

КОНТРОЛЬНЫЙ ВКЗ

Литология *и* ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

1972

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

2

ЛИТОЛОГИЯ и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ
ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД
МОСКВА

№ 2, 1972 г.
МАРТ — АПРЕЛЬ

СОДЕРЖАНИЕ

Л. Н. Ботвинкина. Генетическая классификация отложений вулканогенно-осадочных формаций и некоторые особенности их фациального анализа . . .	3
И. И. Волков, Л. С. Фомина. Роль сульфидов железа при накоплении микроэлементов в осадках Черного моря . . .	18
М. Ф. Филиппчук. Некоторые вопросы геохимии молибдена в Средиземном море . . .	25
П. П. Тимофеев, А. В. Щербаков. Проблемы гидрогеохимии литогенеза . . .	32
М. Г. Леонов. Флиш — образование подводного склона . . .	44
Г. Н. Кременецкая. Об особенностях вулканогенно-осадочных отложений палеодельты р. Ичи на Камчатке . . .	55
В. Л. Либрович, В. Б. Сапожников. Фации и условия формирования альбских отложений Западного Копетдага . . .	67
М. В. Пастухова. О влиянии вторичных процессов на литологический и химический состав бокситов . . .	78
И. М. Симанович. Постседиментационные преобразования сегозерских кварцито-песчаников (Карелия) . . .	87
В. И. Копорулин. Катагенетические изменения песчано-гравийных пород верхнего мела района Пенжинской губы на Камчатке . . .	100

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

С. С. Чекин. Необычная последовательность образования минералов железа при диагенезе . . .	110
О. Р. Терновский. О генезисе монтмориллонитовых глин коры выветривания базальтов Кустанайской области . . .	115
Э. С. Гончаров, И. Б. Кулибакина. Роль смешивания вод различной солености в формировании газовых залежей и факторы, обуславливающие создание аномально высоких пластовых давлений в соленосных бассейнах . . .	119

ХРОНИКА

Б. М. Михайлов, В. А. Бронева, А. Д. Петровский. Семинар по литолого-фациальному анализу осадочных рудоносных формаций Al—Fe—Mn . . .	126
И. В. Хворова. Информация о VIII Международном конгрессе седиментологов . . .	127
А. Б. Вистелиус. Математическая геология на 8 Международном седиментологическом конгрессе (г. Гейдельберг, ФРГ, 1971 г.) . . .	131
Библиография . . .	133

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

№ 2, 1972
MARCH — APRIL

CONTENTS

L. N. Botvinkina. Genetic classification of deposits in volcanosedimentary series and certain specific features of their facies analysis	3
I. I. Volkov, L. S. Fomina. The role of iron sulfides in the accumulation of minor elements in Black Sea sediments	18
M. F. Pilipchuk. Certain problems of molybdenum geochemistry in the Mediterranean	25
P. P. Timofeev, A. V. Scherbakov. Hydrogeochemistry problems of the lithogenesis	32
M. G. Leonov. Flysch — a sediment of the submerged slope	44
T. N. Kremenezkaia. On the specific features of volcano-sedimentary deposits in the paleodelta of Ichi river on Kamchatka	55
V. L. Librovich, V. B. Sapozhnikov. Facies and formation conditions of Albian deposits in Western Kopetdag	67
M. V. Pastukhova. On the effect of secondary processes upon the lithological and chemical composition of bauxites	78
I. M. Simanovich. Postsedimentary transformation of Segozero quartzite-sandstone (Karelia)	87
V. I. Koporulin. Katagenetic alterations in sandy-gravel rocks of Upper Cretaceous age in Penzhina gulf region on Kamchatka	100

SHORT NOTES

S. S. Chekin. Unusual sequence of iron mineral formation during a diagenesis	110
O. R. Ternovsky. On the genesis of montmorillonitic clays in the crust of weathering of basalts in Kustanai area	115
E. S. Goncharov, I. B. Kulibakina. The role of mixing waters of varying salinity in the formation of gas accumulations and factors determining abnormally high seam pressures in salt basins	119

CHRONICLE

B. M. Mikhailov, V. A. Bronevoi, A. D. Petrovsky. Seminar on a lithological-facies analysis of sedimentary metalliferous formations Al—Fe—Mn ores	126
I. V. Khvorova. Information on the VIII-th International Congress of Sedimentologists	127
A. B. Vistelius. Mathematical geology at the VIII-th International Congress of Sedimentologists (Heidelberg, GFR, 1971)	131
Bibliography	133

УДК 552.21 + 551.31

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ИХ ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА

Л. Н. БОТВИНКИНА

Разбирается вопрос о применении терминов «фация» и «генетический тип отложений» и дается их определение. Рассмотрены основы методики выделения генетических типов и таксономические генетические единицы разного ранга. Дана генетическая классификация, объединяющая все отложения вулканогенно-осадочных формаций: вулканические, вулканогенно-осадочные и осадочные. Выделены три группы отложений этих формаций, показана их специфика, перечислены генетические классы и генетические типы, относящиеся к каждой группе.

Отложения областей активного вулканизма, как и связанные с ними вулканогенно-осадочные формации разного возраста, представляют собой чрезвычайно сложный по составу полигенный и полифациальный комплекс, представленный таким разнообразием пород и их генетических типов, которое не встречается, пожалуй, ни в каких других формациях. Для того чтобы разобраться в этом сложном комплексе, с которым связано большое количество разнообразных полезных ископаемых, необходимо выявить существующие генетические связи, причины различных соотношений пород и закономерности их изменения.

Поэтому не случайны интерес к вопросам генезиса этих отложений и появление ряда публикаций в этом аспекте. В марте 1971 г. был проведен специальный семинар, посвященный генетическим типам и фациям вулканогенно-осадочных образований. Данная статья — краткое изложение доклада автора на этом семинаре.

Неоднократно подчеркивалась необходимость применения фациального анализа при изучении вулканогенно-осадочных формаций, а также систематизация разрозненных пока сведений о признаках различных генетических типов и настоятельная потребность в генетической классификации отложений, слагающих вулканогенно-осадочные формации. Г. С. Дзоценидзе (1969) указал на необходимость палеогеографического анализа условий накопления полезных ископаемых и вмещающих их вулканогенно-осадочных толщ, а А. В. Сидоренко в предисловии «От редактора» к этой работе подчеркнул, что в дальнейшем «одной из важнейших задач современной вулканогенно-осадочной литологии является разработка классификации вулканогенно-осадочных пород и процессов, их порождающих».

Метод фациального анализа разработан и успешно применяется при изучении осадочных отложений. Однако применение его к вулканогенно-осадочным толщам связано с особыми трудностями вследствие сложности и гетерогенности их состава и строения, и поэтому требует дополнительной разработки.

Вопросы происхождения тех или иных отложений уже неоднократно освещались в разных аспектах в литературе. Но при этом в ряде случаев основное внимание уделялось изначальному происхождению матери-

ала — вулканическому или терригенному, т. е. его источнику, фактору подачи материала. Между тем на особенности многих отложений оказывает влияние и фациальная обстановка их формирования.

Кроме того, многие исследователи при рассмотрении генезиса пород вулканогенно-осадочных формаций основное внимание уделяют либо вулканогенной, либо осадочной их составляющей. Вместе с тем в теле такой формации обе эти составляющие находятся в неразрывном единстве и безусловно влияют одна на другую. Поэтому перед геологами, рассматривающими генезис вулканогенно-осадочных толщ различного возраста, стоит задача изучения обеих составляющих в равной степени. Что же касается генетической классификации, то она должна быть общей и обязательно исходить из единого принципа.

