобках указано число оборотов.

В обнаруженных на полигонах I и II конкрециях значительно больше марганца и никеля, чем это считалось ранее [3]. Поэтому наши данные позволяют утверждать, что составленные Д. Кроненом схемы распределения Mn и Ni в конкрециях Атлантического океана нуждаются в корректировке.

Различия в составе конкреций Капской и других котловин Атлантического океана обусловлены скорее всего тем, что конкреции в Капской котловине образуются в резко отличных фациальных условиях: поля их распространения находятся в зоне субтропической конвергенции (субантарктический фронт), которая характеризуется повышенной биологической продуктивностью. Котловина Зеленого Мыса (полигон I) находится в пелагической области аридной климатической зоны, характеризующейся очень низкой биологической продуктивностью, поэтому конкреции этого полигона обеднены Cu, Ni и Mn. В формировании конкреций Бразильской котловины (полигон II) важную роль играют гидротермальные источники рудных компонентов.

В 31-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» были собраны и теми же аналитиками с применением тех же методов изучены конкреции с небольшого поднятия Центральной котловины Индийского океана (полигон V) [2]. Выяснилось, что в конкрециях котловины Зеленого Мыса и Бразильской по сравнению с Индийским океаном значительно больше Fe и Co, но меньше Cu, Ni и Mn. Конкреции же Капской и Центральной котловин по составу довольно близки, хотя в конкрециях первой из них Mn и Cu несколько меньше. Конкреции Капской котловины по составу близки также к конкрециям северо-западной части Тихого океана (см. фиг. 2).

Корки со ст. 2842 содержат самые различные количества элементов. В одной из них обнаружены экстремальные количества Co (1,120%), а также Mn (35,00%), Ti (1,10%) и Ni (0,475%) при малом содержании Cu (0,061%). Более древний слой этой же корки содержит всего лишь, %: Mn 12,90, Co 0,180, Ni 0,205 и Cu 0,055. Таким образом, корки в одних случаях являются существенно марганцевыми и сильно обогащены кобальтом, в других — железомарганцевыми (значение Mn/Fe примерно равно 1,0) со средними для корок Атлантического океана [3] содержаниями Ni и Cu и пониженными — Co.

Корки со ст. 2876 характеризуются довольно постоянным химическим составом. Исключение составляет лишь проба 5е (см. табл. 2), в которой заметно понижено содержание Fe (12,40%) и повышены содержания Ni (до 0,850%, что является максимальным для корок Атлантического океана) и Cu (до 0,234%). В остальных девяти образцах корок количество элементов колеблется в незначительных пределах. Существенных различий между разными слоями корок (в том числе и корок в виде «гигантских конкреций») не обнаружено. Таким образом, корки подводной вулканической горы Капской котловины (ст. 2876) по составу заметно отличаются от конкреций Капской котловины и КЗМ, но они очень близки к конкрециям подводной вулканической горы Бразильской котловины (ст. 2842). Корки со ст. 2876 и конкреции со ст. 2842 содержат заметно больше Fe, Co и Ti и меньше Cu и Ni, чем конкреции из Капской котловины и КЗМ.

Литература

1. *Емельянов Е. М.* Состав металлоносных осадков Бразильской котловины//Литология и полез. ископаемые. 1986. № 6. С. 125—130.
2. *Емельянов Е. М., Сафонов В. Г.* Условия залегания и химический состав полиметаллических конкреций Центральной котловины Индийского океана//Океанология. 1987. Вып. XVII. № 1. С. 95—101.
3. *Кронен Д.* Подводные минеральные месторождения. М.: Мир, 1982. 390 с.
4. *Непроцнов Ю. П.* Тридцать первый рейс научно-исследовательского судна «Дмитрий Менделеев»//Океанология. 1985. Т. XXV. № 2. С. 361—365.

Атлантическое отделение
Института океанологии АН СССР,
Калининград

Поступила в редакцию
12.XII.1984

МЕТОДИКА

УДК 550.4 : 552.313.8

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СТАТИЧЕСКОГО И ДИНАМИЧЕСКОГО
ЭКСПЕРИМЕНТОВ В СИСТЕМЕ ВОДА — ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПЕПЕЛ

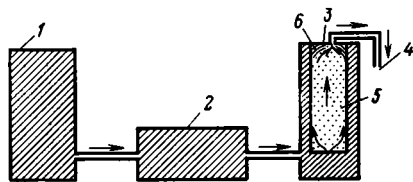
ТИМОФЕЕВ П. П., ИЛЬИН В. А., ЕРОЩЕВ-ШАК В. А.,
ЩЕРБАКОВ А. В., КИРЕЕВ Ф. А., ОЛЕЙНИК Б. И.

В последнее время при интерпретации геологических процессов стали широко применяться экспериментальные методы, в частности моделирование закрытых систем в автоклавах. Однако известно, что в природных условиях преобладают открытые геологические системы, даже такие, в которых идут глубинные литогенетические процессы. Автоклавное моделирование в какой-то мере дает возможность подойти к решению вопросов минералообразования только при учете круговорота вещества в продолжительный (млн. 10^8 лет) геологический период. Менее продолжительные процессы (гидротермальный, гальмиролиз и др.) протекают в динамических условиях открытых систем, для исследования которых требуется специальная аппаратура. Существующий пробел восполняется разработкой в ГИНе специальной установки, которая позволяет контролировать направленность процесса в ходе эксперимента.

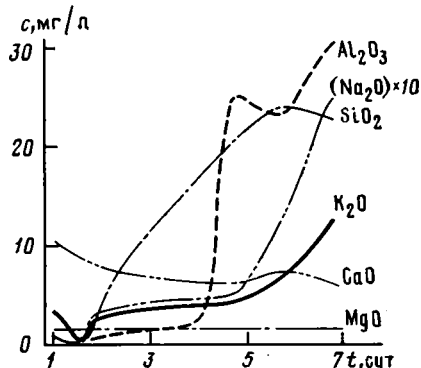
Аппаратура и техника эксперимента. С целью исследования вторичного минералообразования в условиях максимального приближения к природным процессам авторами была сконструирована динамическая установка, принципиальная схема которой приведена на фиг. 1.

Установка состоит из трех блоков. В первом блоке создается давление на жидкую фазу, во втором осуществляется подогрев раствора до заданной температуры, третий представляет собой реактор с обогревательной рубашкой, в котором осуществляется взаимодействие раствора с породой. Установка позволяет автономно регулировать температуру и давление на твердую и жидкую фазы, участвующие в эксперименте, изменять скорость фильтрации раствора через исследуемую породу, создавать градиент температуры. Градиент давления в ходе эксперимента автоматически возникает в результате трения породы о стенки реактора при ее сжатии. Существенным преимуществом этой динамической установки по сравнению с автоклавной является возможность анализировать изменение состава фильтрующегося раствора в ходе эксперимента без его остановки, т. е. получать сведения о динамике промежуточных стадий процесса и при необходимости управлять его ходом. При экспериментировании в автоклавах успех зависит от удачного выбора P — T -параметров и времени экспозиции. В динамической установке осуществляется контроль в ходе эксперимента за содержанием растворенных компонентов и по ряду признаков устанавливается время начала вторичного минералообразования.