В нашей работе мы рассматривали все отложения и их генетические признаки в связи со всем комплексом процессов, их определяющих, а именно: подачу материала и связанные с ним процессы; способ транспортировки материала и агенты транспортировки; физико-географическую (фациальную) обстановку области осадочения материала, условия окончательного формирования отложений. На этой основе нами сделана попытка объединить в единой классификации все описанные генетические типы вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных отложений, формирующихся в областях активного вулканизма. Однако прежде, чем перейти к этой классификации, необходимо предельно кратко остановиться на некоторых вопросах методики и терминологии, так как без уточнения основных понятий и терминов никакую классификацию построить невозможно.

Понятия «фация» и «генетический тип отложений». Существует два основных термина, определяющих генезис отложений: «фация» и «генетический тип». Не будем касаться понимания их разными авторами, а разберем их только с точки зрения возможности и целесообразности применения к интересующим нас отложениям.

Термин «фация» широко применяется в осадочной литологии, однако единства в его понимании нет. Даже в применении его к этапу седиментогенеза существуют разногласия, которые кратко сводятся к следующему: одни под фацией понимают породу с определенными признаками; другие — физико-географическую обстановку, те условия, в которых сформировался первоначальный осадок. Третьи в понимание фации включают и осадок и обстановку его формирования. Такая точка зрения имеет сейчас, пожалуй, наибольшее распространение; к ней присоединяется и автор. В нашем понимании фация — это отложения, сформировавшиеся в определенной физико-географической обстановке, выраженной в признаках этих отложений.

Кроме того, ряд исследователей считают, исходя из первоначального определения, данного А. Грессли, что фации можно рассматривать только в пределах единого стратиграфического горизонта как результат латеральных изменений условий седиментации. Другие полагают правильным рассматривать изменение фаций и во времени, т. е. снизу вверх по разрезу. Таким образом, нет единства мнений в трактовке этого термина даже в его «ландшафтном» понимании.

Однако наряду с тем, что этот термин применяется в связи с палеоландшафтом в целях главным образом палеогеографических реконструкций, он почти за 100 лет своего существования проник и в другие области геологии. Стали выделять фации различных стадий преобразования пород (диагенеза, катагенеза, метаморфизма). Появились фации: геохимические, магматических пород, интрузивные и эффузивные, по составу эффузивных пород (андезитовая, дацитовая и т. д.). Понятно, что при этом каждый раз в понимание фации вкладывали различное содержание. Таким образом, этот термин все больше терял свою определенность.

Применяя этот термин к отложениям вулканогенно-осадочных формаций, одни геологи отдают предпочтение его ландшафтному пониманию, другие рассматривают фацию как изменение пород по мере удаления от жерла вулкана, третьи считают правильным выделять фации по вещественному составу пород, определяемому типом магмы. Существует даже такая неверная точка зрения, что для одного и того же объекта можно выделять фации по разнообразным принципам в зависимости от задач исследования. Можно, пожалуй, сказать, что в этой области понимание термина «фация» отличается наибольшим разнообразием.

Мы считаем, что при изучении вулканогенно-осадочных формаций термин «фация» следует использовать в его «ландшафтном» понимании. Принципы фациального анализа, разработанного на материале осадочных толщ, применимы и к изучению осадочных и частично вулканогенно-осадочных составляющих этих формаций. Но при этом нельзя забывать, что основные генетические признаки большинства вулканогенных образований, а частично и вулканогенно-осадочных, определяются не фациальной обстановкой, а иными факторами. Так, признаки отложений игнимбритовых потоков не зависят от фациальной обстановки, а связаны с особенностями подачи материала и его состоянием. Масса лахара, отложенная на горном склоне, в речной долине или на предгорной равнине, будет иметь признаки, которые определяются в первую очередь подачей материала и способом его транспортировки и почти не зависят от фациальной обстановки и т. д.

Значит, термин «фация» в принимаемом нами значении не может быть использован при составлении единой генетической классификации всех отложений, входящих в состав вулканогенно-осадочных формаций.

Ясно, что с этой целью необходимо использовать такое понятие, которое подходило бы в равной мере ко всем элементам этих полигенных формаций. Таким термином является «генетический тип отложений». Он был введен в нашу науку А. П. Павловым (1888₁, 1888₂, 1890), определившим генетический тип как совокупность отложений, образовавшихся в результате работы определенных геологических агентов. Им были выделены типы: аллювий, элювий, делювий и др. Из работ А. П. Павлова очевидно, что отложения, относимые к какому-либо генетическому типу, связаны общностью процесса их формирования, который определяется подачей материала, его транспортировкой и обстановкой отложения, т. е. именно теми факторами, которые мы принимали во внимание при определении генетических единиц в вулканогенно-осадочных толщах. При этом А. П. Павлов указывал, что необходимо подчеркивать действие главного фактора, формирующего данный генетический тип отложений, как определяющего его наиболее характерные черты. В дальнейшем учение о генетических типах было развито другими исследователями. Выявлено много новых генетических типов, в основном — континентальных отложений (Николаев, 1946; Шанцер, 1950, 1966 и др.).

Следуя А. П. Павлову, мы понимаем под генетическим типом отложения, обладающие определенным сочетанием характерных первичных генетических признаков, указывающих на общность их происхождения, общность сформировавших их процессов. Примерно такое же определение было дано автором ранее (Ботвинкина, 1953). Понятие «генетический тип отложений» применимо и к горным породам и к нелитифицированным осадкам. Этот термин всем понятен, содержание его совершенно определенное, а применение его не вызывает столь больших разногласий, как употребление термина «фация». Генетический тип отложений может быть представлен и одной породой, и несколькими породами, но обладающими характерным сочетанием первичных генетических признаков, указывающих на общие условия их образования.

Выделение генетических типов в составе вулканогенно-осадочных формаций не исключает и не заменяет их фациального анализа с выделением фаций и фациальных обстановок. Эти два метода представляют собой несколько разные направления исследования и служат хотя и близким, но все же различным целям.

Соотношение генетических типов и фациальных обстановок в этих полигенных формациях часто может быть значительно сложнее, чем в собственно осадочных, так как в вулканической области в пределах одной фациальной обстановки могут формироваться весьма различные генетические типы, в том числе от нее и не зависящие. Так, в глубоководных морских условиях наряду с характерным для них осаждением тонких илистых осадков могут сформироваться и отложения субмаринных фумарольных полей, лавовых потоков и т. д. Для фациальной обстановки речного русла, вообще, характерно формирование речного руслового аллювия. В вулканической же области наряду с последним в обстановке речной долины в ряде случаев формируются еще и отложения лахар и даже раскаленных лавин.

Название генетического типа большей частью определяется основным фактором, его сформировавшим и определившим его основные генетические признаки. Вполне понятно, что для осадочных отложений, у которых таким основным фактором является фациальная обстановка, названия генетических типов и фаций чаще совпадают. Однако есть также много генетических типов, основные признаки которых зависят от других факторов, и поэтому их определение никак не связано с названием фаций (например, отложения игнимбритовых потоков). Это видно на приведенных ниже классификационных таблицах.

Методологическая основа нашей работы по описанию генетических типов и составлению их классификации заключается в следующем.

Суммарное действие факторов подачи, транспортировки и обстановки осаждения создают отложения определенного генетического типа с присущими ему признаками. Это — естественный природный процесс. При этом имеют значение время действия каждого фактора и некоторые синхронные тектонические движения (погружения, поднятия, опускание отдельных блоков и т. п.).

Наше геологическое исследование идет обратным путем: на основании выявленных генетических признаков мы приходим к определению генетического типа отложений и к пониманию сформировавших его процессов. В табл. 1 суммированы те главные признаки, по которым проводилось определение каждого из выделенных генетических типов. Они условно разделены на «внутренние» признаки пород и «внешние» по отношению к породе признаки, характеризующие соотношение пород в пространстве. Кроме того, при описании каждого генетического типа большое внимание уделялось признакам сходства и различия с другими типами, а также связи с определенными типами полезных ископаемых. Установлено, что характерными диагностическими признаками первичного происхождения являются в ряде случаев и вторичные, наложенные черты. Так, аутигенное минералообразование часто развивается в зависимости от первоначальных условий седиментации и других факторов, обусловивших первичные особенности отложений.

Перечисленные признаки — не новость, они известны давно. Однако практически при описании отложений в ряде случаев многие из них не отмечаются, и, таким образом, отдельные описания разных авторов трудно сопоставимы, а характеристики типов отложений неполны. Особенно это относится к «внешним» признакам. А между тем именно в них зачастую отражается та специфичность, которую накладывает вулканизм на обычные осадочные образования.

Наконец, при определении генетических типов ископаемых отложений мы используем наши знания о процессах их формирования. Понятно,

Признаки, определяющие генетический тип отложений, и их расшифровка

1. Состав толщи отложений		Одна порода или несколько (характер соотношения последних)
2. «Внутренние» признаки пород	Общий облик каждой породы Структура породы Вещественный состав Текстура породы Органические остатки (флора, фауна) Посторонние включения	Внешний вид: цвет, плотность, рыхлость, зернистость, трещиноватость и т. п. Составные структурные компоненты породы, их размер, форма, окатанность, сортировка, количественное соотношение, примеси, степень сохранности Минеральный, химический, количественное соотношение компонентов по составу Морфология внутренней текстуры породы: для слоистой ее тип, подтип и т. д.; для ритмично построенной — характер строения ритма и слоя в целом Состав, степень сохранности, характер остатков (стебли, листья, споры и т. д.) Различные, в том числе характерные конкреции
3. «Внешние» признаки пород	Положение пород, слагающих данный тип, в пространстве Характер стратификации толщи Контакты и переходы в другие отложения	Площадь, объем, мощность, форма тел, характер залегания Строение толщи, соотношение слоев пород, строение слоев, ритмов, циклов; соотношение с соседними толщами Характер контактов верхнего и нижнего (разрыв, срезание, резкая граница, отчетливая граница, постепенный переход и т. д.)
	Связь с палеорельефом и другими элементами палеоландшафта Место в определенной последовательности отложений (в седиментационном и вулканическом цикле) Характерные парагенезы с другими отложениями, их соотношение	
4. Признаки сходства и различия	Признаки сходства с другими генетическими типами и возможности их различия Основное отличие от аналогичных генетических типов, но развитых в невулканических областях	
5. Связь с данным генетическим типом каких-либо полезных ископаемых		
6. Характерные наложенные черты	Аутигенное минералообразование, характер изменений в диагенезе, эпигенезе, гипергенезе и т. д.; условия сохранности; устойчивость признаков	

что большое значение для понимания этих процессов имеют наблюдения над современным образованием отложений в вулканических областях, в том числе использование работ вулканологов и океанологов.

Краткое перечисление факторов, определяющих формирование генетических типов, дано в табл. 2.

Все это позволило нам дать описание генетических типов вулканических областей то более, то менее детальное, в зависимости от имевшегося в нашем распоряжении фактического материала. Надо особенно подчеркнуть, что из всего «набора» генетических признаков отдельно взятые, даже характерные, обычно не дают возможности решать вопрос однозначно, и только комплекс признаков в их определенном сочетании дает основание для определения генетического типа отложений.

Рамки статьи не позволяют привести конкретные описания даже одного из типов, поэтому ограничимся лишь показом той классификации, в которой сведены все выделенные генетические типы и другие генетические единицы.

Факторы формирования генетических типов отложений (обуславливающие появление в них определенных генетических признаков)

1. Подача материала	Агенты (причина поступления материала) Особенности подачи	Вулканический взрыв, его сила, его тип Фумарольно-гидротермальная деятельность (эксплуатации, гидротермы) Эрозия и абразия суши Хемогенное и биогенное осадкообразование
	Особенности подачи	Механизм подачи (выжимание, излияние, эксплозия) Скорость подачи Объемы поступающей массы Агрегатное состояние массы
2. Транспортировка материала	Агенты	Вулканический взрыв Вода, ветер, лед Силы гравитации
	Особенности транспортировки	Механизм перемещения и переноса (текучесть массы, расширение газов, перенос волочением и во взвеси, оползание и др.) Скорость перемещения Длительность перемещения Протяженность транспортировки (расстояние от места подачи до места отложения)
3. Обстановка формирования отложений	По отношению к вулканическому аппарату	Вулканическая постройка, прижерловая часть, склоны вулкана, подножие вулкана Вся вулканическая область Вне вулканической области
	Фациальная (палеогеографическая)	Ландшафт (рельеф и другие его элементы) Учитываются динамические, физико-химические и температурные условия среды отложения

Генетическая классификация отложений вулканогенно-осадочных формаций. Рассмотрение на указанной выше основе разнообразных отложений, которые формируются в областях активного вулканизма и входят в качестве составных частей в вулканогенно-осадочные формации, позволило выделить ряд таксономических генетических единиц разного ранга. Основная единица — генетический тип отложений. Типы объединяются в более крупные единицы: классы, подгруппы и группы. Типы и классы теснейшим образом связаны, они отличаются в основном объемом их содержания. Выделенные нами классы по своему объему в ряде случаев соответствуют генетическим типам, выделенным А. П. Павловым. Это совершенно закономерно, так как за прошедшие почти 90 лет наши сведения настолько расширились, что генетические типы А. П. Павлова уже должны рассматриваться, по существу, как более крупные генетические единицы (объединяющие несколько генетических типов), которые мы называли «классами»¹. Объединение их в подгруппы и группы носит уже некоторый элемент обобщения. Все эти единицы выделяются по генетическому принципу.

С другой стороны, генетические типы естественно подразделяются на более мелкие единицы — подтипы и разновидности, однако эти подразделения в данной статье не приводятся. Здесь мы ограничимся рассмотрением только генетических типов и более крупных генетических единиц.

Определенные нами градации отражают то более общие, то более частные процессы формирования, а следовательно, то более обобщенные,

¹ Е. В. Шанцер (1966) в своей работе такие типы как коллювий, делювий, озерные и др. также считает более крупными генетическими единицами и называет их «парагенетическими группами».