Эксперимент проведен одновременно в статических условиях в автоклавах и в динамической установке. Градиенты температуры и давления в автоклавах отсутствовали, так как они устанавливались в печах горизонтально. В динамической ус-



Фиг. 1



Фиг. 2

Фиг. 1. Схема динамической установки

1—3 — системы (1 — создания давления на жидкую фазу, 2 — предварительного подогрева раствора, 3 — создания давления на твердую фазу); 4 — выход раствора; 5 — реактор с твердой фазой и обогревом; 6 — образовавшаяся в ходе эксперимента литифицированная порода; стрелками показано направление движения раствора

Фиг. 2. Изменение концентрации минералообразующих компонентов в ходе эксперимента (аналитик Л. В. Пригман, ГЕОХИ)

тановке раствор прожимался через вулканический пепел со скоростью около 100 мл/сут. В ходе эксперимента пепел уплотнялся, в колонке исследованной породы возникал градиент температуры порядка $1^\circ/\text{см}$ и градиент давления, количественно пока не оцененный. В обоих экспериментах температура поддерживалась в пределах $200 \pm 2^\circ \text{C}$, а давление в первом автоклаве приблизительно 2 МПа, во втором — 6 МПа. В динамической установке давление на твердую фазу устанавливалось в пределах 6 МПа, а на жидкую — 2 МПа. Время экспозиции в обоих экспериментах составляло 10 сут. Изначальная жидкая фаза во всех экспериментах представлена дистиллированной водой.

Расчеты показывают, что выход твердой фазы в динамической установке на заданную температуру происходит за 17—20 мин, а установление постоянного дебита раствора занимает промежуток времени до 4 сут, далее дебит становится стабильным и составляет 100 мл/сут.

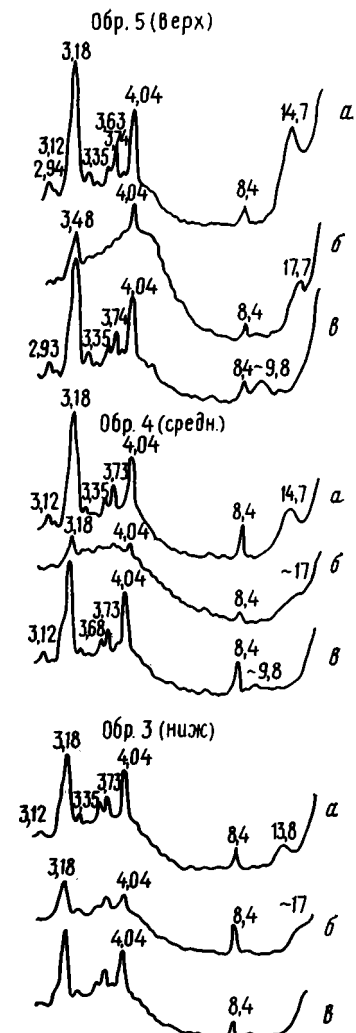
Исходный материал. Исходная твердая фаза в обоих видах экспериментов представлена пеплом вулкана Шивелуч (извержение 1970 г.). Использовалась песчаная фракция этого пепла, представленная обломками плагиоклазов — 40%, амфиболов — 20% и вулканическим стеклом кислого состава — 40%. Химический состав пепла приведен в табл. 1.

Результаты экспериментов. Содержание химических компонентов в прореагировавшем растворе в ходе динамического эксперимента представлено на фиг. 2. В начале эксперимента вопреки общепринятому мнению наблюдается некоторое уменьшение в растворе SiO_2 , K , Na и Ca . К концу 1-х сут отмечается увеличение в фильтрующемся растворе содержания K и Na , при этом количество Ca несколько уменьшается, а Mg остается постоянным. На 5-е сут эксперимента в фильтрующемся растворе резко увеличивается содержание Al на фоне продолжающегося роста концентрации SiO_2 . К концу 5-х сут содержание Al в растворе уменьшается, через 5,5 сут вновь увеличивается, а содержание SiO_2 при этом начинает падать. На 5-е сут эксперимента наблюдается также резкое увеличение в растворе Na и K . Содержание Ca и Mg в жидкой фазе в процессе эксперимента практически не изменяется.

Таким образом, возрастание в фильтрующемся растворе основных минералообразующих химических компонентов свидетельствует о том, что интенсивное взаимодействие породообразующих минералов пепла и фильтрующегося раствора начинается на 5-е сут эксперимента. Возрастание на 2-е сут в фильтрующемся растворе содержания SiO_2 , по-видимому, связано с растворением вулканического стекла. Об этом свидетельствует также некоторое увеличение в растворе концентраций Na и K , содержащихся в исходном материале (в вулканическом стекле).

После эксперимента исследовались две фракции вулканического пепла: 0,01—0,001 и $<0,001$ мм. Установлено, что фракция 0,01—0,001 мм содержит наряду с первичными минералами продукты вторичного минералообразования. Фракция $<0,001$ мм содержит мало вторичных минералов. По-видимому, последние генетически связаны с первичными минералами и удаляются при механическом анализе с мелкими их обломками.

Петрографический анализ твердой фазы в динамическом эксперименте показал, что вулканическое

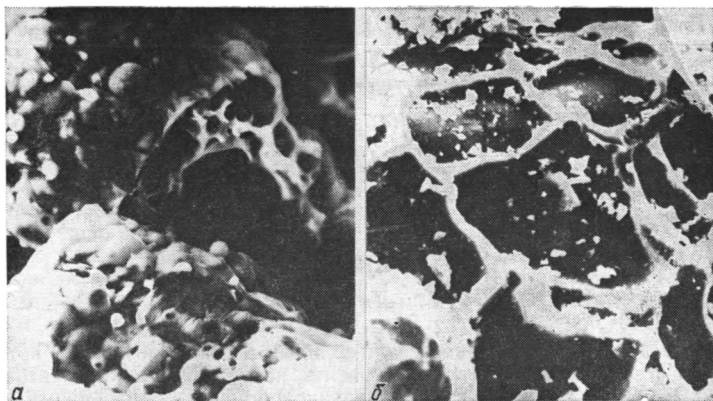


Фиг. 3. Рентгенограммы фракции <1 мкм после эксперимента (вторичные минералы представлены смектитом и α -кристобалитом) *a* — ориентированный воздушно-сухой препарат; *b* — насыщенный глицерином; *v* — прокаленный при 600°C

стекло частично растворилось, амфиболы корродированы, а на поверхности их кристаллов в ряде мест развиты тонкодисперсные вторичные минералы, что касается плагиоклазов, то они остаются почти без изменения.

В автоклавном же эксперименте амфиболы и плагиоклазы остались без изменений. Вторичными продуктами минералообразования в этом эксперименте является α -кристобалит, дающий на рентгенограмме отражение с $d=4,04 \text{ \AA}$.

В динамическом эксперименте отмечается зональность в распределении вторичных минералов. В нижней части реакционной колонки основным вторичным минералом является α -кристобалит, и лишь в самой тонкой фракции появляется отражение с $d=13,8 \text{ \AA}$, которое может быть обусловлено смектитом (фиг. 3, обр. 3). В средней и верхней частях реакционной колонки эти рефлексы становятся более четкими, имеют максимумы 14,3—14,7 \AA , увеличивающиеся после насыщения глицерином до 17,6 \AA



Фиг. 4. Сканирующие электронно-микроскопические снимки вторичных минералов. а — глобулы α -кристобалита; б — смектитовые агрегаты по периферии первичных минералов. Увел. 700

и уменьшающиеся после прокалывания при 600°C до $9,8 \text{ \AA}$ (см. фиг. 3, обр. 4 и 5). Кремнистые образования, представленные α -кристобалитом, прослеживаются по всему вертикальному разрезу колонки измененного пепла (см. фиг. 3).