Вулканическим взрывом

II группа генетических типов отложений вулканогенно-осадочных формаций

Факторы формирования				Таксономические генетические единицы	
Подана материала	Основные агенты транспортировки	Обстановка формирования		Подгруппы	Типы
		относительно вулканического аппарата	фациальная (палеогеографическая)		
Вулканический взрыв	Ветер	На разных расстояниях от вулканического очага	Разнообразная	I. Наземная	1. Отложения из эруптивных туч 2. Отложения собственно пеплопадов 3. Отложения пеплопадов с пепловым градом
	Лед и вода	Близ центра извержения	Горные склоны	II. Вулканогенно-ледниковые отложения	1. Отложения туфоморенные 2. Вулканогенно - флювиогляциальные отложения
	Вода	Различное	Склоны гор и долины	III. Отложения минерализованных и термальных вод	1. Отложения горячих источников 2. Отложения горячих и минерализованных рек и ручьев 3. Отложения гейзеров
	Гравитационные силы	Преимущественно подножие вулканов и их периферия	Ущелья, долины, предгорные равнины	IV. Вулканогенный пролювий	1. Отложения лахар (разных подтипов)
			Склоны гор и их подножие	V. Вулканогенный делювий	1. Делювиально-пирокластический чехол
	—	Различная	Различная	VI. Тефровый вулканогенный коллювий	1. Тефровый коллювий обрушения 2. Тефровый коллювий оползания 3. Лавово-тефровый коллювий
		Кальдера	Понижения в рельефе	VII. Вулканогенный элювий	1. Газово-гидротермальный элювий (породы, измененные фумаролами и гидротермами) 2. Почвенно-пирокластический чехол
		Кратер		VIII. Болотные отложения кальдер	1. Кальдерные торфяники
		Кальдера		IX. Отложения озер вулканических котловин	1. Отложения кратерных озер 2. Отложения кальдерных озер
	—	Кальдера	Лагуна	X. Отложения вулканогенных лагун	1. Отложения кальдерных лагун
	Сила взрыва + течения + ветер	Разная	Разная	II. Субмаринная	1. Отложения аэроморских пеплопадов 2. Отложения субмаринных эксплозий 3. Субаквально-измененные продукты пеплопадов

Таблица 4 (окончание)

Факторы формирования				Таксономические генетические единицы		
Подача материала	Основные агенты транспортировки	Обстановка формирования		подгруппы	Классы	Типы
		относительно вулканического аппарата	фациальная (палеогеографическая)			
Вулканическая деятельность + экзогенные факторы	Морские течения	Разная	Разная	II. Субмаринная	XII. Переотложенный морскими течениями вулканический материал	1. Переотложенная пирокластика 2. Переотложенная гиа-локластика
	Гравитационные силы	Склоны и подножие подводных вулканов	Склоны поднятий дна		XIII. Подводный вулканогенный коллювий	1. Субмаринный тейфровый коллювий (оползание пирокластического материала) 2. Подушечнолавовый коллювий (обрушение подушечных лав и их брекчий)
	—	Разная	Углубления дна		XIV. Отложения субмаринных фумарольных полей	1. Отложения прибрежных фумарольных полей 2. Отложения фумарольных полей открытого моря
	Течения + эоловые + гравитационные силы	Может быть удаленной от вулканических очагов	Субмаринная аккумулятивная область (донные равнины)		XV. Отложения областей аккумуляции перемещенной тейфы	1. Отложения тейфровых мутевых потоков («тейфротурбидиты») 2. Субмаринные тейфпирокластические отложения

то более детально выделенные признаки пород. Это дает возможность более гибкого применения предлагаемой классификации. В зависимости от степени изученности и задач исследования на практике можно выделять то более дробные, то более крупные генетические единицы. Более того, возможно в одних отложениях, более детально изученных, выделение типов, а в других — только классов. Такое выделение сразу будет указывать на меньшую детализацию и большую степень обобщения для последних по сравнению с первыми. Генетическая классификация отложений вулканогенно-осадочных формаций дана в таблицах 3—5.

Все описанные нами генетические типы и классы объединены в три группы, каждая из которых показана в отдельной таблице. Здесь видно подразделение групп на подгруппы, генетические классы и типы². Кроме того, в левой части таблиц показаны основные факторы формирования отложений. Каждая из трех выделенных групп имеет свою специфику, на которой мы кратко и остановимся.

Первая группа (см. табл. 3) объединяет отложения, присущие только вулканическим областям и, как правило, непосредственно связанные с вулканическими очагами. Основные генетические признаки образований этой группы определяются вулканической подачей материала и его транспортировкой. Фациальная обстановка имеет весьма подчиненное значение и сказывается лишь в появлении дополнительных черт у некоторых образований в зависимости от того, происходит ли извержение

² Нумерация классов дается подряд для всей группы, нумерация типов своя для каждого класса.

в наземных или подводных условиях. Детали же общей фацальной обстановки чаще не оказывают существенного влияния. Перемещение материала происходит только механически — силой вулканического взрыва и гравитационными силами. Формируется масса образований этой группы в результате прекращения ее движения обычно вблизи центров извержения и на прилегающих к ним площадях.

К этой группе относятся продукты извержения — выжатые, излившиеся или выброшенные вулканами, но не испытывавшие дальнейшего перемещения поверхностными агентами. В соответствии с этим выделяются три подгруппы: образования преимущественно экструзивные, преимущественно эффузивные и эксплозивные. Состав пород определяется петрохимическим составом расплава и типом извержений. Породы этой группы главным образом вулканические: разнообразные лавы, гиалокластиты, вулканические брекчии, пемзы, шлаки, различные туфы (в том числе спекшиеся). Наибольшее внимание здесь было уделено нами эксплозивным образованиям третьей подгруппы.

Вторая группа (см. табл. 4) представлена такими отложениями, генетические типы которых в большинстве случаев присущи только вулканическим областям. Однако их характерные черты определяются уже не только вулканизмом, но и экзогенными процессами.

Подача материала этих отложений еще преимущественно вулканическая: эксплозии, эксгаляции, гидротермы. Однако здесь проявляет себя уже и эрозия суши, поставляющая дополнительно (хотя и в подчиненном количестве) осадочный и вулканотерригенный материал. Но агенты перемещения в основном те же, что и для осадочных пород: ветер, вода, лед, гравитационные силы. И лишь для отложений некоторых генетических типов (помещенных главным образом в верхней части таблицы) для транспортировки материала еще сохраняет свое значение сила вулканического взрыва, выбрасывающего материал на то или иное расстояние от вулкана.

Отложения этой группы связаны с вулканическими очагами, но большей частью формируются уже по их периферии, а некоторые типы могут быть весьма удалены от своего источника питания и даже выйти за пределы собственно вулканической области (особенно типы, расположенные в нижней части табл. 4). Исходный материал отложений — преимущественно разнообразная тефра, часто в той или иной мере обработанная при переносе, и продукты газово-гидротермальной деятельности с примесью осадочного терригенного, хемогенного, а иногда и биогенного материала. Преобладающие породы, слагающие генетические типы этой группы — туфы, тефроиды, туффиты, туфо-осадочные (туфо-песчаники и др.), а также различные кластогенные осадочные породы, хемогенные и биогенные. Таким образом, генетические признаки отложений этой группы определяются совместным действием эндогенных и экзогенных факторов (при разном их значении для различных типов).

Так как влияние фацальной обстановки здесь уже весьма существенное, то во II группе подгруппы выделяются по общему ландшафту наземные и субмаринные отложения. Выделенные классы генетических типов в большинстве случаев по названию сходны с чисто осадочными, однако генетические типы, которыми они представлены, специфичны и формируются только в результате активной вулканической деятельности.

С этой группой отложений связано формирование многих вулканогенно-осадочных рудных концентраций, поэтому диагностика типов этой группы имеет весьма существенное практическое значение.

Третья группа (см. табл. 5) объединяет отложения таких генетических типов, которые присутствуют не только в вулканических, но и в других областях.

Источников материала здесь несколько. Во-первых, экзогенные: подача терригенного материала, а также хемогенное и биогенное осажде-

ние в водоемах. Во-вторых, эндогенный: поступление вулканогенного материала (кластического и хемогенного), который встречается здесь большей частью в виде примеси к осадочному, либо образует прослои в последнем.

Агенты перемещения только экзогенные: движения ветра, воды, льда и действие гравитационных сил. Территорией осаждения является вся вулканическая область и даже смежные с ней районы, причем отложения этой группы большей частью уже более или менее оторваны от вулканических очагов.