Электронно-микроскопическое изучение продуктов реакции вода — пепел в динамическом эксперименте позволило установить, что кремнезем в виде глобул, сложенных α -кристобалитом, формируется непосредственно в местах растворения вулканического стекла (фиг. 4, а) и микролитов, представленных амфиболами или пироксенами (фиг. 4, б). Выделение смектитовых агрегатов отмечается на поверхностях вулканического стекла и на плоскостях растворяющихся амфиболов.

Статистическое энергодисперсионное изучение смектитовых выделений позволило определить их примерный химический состав (табл. 2).

Таблица 1

Компоненты	Масса, %	Компоненты	Масса, %
SiO_2	55,12'	MgO	5,22
TiO_2	0,85	Na_2O	4,41
Al_2O_3	18,26	K_2O	0,81
Fe_2O_3	3,18	H_2O	0,35
FeO	3,19	C	Нет
CaO	8,30	P_2O_5	0,02
MnO	0,11		
		Σ	99,82

Таблица 2

Компоненты	Масса, %	Компоненты	Масса, %
SiO_2	52,0—54,0	CaO	2,0—5,0
Al_2O_3	14,0—15,0	Na_2O	0,5—1,5
$\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$	1,5—7,5	K_2O	0,5—1,5
MgO	0—1,5		

Представленный фактический материал прежде всего свидетельствует о большей интенсивности вторичного минералообразования в динамических условиях, поскольку здесь кроме α -кристобалита образовались еще и смектиты, хотя можно было бы ожидать преобладания выноса вещества. Кроме того, в противоположность автоклавам здесь можно воссоздать картину минералообразования. Очевидно, что Ca и Mg способствовали образованию слоистой структуры смектитов. В верхней части реактора (фиг. 1) получена полностью литифицированная порода типа песчаника с цементом сдавливания — это и область более высоких температур, соответствующих режиму зоны катагенеза.

Нам удалось смоделировать фрагмент области разгрузки гидротерм в градиентных условиях открытой системы, что весьма близко характеризует природную обстановку. Анализ результатов экспериментов в открытой и закрытой системах поможет более полно понять природу гидротермального литогенеза.

КРИТИКА

УДК 550.7

ПИСЬМО В РЕДАКЦИЮ*

СТАЩУК М. Ф.

Критические высказывания рецензента, по идее, должны позволить автору в дальнейшем учесть вскрытые недостатки и обратить на них внимание читателей. Однако, к сожалению, в статье В. С. Савенко, написанной по поводу моей книги «Термодинамика и ее применение в литологии», таких высказываний практически нет.

В этой статье В. С. Савенко удается выявить шесть заслуживающих внимания возражений, одно из которых носит общий характер, а остальные — частный.

1. Термодинамику нельзя освещать без использования бесконечно медленных процессов. Это некорректно и методологически не оправдано.

Тезис о некорректности необходимо было бы подкрепить аргументами, а не ограничиться ссылкой. По меньшей мере нужно было показать, что правильные следствия из постулатов, в которые не входит понятие времени, нельзя получить без привлечения этого понятия. Не буду еще раз объяснять то, что написано в книге. В ней следствия совпадают с теми, которые получены при изложении термодинамики традиционным путем. Мне неясно также, почему предлагаемое изложение методологически не оправдано. Кроме самого замечания в рецензии больше ничего по этому поводу нет.

2. В книге не очень много примеров применения термодинамики в литологии.

Это замечание я не буду оспаривать. Смягчающим обстоятельством может служить то, что в литологии вообще не очень много хороших примеров использования термодинамики.

3. В. С. Савенко повторяет одну из известных гипотез распределения растворенного кислорода в океане и указывает на подгочный характер проведенного мною расчета.

Я не могу возразить автору критической статьи, потому что сам придерживаюсь того же мнения. После сопоставления кривых, полученных расчетным путем с реальным распределением кислорода, в книге на с. 159 написано: «Тем не менее, это положение не может служить доказательством правильности полуэмпирической формулы». Приходится сожалеть, что В. С. Савенко не захотел обратить внимание на смысл этого примера, заключающийся в том, что любые гипотезы распределения кислорода в океане (в том числе и ту, которую разделяет сам В. С. Савенко) нельзя обосновывать отклонением от закона Генри. Это закон равновесной термодинамики, а в температурном поле равновесную термодинамику применять нельзя.

4. Мало внимания уделено твердым растворам.

Полностью принимая это возражение, я даже усилию его: единственный пример, связанный с арагонитом, рассмотрен на качественном уровне. Здесь сделан упор только на то, что энтропия смещения снижает энергию Гиббса и делает арагонит менее растворимым минералом по сравнению с кальцитом. Возможно, работу необходимо было бы пополнить другими примерами по твердым растворам, поскольку этот раздел действительно важен для анализа реального минералообразования. Но такие опубликованные примеры, применительно к условиям седиментогенеза и диагенеза, мне неизвестны. В. С. Савенко также не привел никаких примеров, которые могли бы быть достойными рассмотрения.

В. С. Савенко утверждает, будто бы схема образования арагонита показывает «оторванность выкладок термодинамики от реальной природной обстановки», ссылаясь на пересыщенность поверхностных вод современного океана карбонатом кальция.

Напомню, что когда речь идет о современном океане, образование арагонита может быть связано с пересыщением в соответствии с законом Освальда (см. с. 70 моей книги). Но такой арагонит кинетически неустойчив. В книге речь идет о возможном процессе формирования арагонитовых раковин, которые благодаря образованию твердого раствора сохраняются в геологических объектах. Это видно из рассматриваемых примеров: Буштыгское месторождение, беломорские рогульки, плейстоценовый коралловый риф.

5. В. С. Савенко считает, что на примере равновесия гипс — ангидрит геолог будет озадачен утверждением о невозможности применения термодинамических функций для решения геологических задач. «Если расхождения в коэффициенты активности, приводящие к неопределенности в величине логарифма константы равновесия всего в $\pm 0,001$ могут повлечь ошибочные выводы,— пишет В. С. Савенко, то как же

* Савенко В. С. О применении термодинамики в литологии. Литология и полез. ископаемые. 1986. № 5. С. 138—140.

относиться к точности определения свободных энергий образования соединений $\pm 0,1-0,2$ ккал... Стоит ли... вообще заниматься термодинамикой?»

Я считаю, что если энергия Гиббса заслоняет собой фактические данные той науки, ради которой выполняется физико-химический анализ, то заниматься термодинамикой не стоит.

6. Наконец, критике был подвергнут раздел, посвященный моделям морской воды.

Анализируя его, В. С. Савенко упрекает меня даже в безграмотности, уверяя читателей, что коэффициенты активности химических компонентов морской воды подаются определению современным электрохимическими методами. Полагая, однако, что критика не должна выходить за определенные рамки, спешу заверить читателей и редакцию журнала, что мне известны потенциометрические методы определения коэффициентов активности. К сожалению, указанными методами в настоящее время можно определить среднесольевые коэффициенты активности только галогенидов. Но ведь этим далеко не исчерпывается солевой состав морской воды. Решение этого вопроса, которое предлагает в своих работах и диссертациях сам В. С. Савенко, я не могу принять. В основе метода В. С. Савенко лежит ложное допущение о возможности определения коэффициентов активности отдельных ионов (?!), что теоретически невероятно и практически неосуществимо. Потенциометрическим методом определяется не потенциал, а разность потенциалов, о чем подробно написано в моей книге. В самом идеальном случае при замерах в ячейке без переноса против водородного электрода ΔG полуэлемента равно нулю, но коэффициент активности водородного иона нельзя приравнять к единице. Неприемлемость подобного метода для создания моделей морской воды в книге анализируется на примере исследований Е. Дж. Редона и Д. Ленгмюра (с. 161), выполненных на более высоком уровне по сравнению с работами В. С. Савенко, что не исключает порочности самого метода. Я остаюсь при прежних убеждениях и беру на себя смелость утверждать, что современные модели морской воды — не более чем учебные арифметические задачи: с помощью их можно развивать логику, они требуют поисков оригинальных решений, но из-за массы произвольных допущений не приближают к картине истинного состояния частиц в растворе.

Мне очень жаль, что критикой обойдены кардинальные вопросы термодинамики, за исключением того, о котором дана подсказка в предисловии. Так, в частности, кроме изложения термодинамики без привлечения понятия времени в работе представление об энтропии вводится до ознакомления со вторым началом. По этому поводу в свое время велись большие дискуссии и высказывались предположения, что второй закон термодинамики фактически состоит из двух законов. На страницах работы последовательно развивается мысль, что классическая равновесная термодинамика может быть использована только для закрытых систем (на с. 83 это выделено даже курсивом). Дискуссия по этому вопросу завершилась тем, что геологи и химики остались на разных позициях. Какая из них верна? Критика не коснулась этого очень важного вопроса.

В книге нетрадиционно даны некоторые выводы, например вывод уравнения $\Delta G = \Delta H - T\Delta S$, барометрической формулы и др. Впервые показано с помощью цикла Карно, что значение $T\Delta S$ иногда отражает энергию, идущую на выполнение полезной работы и т. д. Казалось бы, широкое поле для критики, которую не пропустил бы профессионал.

Сравнивая возможности критики и ее направленность в статье В. С. Савенко, мне еще раз пришлось убедиться в широко распространенном заблуждении, которое заключается в игнорировании сути физико-химического метода. Это приводит к искажениям, обусловленным рецептурным ее применением. Именно против этого я возражаю и именно в связи с этим написана была книга. Возможно, она не достигает полностью поставленной цели. По существу это первый опыт создания такой книги. Ошибки как методического характера, так и подбора примеров нельзя отрицать. Нужна учебная программа. Нынешний университетский курс физической химии читается по единой программе для всех естественных специальностей. Он безликий и поэтому быстро, можно сказать, сразу же после экзамена, забывается. Нужен курс, в котором бы раскрывались возможности применения физической химии применительно к литологическим задачам. Книга, написанная мною, не является учебником, как это пытается представить В. С. Савенко. Эта книга не соответствует какой-либо программе. Но я убежден, что специальная вузовская программа обучения физической химии, предназначенная для литологов, нужна. И учебник по такой программе тоже нужен, и написан он может быть только коллективно, поскольку кроме литологов нужны специалисты по химии, которые покажут как грамотно решать те вопросы, которые хотят решить литологи; нужны биологи, которые оценят биологическую роль миграции и концентрации элементов; нужны, наконец, метеорологи, которые смогут осветить роль испарения и ретроспективно взглянуть на этот процесс для правильного освещения условий образования эвапоритовых толщ — одну из важных палеогеографических загадок.

Тихоокеанский океанологический институт ДВНЦ АН СССР,
Владивосток

Поступила в редакцию
9.XII 1986

О РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ КОРАХ ХИМИЧЕСКОГО ВЫВЕТРИВАНИЯ В КРИВОРОЖСКОМ БАССЕЙНЕ

(замечания по поводу некоторых работ А. Д. Додатко)

ГОЛОВЕНОК В. К.

В СССР изучению докембрийских кор химического выветривания уделяется большое внимание. Именно в нашей стране еще в 1975 г. (Москва, 26—30 марта) впервые в мировой практике был проведен специальный всесоюзный семинар по докембрийским корам выветривания. На нем был обобщен обширный фактический материал по этим образованиям и определены задачи (в том числе и методические) дальнейшего изучения как самих кор, так и связанных с ними терригенных отложений и полезных ископаемых осадочного происхождения. В последнее десятилетие наблюдается все возрастающий интерес к докембрийским корам химического выветривания и среди зарубежных исследователей. В июне 1985 г. в штате Северная Каролина (США) был проведен международный симпозиум по докембрийским палеопочвам (корам выветривания). Материалы этого симпозиума изложены в специальном выпуске журнала Precambrian Research [19]. Как видно из этого выпуска и предшествующих публикаций, зарубежные исследователи в основном приходят к тем же выводам о характере и условиях докембрийского выветривания, которые были сделаны советскими геологами еще 12—15 лет назад, хотя ссылки на советские работы в указанных публикациях отсутствуют.

В настоящее время становится все более очевидным, что изучение докембрийских кор химического выветривания помимо важных практических интересов имеет общетеоретическое значение для познания древнейших процессов осадконакопления и их эволюции во времени, состава и эволюции докембрийской атмосферы, участия в процессах выветривания биогенных факторов и т. д. В то же время докембрийские коры химического выветривания, в отличие от молодых, в значительной мере (иногда весьма глубоко) метаморфизованы, изменены их минеральный состав и физические свойства, нарушены геологические условия залегания. Поэтому изучение докембрийских кор требует особой тщательности и особых методических приемов [6]. В этой связи хотелось бы обратить внимание на некоторые работы А. Д. Додатко, посвященные раннепротерозойским корам химического выветривания в Криворожском бассейне Украины. С нашей точки зрения эти работы методически поставлены неправильно и приводят к совершенно иным результатам, чем у остальных исследователей, занимавшихся изучением докембрийских кор не только Криворожского бассейна, но и других районов СССР, а также зарубежных территорий. Поэтому сделанные ниже замечания имеют общее методологическое значение, хотя, возможно, они и не бесспорны.

Древние метаморфизованные коры химического выветривания на саксаганских гранитах архея и метабазитах новокриворожской свиты (ранее свита K_0), залегающих под осадочными образованиями криворожской серии, известны давно и описывались многими исследователями [2—12 и др.]. Эти коры с полным основанием можно отнести к числу достаточно хорошо изученных докембрийских кор на территории СССР. Раннепротерозойским корам Кривого Рога много внимания уделял и уделяет А. Д. Додатко [9—12]. К сожалению, его выводы об условиях химического выветривания в докембрии и о подвижности породообразующих окислов в профиле коры резко расходятся с данными и выводами других исследователей. Причину этих расхождений А. Д. Додатко видит в том, что указанные исследователи, по его мнению, при изучении древних кор «принимают за основу закономерности миграции элементов, установленные для мезозойских и более молодых эпох выветривания, и распространяют их на палеозойские и докембрийские коры» [9, с. 80], «... без учета специфики процессов выветривания в докембрии» [там же]. В данном случае имеется в виду использование Ю. Г. Гершойгом и Е. Я. Каплуном, мною и некоторыми другими исследователями метода элемента-свидетеля (а точнее, окисла-свидетеля Al_2O_3) для оценки подвижности породообразующих окислов в метаморфизованных докембрийских корых выветривания. А. Д. Додатко считает, что подвижность элементов в этих корых можно установить только методом абсолютных масс с использованием «восстановленных объемных весов» [9, с. 81] или «величин средней плотности пород в зонах элювия» [10, с. 10]. В связи с изложенным хотелось бы остановиться на оценке применимости указанных выше методов к докембрийским корам более подробно, так как это имеет принципиальное значение для выявления условий и характера докембрийского гипергенеза.