Комплекс пород, относящихся к данной группе, чрезвычайно разнообразен: здесь встречаются почти любые осадочные породы, породы смешанного состава (туффиты), вулканотерригенные образования и вулканогенные породы — туфы и тефroidы. Таким образом, отложения III группы представлены породами весьма различного состава, структуры и исходного генезиса.

При большом объеме подаваемого вулканогенного материала он может как бы подавить терригенную седиментацию, в результате чего отложения «обычных» осадочных генетических типов здесь могут быть сложены в значительной степени вулканогенным материалом (например, вулканокластический аллювий, вулканохемогенные лагунные отложения и т. д.).

Фациальная обстановка, физико-географические условия формирования для генетических типов III группы приобретают роль основного фактора, определяющего наиболее характерные генетические признаки отложений. Поэтому она определяет и названия генетических единиц. По крупным фациальным обстановкам здесь выделено три подгруппы: 1) наземная, 2) прибрежноморская, 3) морская и океаническая. Генетические подразделения первой и второй подгрупп известны. Что же касается третьей подгруппы, то генетической классификации этих отложений не существует вообще, а изучены они еще далеко недостаточно. Поэтому выделение генетических единиц здесь было весьма затруднительно и безусловно имеет предварительный характер. Несомненно, что по мере углубления наших знаний относительно диагностических признаков типов и классов этой подгруппы, их классификация будет уточняться (очевидно, в сторону большей детализации и расчленения). Так, например, последний класс, вероятно, со временем выделится в самостоятельную подгруппу, но пока у нас материала для этого недостаточно.

Характерно, что отложения обычных генетических типов третьей группы приобретают ряд специфичных черт, обусловленных именно их принадлежностью к области активного вулканизма. Специфичность эта сказывается, естественно, в первую очередь, на составе отложений, но не только на нем. Вулканизм вызывает появление еще и ряда других особенностей, отличающих отложения вулканических областей от отложений таких же генетических типов, но сформировавшихся в областях, где вулканизма не было.

Во-первых, в отличие от терригенной седиментации, здесь подача вулканокластического материала осуществляется спазматически и почти мгновенно, причем сразу подаются очень большие массы кластического материала. Это сказывается на особенностях строения толщ, на стратификации отложений, причем для каждого генетического типа по-своему. Дополнительная подача вулканохемогенного материала часто носит периодический характер, что также находит свое отражение в текстурах пород и толщ.

Во-вторых, сейсмичность, свойственная вулканической области, вызывает чрезвычайно широкое развитие текстур нарушенной слоистости: оползания, взмучивания, взламывания, знаков нагрузки и др. Все эти нарушенные текстуры встречаются в отложениях таких генетических типов,

III группа генетических типов отложений вулканогенно-осадочных формаций

Факторы формирования				Таксономические генетические единицы			
Подчасть материала	Основные агенты транспортировки	Обстановка формирования		Подгруппы	Классы	Типы	
		положение относительно вулканов	фациальная (палеогеографическая)				
Разрушение суши+поступление вулканогенного материала+биохемогенные процессы	Ветер	Вся вулканическая область и сопряженные с ней территории	Преимущественно низменности	I. Наземная	I. Эоловые отложения	1. Перевеянные тифрогенные отложения пустынь 2. Перевеянные тифрогенные отложения гумидных областей	
	Лед и вода		Горные области		II. Ледниковые отложения	1. Собственно ледниковые-моренные 2. Водно - ледниковые — флювиогляциальные	
	Текущая вода		Долины и равнины		III. Аллювий	1. Аллювий равнинных (плоскодолинных) постоянных рек 2. Аллювий горных рек 3. Отложения временных пересыхающих водотоков	
			Предгорные области		IV. Пролувий	1. Сухих дельт крупных постоянных рек 2. Выносы временных потоков	
			Склоны возвышенностей и их подножие		V. Делувий	1. Отложения делювиальных шлейфов 2. Делувий разрозненных заполнений пониженных участков рельефа	
	Гравитационные силы		Преимущественно водоразделы		VI. Коллювий	1. Коллювий обрушения 2. Коллювий оползания	
	Нет		Понижения в рельефе суши		VII. Элювиальные образования	1. Обломочный элювий 2. Коры выветривания 3. Почвы, подпочвы и покровы рельефа	
					VIII. Болотные отложения	1. Болотные отложения (с терригенным осадконакоплением) 2. Отложения торфяных болот	
	Транспортировка извне				IX. Озерные отложения	1. Кластогенные 2. Хемогенные 3. Биогенные 4. Смешанные и переменного осадконакопления	Подразделяются по фациальной обстановке, составу отложений и другим признакам.

Таблица 5 (окончание)

Факторы формирования				Таксономические генетические единицы						
Подача материала	Основные агенты транспортировки	Обстановка формирования		Подгруппы	Классы	Типы				
		положение относительно вулканов	фациальная (палеогеографическая)							
Разрушение суши (терригенный материал) + формирование хемогенных и биогенных осадков + принос вулканогенного материала	Слабые движения воды	Вулканическая область и территория под ее влиянием	Прибрежная обстановка (граница моря и суши)	II. Прибрежноморская	X. Лагунно-заливные отложения	1. Отложения прибрежных лагун 2. Отложения заливов и бухт 3. Отложения приустьевых заливов, лиманов и эстуарий				
	Сильные течения и слабые волнения				XI. Отложения речных выносов — подводной части дельты	1. Отложения речных выносов в лагуны и закрытые заливы 2. Отложения речных выносов в море («флювиомаринные»)				
					Волнения и течения	XII. Отложения прибрежных аккумулятивных форм	1. Отложения пляжей и морского побережья 2. Отложения аккумулятивных форм береговой зоны — «барового поля» (баров, кос, пересыпей и др.)			
						XIII. Отложения зоны волнений	1. Отложения прибрежной зоны волнений 2. Отложения мелководья открытого моря (на отмелях, банках и т. п.)			
	Течения				XIV. Отложения зоны постоянных морских течений	1. Отложения течений в прибрежной зоне 2. Отложения донных течений открытого моря				
					Гравитационные силы	XV. Отложения подводного коллювия	1. Подводный коллювий обрушения 2. Подводный коллювий оползания 3. Подводный коллювий оплывания (рыхлых осадков)			
	Течения + гравитационные силы					XVI. Отложения на поднятых участках рельефа дна	1. Отложения на поднятых участках шельфа 2. Отложения на вершинах подводных гор и их склонах 3. Образования рифовых массивов			
					Различная морская и океаническая	XVII. Отложения в углублениях и впадинах поднятого донного рельефа	1. Отложения межрифовых лагун 2. Отложения иловых впадин на шельфовом мелководье 3. Отложения в депрессиях среди поднятий 4. Отложения в трогах, глубоководных впадинах, желобах 5. Отложения в подводных каньонах			
						Преимущественно пониженные участки донного рельефа	XVIII. Отложения морских и океанических аккумулятивных равнин и депрессий дна	1. Плаци мутевых потоков 2. Отложения морских равнин 3. Отложения океанических абиссальных равнин		
	То же + космический материал							III. Морская и океаническая		

в которых они в других обстановках обычно не развиваются. Весьма характерно широкое развитие вулканических брекчий.

В-третьих, излияния вулканического материала (лав, пирокластических потоков) резко и практически внезапно изменяют рельеф местности. Таким образом, отложения одного генетического типа начинают приобретать признаки другого. Так, лавовый поток, запрудивший речное русло, создает выше условия для приобретения аллювием признаков озерных отложений (такие примеры известны).