Следует сразу же отметить, что как методы элемента-свидетеля [17], так и метод абсолютных масс [14, 15] первоначально были предложены для оценки подвижности элементов в молодых неизмененных корых выветривания. Б. М. Михайлов [15] отмечал, что прямой пересчет весовых процентов химических анализов на концентрации, т. е. на содержание того или иного окисла в единице объема пород различной степени выветрелости возможен только в том случае, если объем этих пород не претерпел в процессе выветривания существенных изменений. «В случае нарушения структуры и изменения объемного веса исследуемой породы предварительно необходимо произвести вычисление первоначального объемного веса, что может быть сделано по окислу, который практически не подвергался выщелачиванию и не был прив-

несен извне — по стабильному окислу» [15, с. 158]. «Стабильный окисел» в данном случае есть не что иное, как окисел-свидетель.

А. Д. Додатко в предлагаемой им методике изучения докембрийских кор выветривания также по существу не может избежать элемента-свидетеля. Докембрийские коры почти всегда метаморфизованы, их структурно-текстурные особенности и исходный состав изменены, а плотность или объемный вес пород из верхних зон профиля коры выветривания нередко больше, чем в материнских породах. В связи с этим А. Д. Додатко [11] предлагает рассчитывать первоначальные объемные веса и пористость пород в разных зонах коры по количеству содержащихся в них карбонатов, т. е. в данном случае по минералу-свидетелю. Однако полученные таким способом «восстановленные» объемные веса не имеют достаточных обоснований. В большинстве докембрийских кор выветривания, в том числе и в Кривом Роге, карбонатные минералы отсутствуют или количество их весьма незначительно [7]. Если они и есть, то установить, что они появились в корях до их уплотнения, практически невозможно. Приведенные А. Д. Додатко [11, с. 130] данные, наоборот, свидетельствуют о том, что в опробованных им раннепротерозойских корях Кривого Рога карбонатные минералы появились явно уже после уплотнения кор. Кальцит в них выполняет не только «поры», но и трещины мощностью от десятых долей миллиметра до 10—15 мм. Подобные трещинки, а точнее, уже жилы, выполненные кальцитом, мощностью до 10—15 см, наблюдаются и в гранитах. Из табл. 2, приведенной в этой же работе, видно, что количество карбонатов в породах одних и тех же зон коры резко меняется от профиля к профилю, а какого-либо закономерного их увеличения по профилю не наблюдается.

В результате проведенных по предложенной им методике исследований А. Д. Додатко приходит к выводу, что из раннепротерозойских кор Кривого Рога в процессе выветривания интенсивно выносились все главные породообразующие элементы, не только щелочные и щелочноземельные, но и кремний, алюминий и железо. Вынос кремнезема, глинозема и окислов железа из верхних зон коры составлял, по его данным, соответственно 41,8—44,8; 42,5—51,6; 33,3—46,1% [10, табл. на с. 10—11]. Кремний и железо явились, по А. Д. Додатко, источником для формирования железистых кварцитов криворожской серии. Вместе с тем из приведенной в статье таблицы следует, что абсолютная масса глинозема, вынесенного из раннепротерозойских кор выветривания, значительно превысила общее количество окислов железа. Поэтому в соответствии с указанной выше гипотезой образования железистых кварцитов мы должны были бы иметь среди отложений криворожской серии комплементарные накопления глинозема в еще более значительных количествах, чем железа. Однако ничего подобного в отложениях криворожской серии мы не наблюдаем. Попытки объяснить источник железа и кремнезема в железистых кварцитах Кривого Рога выносом их из древних кор выветривания предпринимались в свое время П. М. Каниболоцким [13], но он также не мог дать объяснение отсутствию в криворожской серии комплементарных накоплений глинозема.

В связи с рассмотренными выше расчетами следует отметить, что метаморфизованные глинистые отложения докембрия повсеместно характеризуются очень высоким суммарным содержанием окислов железа, достигающим 7—10% и более [7, табл. 29]. В глинистых отложениях криворожской серии оно составляет 13,87%, т. е. сопоставимо с содержанием его в основных и ультраосновных породах. Следовательно, мы вправе предполагать, что основная масса окислов железа (так же, как и глинозема) оставалась в докембрийских корях выветривания, а при последующем их перемыве попала в глинистые отложения.

Таким образом, анализ имеющихся в настоящее время данных приводит к выводу, что для выяснения подвижности породообразующих элементов в метаморфизованных докембрийских корях выветривания метод абсолютных масс в силу указанных выше причин практически непригоден. С моей точки зрения, метод окисла-свидетеля, а именно Al_2O_3 , а также расчет и анализ отношений между отдельными окислами и их группами дают более надежные результаты. Изучение растворимости Al_2O_3 показывает, что наибольшими значениями она характеризуется лишь в экстремальных условиях при $pH < 4$ и $> 9,5$, а в интервале $pH 4,5—7,5$ растворимость Al_2O_3 практически равна нулю [1, с. 248]. Миграционная способность глинозема возрастает в присутствии гумусовых веществ, в частности фульвокислот [там же, с. 247]. Если говорить о «специфике» условий выветривания в докембрии, то следует прежде всего указать на отсутствие в нем высшей наземной растительности и отмеченных выше продуктов ее разложения, которые могли бы способствовать миграции глинозема из кор выветривания.

В докембрийских корях, в отличие от молодых (мезозойских и кайнозойских), обращает на себя внимание удивительное постоянство титанового модуля, т. е. отношения двуокиси титана к глинозему. В зависимости от состава материнских пород значения титанового модуля могут быть разными (высокими на основных и низкими на кислых изверженных породах), но в пределах каждого конкретного профиля они меняются очень мало и равны или весьма близки значению титанового модуля в материнских породах [7]. Миграционная способность двуокиси титана также крайне мала, поэтому этот окисел, как и глинозем, остается в глинистой массе кор выветривания. Опять-таки лишь органическое вещество содействует выносу его из кор выветривания [16, с. 202]. Пропорциональный вынос глинозема и двуокиси титана из кор выветривания даже в присутствии органических соединений исключается, поэтому постоянство значений титанового модуля в докембрийских корях свидетельствует о том, что сколько-нибудь заметного выноса этих окислов из кор не происходило.

За рубежом докембрийские коры химического выветривания изучены значительно хуже, чем в СССР. Большой интерес представляет недавно опубликованная статья А. Гей и Д. Грандстаффа [18] по химии и минералогии догуронских кор выветривания (у авторов — «палеопочв») на зеленокаменных породах и на гранитах в провинции Онтарио (Канада). Эти исследователи приходят к выводу, что полученные ими данные позволяют предполагать, что 2,3 млрд. лет назад «почвообразующие» (корообразующие) процессы были способны образовывать «почвы» (коры), сходные с современными типами. Для количественной оценки процессов выветривания и подвижности ряда элементов А. Гей и Д. Грандстафф построили диаграммы концентрационных отношений, основанные на заключении, что алюминий в догуронских корях оставался стабильным. Таким образом, для указанных расчетов ими был использован метод элемента-свидетеля, правда, без ссылок на работы советских исследователей.

При изучении докембрийских кор химического выветривания мною анализировались кроме титанового модуля отношения между другими породообразующими окислами, в частности кремневый модуль, отношение суммы щелочей и щелочных земель к глинозему, окисного железа к закисному и др. [7]. Анализ всех этих данных, в том числе и по докембрийским корам зарубежных территорий, приводит к выводу, что процессы докембрийского выветривания, несмотря на определенные различия, имели ту же направленность, что и в более молодые эпохи, и приводили к образованию сходных элювиальных продуктов. Эти особенности были характерны и для раннепротерозойских кор Кривого Рога [6—8].

Несомненно, условия выветривания в докембрии имели свою специфику. Она заключалась прежде всего в отсутствии, как уже упоминалось, наземного растительного покрова, характерного для мезозоя и кайнозоя. Растительность и продукты ее разложения в эти эпохи, безусловно, оказывали громадное влияние на миграционную способность отдельных породообразующих элементов в корях выветривания, особенно таких мало подвижных, как титан, алюминий, железо. В докембрийских корях мы не знаем пока ни одного элювиального латеритного профиля, хотя проявления бокситов и бокситоподобных пород среди докембрийских отложений известны на разных континентах. Отсутствие таких профилей может быть связано с последующим размывом верхних зон коры. Не исключено, однако, что при отсутствии растительного покрова глубина разложения материнских пород в докембрийских корях могла быть меньше, чем в более молодых, и не достигать латеритной стадии или достигать ее в более редких случаях. Вопрос этот еще ждет своего решения.

Из изложенного выше видно, что упреки А. Д. Додатко, будто бы мною и некоторыми другими исследователями не учитывается специфика процессов выветривания в докембрии, не имеют оснований. По поводу методики изучения подвижности породообразующих элементов в докембрийских корях выветривания можно лишь еще раз сказать, что использование метода окисла-свидетеля (Al_2O_3) и изучение отношений между отдельными окислами дает гораздо больше информации об этих корях, чем использование метода абсолютных масс, сама применимость которого к докембрийским корам, как уже отмечалось, весьма сомнительна, а практически — невозможна.

Литература

1. Бенеславский С. И. Алюминий//Металлы в осадочных толщах. М.: Наука, 1964. С. 245—313.
2. Бондаренко П. М., Горошников Б. И., Кучер В. Н. О взаимоотношении криворожской метаморфической серии и саксаганских плагноклазовых гранитов//Сб. научн. трудов н.-и. горно-рудного ин-та. М.: 1959. № 2. С. 132—142.
3. Гершой Ю. Г., Каплун Е. Я. Древняя метаморфизованная кора выветривания магматогенных пород Криворожского бассейна//Докл. АН СССР. 1970. Т. 195. № 4. С. 915—918.
4. Гершой Ю. Г., Каплун Е. Я. Древняя кора выветривания саксаганских гранитов Криворожья//Кора выветривания. 1973. Вып. 12. С. 91—110.
5. Гершой Ю. Г., Каплун Е. Я. Эпохи гипергенеза и древние коры выветривания Криворожского бассейна//Проблемы осадочной геологии докембрия. 1975. Вып. 4. Кн. 1. С. 251—256.
6. Головёнок В. К. Докембрийские коры химического выветривания, их особенности и методика литолого-геохимического изучения//Докембрийские коры выветривания. М.: ВИМС, 1975. С. 16—27.
7. Головёнок В. К. Высокоглиноземистые формации докембрия. М.: Недра, 1977. 268 с.
8. Головёнок В. К., Шалек Е. А. О геохимических особенностях докриворожской коры выветривания на базитах Саксаганского района//Докембрийские коры выветривания (формирование докембрийских пенепленов и кор выветривания, эпохи континентального литогенеза в докембрии). М.: ВИМС, 1975. С. 47—52.
9. Додатко А. Д. К вопросу об эволюции процессов выветривания в постархейской истории Земли//Геол. журн. 1962. Т. 42. № 4. С. 80—86.
10. Додатко А. Д. Новые данные о метаморфизованных корях выветривания раннего протерозоя Криворожско-Кременчугской металлогенической зоны Украинского щита//Геол. журн. 1984. Т. 44. № 5. С. 8—13.
11. Додатко А. Д., Кухарева Н. И., Семергеева Е. А. Новые данные о древней метаморфизованной коре выветривания магматических пород Саксаганского района Кривбасса//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 5. С. 126—137.
12. Додатко А. Д., Кухарева Н. И., Семергеева Е. А. Метаморфизованная кора вы-

- ветривания амфиболитов криворожской серии//Литология и полез. ископаемые. 1975. № 3. С. 44—55.
13. *Каниболоцкий П. М.* Петрогенезис пород и руд Криворожского железорудного бассейна. Черновцы: Изд-во Черновицкого гос. ун-та, 1946. 312 с.
 14. *Лисицына Н. А.* К методике геохимического изучения кор выветривания//Литология и полез. ископаемые. 1966. № 1. С. 3—18.
 15. *Михайлов Б. М.* Некоторые вопросы геохимии древней коры выветривания//Исследование и использование глин. Львов: Изд-во Львовского ун-та, 1958. С. 157—163.
 16. *Момджи Г. С.* Титан//Металлы в осадочных толщах. М.: Наука, 1964. С. 197—224.
 17. *Перельман А. И., Батулин Г. С.* Миграционные ряды элементов в коре выветривания//Кора выветривания. 1962. Вып. 4. С. 219—260.
 18. *Gay A. L., Grandstaff D. E.* Chemistry and mineralogy of Precambrian paleosols at Elliot Lake, Ontario, Canada//Precambrian Res. 1980. V. 12. № 1—4. P. 349—373.
 19. Precambrian Research. Special issue. Precambrian paleopedology/Ed. by Retalack G. J. 1986. V. 32. № 2—3. 259 p.

Всесоюзный научно-исследовательский
геологический институт,
Ленинград

Поступила в редакцию
26.VI 1987

ХРОНИКА

УДК 550.4 : 552.5 : 551.71/72

О НАПРАВЛЕНИЯХ ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СССР (КООРДИНАЦИОННОЕ СОВЕЩАНИЕ СЕКЦИИ ЛИТОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ ДОКЕМБРИЯ МЛК)

ИВЛИЕВ А. И.

В соответствии с рекомендацией Междуведомственного литологического комитета АН СССР 30—31 марта в г. Москве в Институте литосферы АН СССР проходило совещание Секции литологии и геохимии докембрия. Совещание было создано с целью координации фундаментальных и прикладных исследований, проводимых по этому направлению в системе АН СССР, академий наук союзных республик, Мингео СССР и в ведущих вузах страны. Перед совещанием было проведена подготовительная работа по выявлению эффективных подходов к исследованию закономерностей седименто- и литогенеза докембрийских образований в новых условиях использования геодинамических концепций и увеличения объема дорогостоящих геофизических и буровых работ при геологическом картировании и комплексных исследованиях на геодинамических полигонах.