В-четвертых, отложения некоторых генетических типов наземной группы, обычно редко переходящие в ископаемое состояние, здесь могут быть как бы «запечатаны» излияниями лав и пирокластических потоков; таким образом, они имеют больше шансов сохраниться от разрушения и в дальнейшем перейти в ископаемое состояние.

С другой стороны, отложения некоторых генетических типов (например, пемзовых потоков и покровов) столь быстро размываются, что создают дополнительный источник большого количества материала, поступающего в осадок.

Установление этих и других специфических черт для каждого генетического типа осадочных отложений, формирующихся в вулканической области, позволяет более уверенно проводить их диагностику при изучении вулканогенно-осадочных формаций. А это чрезвычайно важно, так как именно с генетическими типами этой группы связано большинство полезных ископаемых вулканогенно-осадочного генезиса. Особенно это относится к таким генетическим классам и типам, как озерные, отложения подводных дельт, лагунные, болотные, отложения углублений в донном рельефе и др.

Вместе с тем приходится с сожалением констатировать, что генетическому анализу отложений именно этой группы зачастую уделяется недостаточно внимания при изучении вулканогенно-осадочных формаций, а большее внимание сосредоточивается на таких генетических типах, как лахары, агломератовые потоки и др., значительно менее «полезные» с практической точки зрения.

Мы видим даже из этой краткой характеристики групп, что II группа в целом переходная между I и III. При этом I класс II группы (различные отложения пеплопадов) генетически и пространственно тесно связан с отложениями последнего класса I группы. Последний же класс II группы по обстановке формирования можно было бы отнести к III группе, от отложений которых он резко отличается в основном своим вещественным составом.

В III группе подгруппа прибрежно-морских отложений формируется под воздействием процессов, проходящих и на суше и в море. Таким образом, она не только территориально, но и генетически переходная между наземными и морскими отложениями.

Далее, почти в каждом классе один тип является основным, наиболее характерным, определяющим лицо класса. Другой имеет черты сходства с типами соседнего класса, т. е. представляет собой как бы переход к нему.

Таким образом, большинство генетических единиц нашей классификации связано постепенными переходами.

Вследствие такого переходного характера ряда генетических единиц, как более крупных, так и более мелких, вся эта система представляет собой как бы единую цепь, все звенья которой соединены. И это вполне закономерно, так как отражает существующие природные связи. Вместе с тем это обстоятельство, естественно, затрудняло проведение границ между различными таксономическими единицами и составление генетической классификации. Поэтому в некоторых случаях границы выделяемых генетических единиц имеют определенную долю условности. Такая условность и существование переходных единиц характерна для генети-

ческих классификаций вообще. В этом их принципиальное отличие от классификаций формальных, для которых границы таксономических единиц бывают четко очерчены по определенным, часто количественным показателям.

Определение таксономических единиц данной классификации опять-таки, как в любой генетической классификации, проводится не по одному признаку, а по их комплексу, причем в определенном их сочетании и последовательности.

Заключение. Рассмотрение генетических типов и классов показывает, что для всех образований, встречающихся в составе вулканогенно-осадочных формаций, они были выделены нами по единому принципу: общности генезиса отложений внутри каждого типа (независимо от того, какими именно факторами преимущественно обусловлена эта общность). Кажущееся же различие их обусловлено тем, что факторы, определяющие генетическую общность внутри типа (или другой генетической единицы), не однозначны для разных типов в сложном комплексе образований, формирующихся в вулканических областях.

Необходимо подчеркнуть, что все перечисленные здесь генетические типы отложений с их признаками реально существуют и существовали в различные геологические эпохи. Поэтому каждый из них, вообще, может быть встречен в вулканогенно-осадочных формациях. Однако в зависимости от общей палеографической обстановки, типа вулканизма и стадии его действия, а также от тектонического этапа развития, каждая конкретная формация характеризуется лишь определенным комплексом генетических типов, число которых в каждой конкретной формации более или менее ограничено. Такие комплексы, отличаясь один от другого, характеризуют особенности и различия формаций.

В заключение хочу отметить, что предлагаемую здесь классификацию, очевидно, следует рассматривать как первый вариант. Перечисленные генетические типы и классы изучены в разной степени. Диагностические признаки одних уже достаточно ясны, по другим — материала еще мало. Дальнейшие работы в этом направлении всего коллектива геологов несомненно позволят уточнить и дополнить характеристику отдельных генетических единиц и классификацию в целом.

ЛИТЕРАТУРА

- Ботвинкина Л. Н., Жемчужников Ю. А., Тимофеев П. П., Феофилова А. П., Яблоков В. С. Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Ботвинкина Л. Н. Условия накопления угленосной толщи в Ленинском районе Кузнецкого бассейна. — Тр. ИГН АН СССР, 1953, вып. 139, Угольная серия (№ 4), М.
- Дзоценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., «Недра», 1969.
- Николаев Н. И. Генетические типы новейших континентальных отложений. — Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1946, т. 21, вып. 4.
- Павлов А. П. Генетические типы материковых образований ледниковой и послеледниковой эпохи. — Изв. геол. ком-та, 1888, т. 7, № 9.
- Павлов А. П. Краткий очерк геологического строения Приалатырского края. — Изв. Геол. ком-та, 1888, т. 7, № 9.
- Павлов А. П. Делювий как генетический тип послетретичных отложений. — Вестник естествознания, 1890, № 8.
- Шанцер Е. В. Генетические типы четвертичных континентальных осадочных образований. — В кн.: Материалы по четвертичному периоду СССР, вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1950.
- Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. Тр. ГИН АН СССР, 1956, вып. 161, М.

Геологический институт АН СССР
Москва

Дата поступления
16.IV.1971

УДК 551.577.11 + 553.661.2 (262.5)

РОЛЬ СУЛЬФИДОВ ЖЕЛЕЗА ПРИ НАКОПЛЕНИИ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ОСАДКАХ ЧЕРНОГО МОРЯ

И. И. ВОЛКОВ, Л. С. ФОМИНА

Изучено содержание Mo, Co, Ni, Cu в отобранных образцах пирита из глубоководных современных осадков сероводородной зоны Черного моря. Установлено, что указанные металлы концентрируются в пирите в значительной степени. Средние концентрации в пирите и коэффициенты накопления составляют: MoO_3 — 0,1% (36); CoO — 0,017% (9); NiO — 0,15% (18); CuO — 0,13% (20). Установлено, что в пирите и магнитных сульфидах новоевксинских отложений концентрации указанных металлов и коэффициенты накопления много ниже. Роль сульфидных форм имеет большое значение в балансе этих металлов в современных осадках Черного моря.

Характерная особенность глубоководных осадков сероводородной зоны Черного моря — высокое содержание сульфидов Fe, в основном представленных пиритом и небольшим количеством гидротроилита, уже в поверхностном слое. Встречаются конкреции магнитных сульфидов Fe, основу которых составляет мельниквит. Состав таких конкреций, как правило, переходный от моносulfида к пириту. Обнаружены также конкреции пирита.

Минералогическому и химическому изучению сульфидов в черноморских осадках посвящено много работ разных авторов. В некоторых из них приводятся данные полуколичественного спектрального анализа о содержании микроэлементов в сульфидах Fe, и только Г. Ю. Бутузова (1969) специально изучала накопление малых элементов в пирите и магнитных сульфидах из черноморских осадков. Она изучила перераспределение V, Cr, As, Cu, Pb, Zn, Co, Ni и установила, что все указанные элементы, кроме V, Cr и Zn, накапливаются в сульфидах Fe. Были исследованы сульфиды в основном новоевксинских и в небольшой мере древнечерноморских осадков. Микроэлементы в пирите современных осадков Черного моря не изучались.

Мы исследовали содержание Mo, Co, Ni и Cu в пяти пробах пирита (табл. 1), выделенного из современных осадков трех станций глубоководной части моря. Выделение из осадков фракции пирита производилось бромформом с последующей магнитной очисткой и отбором под биноклем. В отобранных пробах определялась S пирита: полученные препараты содержали 76—92% пирита. Результаты анализа приведены к чистому пириту. Параллельно во вмещающих осадках также определялась пиритная S и указанные металлы. Результаты химического анализа пирита и вмещающих илов показывают, что пирит современных глубоководных осадков Черного моря содержит большие количества изучаемых элементов (см. табл. 1).

Со в пирите 0,01—0,025%, в среднем 0,017% (концентрации металлов в таблице даны в расчете на окись), что примерно на порядок превышает его концентрацию во вмещающих осадках. Средний коэффициент накопления Co в глубоководном пирите 9,3 (3,8—15,6).

**Содержание микроэлементов в пирите современных глубоководных осадков
Черного моря**

№ стан-ции	Гори-зонт, см	Характеристика пробы осадков, вмещающих пирит	а, б	Содержание, · 10 ⁻³ %				Коэффициент накопления			
				MoO ₃	CoO	NiO	CuO	MoO ₃	CoO	NiO	CuO
711	0—15	Ил глинистый, серый, однородный	а	2,8	1,9	6,3	5,7	8,2	7,9	18,4	14,5
			б	23,1	15,1	115,8	82,7				
1643	0—10	Ил известково-глини- стый, серый, микро- слоистый	а	2,7	2,3	7,6	7,1	46,2	9,3	9,5	22,5
			б	124,7	21,3	71,9	159,7				
1644	0—10	Ил известково-глини- стый, серый, слоистый	а	3,2	0,9	7,4	5,9	42,9	15,6	17,3	33,1
			б	137,2	14,0	128,2	195,2				
1644	10—15	Ил глинистый, серый, однородный	а	1,8	2,7	15,5	6,5	61,4	3,8	2,6	15,6
			б	110,4	10,0	40,6	101,7				
1644	20—25	Ил известково-глини- стый, слоистый, серый, с примесью сапропеля	а	5,0	2,5	10,0	6,0	20,5	10,0	40,2	16,7
			б	102,6	24,8	401,7	100,4				
Средняя концентрация в пирите				99,6	17,0	151,5	127,8				
Средний коэффициент накопления в пирите								35,8	9,3	17,6	20,5

а — концентрация во вмещающем осадке; б — концентрация в пирите.

Ni в пирите распределяется менее равномерно: 0,041—0,402%, в среднем 0,15%. Перераспределение Ni между вмещающими осадками и пиритом также происходит очень неровно, коэффициент накопления даже в пределах одной станции 1644 2,6—40. В среднем пирит примерно в 18 раз богаче Ni, чем вмещающие осадки.

Наиболее ровно при образовании пирита в осадках происходит накопление в нем Cu. CuO в пирите 0,083—0,195%, в среднем 0,128%. Коэффициент накопления Cu в среднем 20,5 (14,5—33,1).

Мо наиболее активно из изучаемых элементов участвует в перераспределении при образовании пирита. Перераспределение его не упорядочено, и коэффициент накопления в разных пробах 8,2—61,4, в среднем 35,8. Очень высоки и абсолютные концентрации Мо в пирите: 0,023—0,137% в расчете на MoO₃. Мо в пирите в среднем около 0,1%. Эта величина очень высока, если вспомнить, что MoO₃ в современных осадках Черного моря в среднем 0,0033% (Пилипчук, Волков, 1968), а кларк Мо в осадочных породах $2 \cdot 10^{-4}$ % (Виноградов, 1962).

Значение полученных результатов для геохимии изучаемых элементов в глубоководных осадках Черного моря очень велико. Учитывая, что современные осадки содержат около 1% S пирита (это отвечает примерно 2%-ной концентрации FeS₂), можно оценить роль диагенетического процесса пиритообразования в геохимии изучаемых элементов. Если принять содержание пирита в осадках около 2%, то оказывается, что 8—31% Co, 5—80% Ni, 29—66% Cu и 16—100% Мо в современных черноморских осадках связаны с пиритом.

Большой интерес представляет вопрос о формах вхождения изучаемых металлов в пирит. Что касается Ni и Co, то они имеют очень близкие

к Fe^{2+} ионные радиусы и образуют группу изоморфных элементов. По-видимому, в черноморских пиритах Ni и Co изоморфно замещают Fe в структуре дисульфида. Для Cu возможность изоморфного замещения маловероятна. Более вероятно образование самостоятельных фаз сульфидов и сростаний с пиритом.

Ранее было установлено (Пилипчук, Волков, 1968; Волков, Фомина, 1971), что значительная часть Mo осадков, возможно, связана с гуминовыми кислотами органического вещества. Таким образом, результаты, полученные для пирита, как будто бы находятся в противоречии с указанными данными. Это заставило нас поставить специальное исследование, чтобы изучить форму нахождения Mo в пирите. Навеска пирита обрабатывалась в инертной атмосфере (Ar) 0,1N раствором NaOH в течение нескольких часов (условия извлечения из осадков гуминовых веществ). Затем в полученном растворе был определен Mo. Опыты показали, что 32—95% Mo при обработке щелочью переходят в раствор. Опыты были поставлены с растертым и нерастертым пиритом (средний размер частиц 0,03—0,05 мм). В опытах с нерастертыми образцами результаты были только на несколько процентов ниже.

Тот факт, что значительная часть Mo извлекается из пирита при обработке раствором щелочи, указывает на присутствие его не в форме молибденита, а в виде менее стабильного сульфида. По В. М. Гольдшмидту, сульфидная форма Mo в сланцах — тонкодисперсный MoS_2 — иордизит (Goldschmidt, 1954), однако разлагается ли иордизит при обработке растворами щелочи, неизвестно. По-видимому, форма сульфида Mo в черноморском пирите ближе к MoS_3 , чем к молибдениту. Следует добавить, что MoS_2 — высокотемпературный минерал, и при низких температурах MoS_3 — термодинамически более устойчивая фаза, чем молибденит (Мишин, Феодотьев, 1970).

Содержание Mo, Cu, Ni и Co было изучено также в микроконкрециях пирита и магнитных сульфидах Fe из новоевксинских отложений материкового склона Анатолийского побережья (Волков и др., 1971). Данные табл. 2 показывают, что при образовании пирита и магнитных сульфидов Fe в новоевксинских осадках микроэлементы вели себя существенно иначе, чем в аналогичном процессе в современных. Прежде всего концентрации изучаемых элементов в новоевксинских сульфидах несравнимо ниже. Особенно резко это проявляется на примере Mo, содержание которого в современном пирите примерно в 50 раз выше. Пирит современных глубоководных осадков по сравнению с новоевксинским примерно в 11,5 раз богаче Cu, в 7,5 раза — Ni и в 2 раза — Co.

Из табл. 2 видно, что в пиритах и переходных сульфидах Fe новоевксинских осадков материкового склона Mo (в расчете на MoO_3) 1,6—3,5·10⁻³%, в среднем 2,1·10⁻³%; CoO 1,4—16,2·10⁻³%, в среднем 8,5·10⁻³%; Ni (NiO) 3,3—45,1·10⁻³%, в среднем 20,8·10⁻³%, CuO 2,5—49,1·10⁻³%, в среднем 11,2·10⁻³%.