В адрес секции МЛК поступило более 100 различных предложений от 63 представителей заинтересованных организаций АН СССР, Мингео СССР и вузов, которые явились основой формирования плана работ и мероприятий секции на 1987—1992 гг. В работе совещания и обсуждении поступивших предложений приняли участие 23 представителя из 12 организаций системы Академии наук и Министерства геологии СССР, ведущих вузов страны.

В решении совещания подведен итог 25-летнего периода изучения процессов докембрийского седименто- и литогенеза в СССР, выделившегося как самостоятельное научное направление в 1963 г. на первом Всесоюзном совещании докембрийских литологов в г. Петрозаводске благодаря инициативе и активной деятельности акад. А. В. Сидоренко. На основе сочетания геологических, литологических, петрологических, геохимических и минералогических методов в этот период сложился комплексный подход в изучении полигенетических докембрийских комплексов и их металлогении.

На совещании заслушаны и обсуждены научные доклады, отражающие уровень современных исследований главных закономерностей и особенностей этапов раннеархейского карбонатно-терригенного осадконакопления на примере Украинского щита (В. П. Кириллук — Львовский государственный ун-т) и Анабарского щита (О. М. Розен — Ин-т литосферы АН СССР). Приведены данные, объясняющие постепенное накопление калия и других радиоактивных элементов в метаморфизованных осадочных и гранитизированных породах земной коры в процессе осадконакопления, обусловившего широко проявление корообразующих эндогенных процессов, усиливших дифференциацию докембрийской протокры (А. И. Ивлиев — ГИН АН СССР). Анализ литологических данных по рифей-вендским терригенным отложениям Балтийского щита, проведенный В. З. Негруцей (Кольск. фил. АН СССР), и Т. Н. Херасковой (ГИН АН СССР) — по вулканогенно-осадочным комплексам Урало-Тянь-Шаньской складчатой системы, показал важность палеогеодинамических реконструкций в позднем докембрии.

Исходя из методических особенностей и возможностей литологического исследования разновозрастных геологических объектов докембрия и специфики интерпретации получаемых данных, секция решила сосредоточить работу по следующим направлениям, организовав соответствующие рабочие группы: литологии и геохимии глубокометаморфизованных отложений архея (РГ-1, руководитель О. М. Розен, ИЛСАН СССР); литологии и геохимии отложений зеленокаменных поясов (РГ-2, руководитель А. И. Ивлиев, ГИН АН СССР); литологии и геохимии отложений нижнего протерозоя (РГ-3, руководитель А. М. Ахмедов, ВСЕГЕИ МГ СССР); литологии и геохимии отложений рифея и венда (РГ-4, руководитель А. В. Сочава, ИГГД, АН СССР); формационные исследования вулканогенно-осадочных отложений докембрия (РГ-5, руководитель А. А. Предовский, Геол. ин-т Кольск. фил. АН СССР); теоретические проблемы докембрийского осадконакопления и рудообразования, методические вопросы их изучения (РГ-6, руководитель В. З. Негруца, Геол. ин-т Кольск. фил. АН СССР).

В состав рабочих групп секции вошли активно работающие исследователи, предложившие провести своими силами конкретные мероприятия, которые вошли в планы рабочих групп или календарный план работы секции. На 1988 г. предложена дискуссия

по проблеме «Геолого-геохимические методы в определении генезиса метаморфических пород докембрия (вопросы применимости методов и достоверности решений)» с публикацией материалов. Ежегодно, согласно календарному плану, предусмотрено проведение полевых сессий на геологических объектах, характеризующих одно из перечисленных выше направлений, сопровождаемых теоретическими докладами ведущих специалистов с последующим изданием коллективных монографий, отражающих состояние знаний в данном направлении, новейшие достижения и задачи дальнейших исследований. Решением и планом предусмотрено проведение раз в два года теоретических совещаний с подготовкой и изданием трудов. Планируется постоянная координация работы секции с важнейшими исследованиями по смежным направлениям Научно-технической программы ГКНТ СССР и представление промежуточных и итоговых материалов секции в Научный совет по геологии докембрия АН СССР.

Участники совещания отметили важность внедрения результатов научно-исследовательских работ и необходимость эффективного содействия организациям МГ СССР в разработке легенд к Государственной геологической карте м-ба 1 : 50000 и исследованиям по программам геодинамических полигонов.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
21.IV.1987



ФЕДОР ПЕТРОВИЧ КРЕНДЕЛЕВ

18 апреля 1987 г. скоропостижно скончался Федор Петрович Кренделев, член КПСС с 1957 г., член-корреспондент АН СССР, доктор геолого-минералогических наук, профессор, директор Читинского института природных ресурсов СО АН СССР, крупнейший специалист в области геохимии естественных радиоактивных элементов и золота, ядерных методов исследований, металлогении докембрия, математических методов в геологии.

Всего лишь 5 февраля 1987 г. научная общественность отмечала 60-летие Федора Петровича и 35-летие его научной, организационной, педагогической, производственной и общественной деятельности.

Родившись в 1927 г. в большой семье сибиряка, Ф. П. Кренделев еще в юности определил свое призвание. Закончив школу в г. Камень-на-Оби (Алтайский край), он поступил на геологоразведочный факультет Московского геологоразведочного института им. С. Орджоникидзе. После окончания института в 1950 г. в течение 5 лет находился в служебной командировке в Народной Республике Болгарии. Пройдя за 3 года путь от участкового геолога до главного геолога отдела перспективной разведки, Ф. П. Кренделев в 1955 г. возвращается в МГРИ, в очную аспирантуру при кафедре методики поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. Разрабатывая диссертационную тему, он становится одним из первых исследователей медистых песчаников Восточного Забайкалья (Удокан). В дальнейшем значительная часть его разносторонней деятельности была связана с этим удивительным регионом и этим уникальным месторождением. Успешно защитив кандидатскую диссертацию в 1959 г., Ф. П. Кренделев возвращается в родные края и деятельно включается в организацию Сибирского отделения АН СССР. С 1959 г. он младший, а с 1961 г. — старший научный сотрудник Института геологии и геофизики СО АН СССР в Новосибирске. В 1968 г. ему присуждается ученая степень доктора геолого-минералогических наук, в 1975 г. — звание профессора по специальности «геохимия». В эти годы раскрылся его редкий талант организатора комплексных научных исследований. В 1961 г. он становится ученым секретарем Президиума СО АН СССР по наукам о Земле. Активно продолжая научные исследования, Ф. П. Кренделев в 1964 г. организует лабораторию геохимии радиоактивных элементов в экзогенных процессах, впоследствии развернутую в три самостоятельные лаборатории. В 1973 г. он назначается директором-организатором Геологического института Бурятского филиала СО АН СССР (г. Улан-Удэ), и спустя несколько лет бывший отдел геологии Бурятского института естественных наук превращается в современный специализированный институт, оснащенный уникальными ядерно-физическими установками, созданными при непосредственном участии Ф. П. Кренделева. Позже, в 1980 г., Ф. П. Кренделев назначается директором-организатором Читинского института природных ресурсов СО АН СССР (ЧИПР), которым он руководил до конца жизни. В 1984 г. он избирается членом-корреспондентом АН СССР. Ф. П. Кренделев являлся председателем Бурятской комиссии по проблемам БАМ, координатором программы «Медные руды Удокана», членом Объединенного ученого совета в области наук о Земле СО АН СССР и многих других советов и комиссий.

Еще в первые годы работы в ИГиГ СО АН СССР Ф. П. Кренделев четко определил основное научно-направление своей работы, ту перспективную и масштабную проблему, которой были посвящены его дальнейшие исследования. Это разработка георетических основ и методики применения геохимических, в основном радиогеохимических, методов для обоснования перспектив поисков крупных рудных тел, не образующих собственных геофизических полей. Основным объектом исследований явились докембрийские формации Забайкалья, Алданского щита, Енисейского кряжа и других регионов, при изучении геологии, геохимии и металлогении которых отрабатывались различные аспекты проблемы. Среди них — повышение экспрессности и чувствительности аналитических исследований естественных радиоактивных элементов, в том числе разработка методики и аппаратуры гамма-спектрометрического анализа на базе камеры низкого фона естественной радиоактивности, развитие методики исследования геохимии радионуклеидов в динамике, а также методы оценки и обработки больших массивов геологической и геохимической информации, теория и методы геохимических поисков в пределах кризоны, особенно в зимнее время, изобретение метода поисков газифицированных месторождений под льдами и т. д.

Ф. П. Кренделев придавал большое значение реконструкциям условий формирования отложений, особенно докембрийских. В период 8-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев» он разработал экспрессную методику измерения скорости накопления современных осадков.

Результаты его исследований отражены более чем в 300 опубликованных работах, среди которых наиболее известны: «Кларки радиоактивных элементов в породах докембрия Енисейского кряжа», «Металлоносные конгломераты мира», «Эвристические методы в геологии», «Остров Пасхи (геология и проблемы)», «Медистые песчаники Удокана» и др. Он был организатором, автором докладов на многих международных, всесоюзных, региональных конгрессах, конференциях, симпозиумах и т. д.

Как природный естествоиспытатель, благодаря острой наблюдательности и широкой эрудиции Ф. П. Кренделев не мог проходить мимо тех проявлений природных процессов, которые нередко случайно привлекали его внимание. В результате появились такие оригинальные работы, как анализ влияния вариаций фона естественной радиоактивности на морфологические признаки ангарской сосны, связь проявлений неотектоники Байкала и зимних поселений нерпы и т. д.

Ф. П. Кренделев вел большую общественную работу. Он являлся депутатом Читинского областного совета депутатов трудящихся и членом Читинского обкома КПСС, а во время работы в Улан-Удэ — депутатом городского совета и членом горкома КПСС, членом парткома института, активным членом общества «Знание», выступал с лекциями, докладами, особенно по вопросам охраны окружающей среды.

Последние годы Ф. П. Кренделев возглавлял многоплановые научные исследования ЧИПРа, в первую очередь по проблемам освоения Удокана, по оценке, рациональному использованию и охране природных ресурсов в Забайкалье, особенно в зоне БАМа.

Формируя свою научную школу, Ф. П. Кренделев вел активную педагогическую работу — с 1964 г. в Новосибирском государственном университете, с 1983 г. в Читинском политехническом институте. Он подготовил 14 кандидатов наук, из них трое защитили докторские диссертации.

За плодотворную деятельность в Сибирском отделении АН СССР Ф. П. Кренделев был награжден двумя орденами «Знак Почета», медалью к 100-летию со дня рождения В. И. Ленина, Почетной грамотой Совета Министров Башкирской АССР, почетным знаком «Заслуженный ветеран СО АН СССР».

Федор Петрович был во многих отношениях исключительной личностью. Его отличали высокие человеческие и гражданские качества, кипучая энергия, целеустремленность, понимание перспективы, дружелюбие и принципиальность. Он глубоко любил родную природу, был страстным коллекционером, библиофилом, тонким знатоком литературы, проявил себя как незаурядный историк науки, публицист, поэт. Для участников VIII Всесоюзного литологического совещания останутся незабываемыми его поэтические выступления во время экскурсий.

Ф. П. Кренделев ушел от нас безвременно, в расцвете творческих сил. Это большая потеря для советской геологической науки. Светлая память о нем — замечательном человеке, о его ярком таланте исследователя сохранится в сердцах его многочисленных друзей, учеников и коллег.

Редколлегия журнала
«Литология и полезные ископаемые»

Межведомственный литологический комитет

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

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

EDITORIAL BOARD:

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

Адрес редакции:

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

телефон 230-81-77

Зав. редакцией Т. А. Шелепина

Технический редактор *Л. В. Кожина*

Сдано в набор 02.02.88 Подписано к печати 09.03.88 Т-01845 Формат бумаги 70×108^{1/16}
Высокая печать Усл. печ. л. 12,6 Усл. кр.-отт. 12,3 тыс. Уч.-изд. л. 14,5 Бум. л. 4,5
Тираж 960 экз. Зак. 4462

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

К ЮБИЛЕЮ В. И. ВЕРНАДСКОГО

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»

готовятся к печати книги:

ВЕРНАДСКИЙ В. И. ИЗБРАННЫЕ ТРУДЫ. КРИСТАЛЛОГРАФИЯ.
30 л. 3 р. 60 к.

Книга наиболее полно содержит работы основоположника геохимии В. И. Вернадского по главным проблемам развития кристаллографии и кристаллохимии, его лекции по физической кристаллографии, исследования физико-химических законов кристаллизации, образования минералов, работы по проблемам биосферы, воспоминания об ученых-кристаллографах.

ВЕРНАДСКИЙ В. И. ТРУДЫ ПО ВСЕОБЩЕЙ ИСТОРИИ НАУКИ. 30 л.
2 р. 60 к.

В книге публикуются исследования по общим проблемам истории науки, «Очерки по истории современного научного мировоззрения», статьи о роли Канта и Гете в развитии естествознания. В издании раскрывается еще одна малоизвестная грань творчества великого натуралиста-мыслителя.

ВЕРНАДСКИЙ В. И. ТРУДЫ ПО ИСТОРИИ НАУКИ В РОССИИ. 42 л.
3 р. 50 к.

В книгу включены работы по истории науки в России в XVII—XX вв., в которых рассказывается о раннем этапе становления естествознания в России, о подвигах русских землепроходцев в XVII в., о первых академических экспедициях, научных учреждениях, о начале формирования российской научной интеллигенции.

ВЕРНАДСКИЙ В. И. ФИЛОСОФСКИЕ МЫСЛИ НАТУРАЛИСТА. 30 л.
2 р. 50 к.

Впервые без сокращения публикуются последние работы В. И. Вернадского, в которых рассмотрены проблемы пространства, времени, симметрии в живой и неживой природе, освещены этапы развития научной мысли как планетной силы, под влиянием которой в процессе социального труда происходит преобразование биосферы в ноосферу (сферу разума).

ВЕРНАДСКИЙ В. И. ПИСЬМА К Н. Е. ВЕРНАДСКОЙ. 1886—1889. 20 л.
2 р. 50 к.

В том вошло 167 писем академика В. И. Вернадского к жене Н. Е. Вернадской, которые публикуются впервые.