Различны не только концентрации, но и коэффициенты накопления микроэлементов в современных и новоевксинских сульфидах. Во всех случаях и для всех элементов коэффициенты накопления в современном пирите выше, т. е. при образовании сульфидов Fe в диагенезе современных осадков перераспределение изучаемых элементов происходит интенсивнее. В этом отношении очень примечательно поведение Cu. Из табл. 2 видно, что Cu, как правило, совершенно не накапливается в новоевксинских сульфидах Fe. Коэффициент накопления Cu во всех пробах (кроме одной — пирит со станции 1665) 0,4—0,6 (в среднем 0,5). В то же время в современных глубоководных осадках пирит в среднем в 20 раз обогащен Cu. Много ниже, чем для современных осадков, также коэффициенты накопления Ni, Co и Mo в сульфидах новоевксинских отложений.

Сравнение результатов нашего исследования (см. табл. 1, 2) с данными, приводимыми Г. Ю. Бутузовой (1969) для сульфидов новоевксинских

Таблица 2

Содержание микроэлементов в сульфидах железа нововексинских отложений Черного моря

№ станции	Горизонт, см	Характеристика пробы осадков, вмещающих сульфид	Характеристика сульфидов железа	а, б	Содержание, 10 ⁻³ %				Коэффициент накопления			
					MoO ₃	CoO	NiO	CuO	MoO ₃	CoO	NiO	CuO
1635	1—16	Глина, серая, вязкая, пластичная	Пирит	а	0,2	1,5	10,4	6,6	12,5	7,8	4,3	0,6
				б	2,5	11,7	45,1	4,0				
1666—1	2—12	Ил глинистый, плотный, вязкий, серый	»	а	0,2	2,8	15,6	5,9	17,5	3,0	2,3	0,4
				б	3,5	8,5	36,5	2,5				
1665	2—17	Ил глинистый, серый, плотный	»	а	0,4	1,6	15,6	6,5	4,5	10,1	1,65	7,6
				б	1,8	16,2	25,8	49,1				
			Магнитный сульфид	а	1,6	7,1	—	—	4,0	4,4	—	—
1679	2—15	Глина, серая, очень плотная, вязкая	Пирит	а	<0,2	2,3	5,3	7,1	>8,5	0,6	0,6	0,6
				б	1,7	1,4	3,3	4,4				
			Слабомагнитный сульфид	б	1,6	7,0	7,9	3,8	>8,0	3,1	1,5	0,5
				Магнитный сульфид	б	1,8	7,7	6,1	3,2	>9,0	3,3	1,2
Средняя концентрация в сульфидах железа					2,1	8,5	20,8	11,2	10	4,6 (5,3)	1,9 (2,2)	1,7 (0,5)
Средний коэффициент накопления в сульфидах железа												

а — концентрация во вмещающем осадке; б — концентрация в сульфидах.

осадков глубоководной части моря, показывает, что последние занимают промежуточное положение по концентрации Cu , Ni и Co и по активности перераспределения этих металлов между вмещающими осадками и сульфидами Fe . Содержания Cu , Ni и Co в сульфидах и коэффициенты накопления их для новоевксинских отложений центральных частей моря несколько выше, чем в новоевксинских осадках материкового склона, но много ниже, чем в пирите поверхностного слоя современных глубоководных осадков.

Таким образом, результаты исследования распределения микроэлементов в пирите и магнитных сульфидах Fe из осадков Черного моря показывают, что поведение изучаемых элементов в процессах сульфидообразования зависит от многих факторов. В зависимости от условий осадкообразования, физико-химической обстановки в осадках и наддонной воде накопление микроэлементов в сульфидах Fe происходит в разной степени.

Новоевксинский бассейн Черного моря характеризуется низкими концентрациями органического вещества в осадках, слабым развитием сульфатредуцирующих процессов, меньшими концентрациями изучаемых металлов в глубоководных отложениях и отсутствием сероводородного заражения водной толщи. Как и в современных осадках, в новоевксинское время содержание реакционноспособных форм металлов было максимальным в центральных частях моря и уменьшалось по направлению к берегу, однако разница между максимальными и минимальными концентрациями была меньше вследствие ослабленной дифференциации.

При постепенном и медленном развитии процесса восстановления сульфатов возникающий в осадках сероводород в первую очередь взаимодействовал с реакционноспособными соединениями Cu (и других халькофильных элементов). Только после этого началось образование в осадках сульфидов Fe , Ni и Co . Строго говоря, по величине произведений растворимости сульфиды Ni и Co должны образовываться раньше FeS , но, учитывая разницу концентраций в осадках Fe , Ni и Co , можно принять, что при дефиците сероводорода образование сульфидов этих элементов проходило одновременно. Общее количество образовавшегося сероводорода было недостаточным, чтобы превратить в моносульфид все реакционноспособное Fe .

При недостатке сероводорода процесс пиритизации моносульфида Fe протекал медленно, и именно поэтому новоевксинские отложения характеризуются увеличенным содержанием магнитных переходных форм сульфидов Fe по сравнению с современными отложениями. В это же время шел процесс кристаллизации самостоятельных микрообразований сульфидов Cu и других халькофильных элементов. Последующее проникновение в новоевксинские осадки свободного сероводорода сверху (в глубоководных частях моря из древнечерноморских отложений, а в осадках крутого материкового склона из наддонной воды) привело к новообразованию сульфидов Fe и к образованию вторичных диагенетических стяжений пирита и магнитных сульфидов, которые уже не могли быть обогащены Cu .

Именно в силу указанных обстоятельств коэффициент накопления Cu в сульфидах Fe новоевксинских осадков меньше, чем Co и Ni . Преобладающее накопление Co по сравнению с Ni в новоевксинских сульфидах Fe , которое видно из данных табл. 2 и было отмечено ранее (Бутузова, 1969), объясняется, во-первых, большей геохимической подвижностью Co (большее содержание реакционноспособных форм) и, во-вторых, способностью Ni (как и Fe) входить в состав аутигенных силикатов, не разлагаемых сероводородом, что особенно характерно при медленном развитии процесса образования сероводорода в осадках.

Низкие в сравнении с современными осадками концентрации Мо в нововексинских сульфидах Fe в первую очередь связаны с малыми концентрациями Мо во вмещающих илах (причины этого объяснены ранее) (Пилипчук, Волков, 1968). Невысокие величины коэффициентов накопления Мо в сульфидах (см. табл. 2) связаны с пониженным содержанием реакционноспособных форм Мо в осадках вследствие близости берега. Данных о содержании Мо в сульфидах глубоководных нововексинских осадков мы пока не имеем, но можно предполагать, что и концентрация Мо, и коэффициент накопления его в этом случае будут выше.

Иначе протекает образование сульфидов Fe в современных осадках, отличается и механизм связывания изучаемых металлов сульфидами Fe. Прежде всего следует иметь в виду, что глубоководные осадки современного бассейна содержат большие количества изучаемых металлов. Существенно, что увеличение содержания металлов в современных глубоководных осадках по сравнению с нововексинскими произошло в значительной степени за счет наиболее реакционноспособной части элементов. Реакционноспособные формы Fe и изучаемых рассеянных элементов в ходе седиментации встречают мощный слой сероводородной воды, и формирование и преобразование сульфидов в осадках происходит при избытке сероводорода. В этих условиях практически одновременно образуются моносульфид Fe и сульфиды изучаемых элементов.

Часть реакционноспособного Fe превращается в моносульфид уже в водной толще и служит коллектором для осаждения сульфидов микроэлементов. Другими словами, взаимосвязь изучаемых элементов с сульфидами Fe может возникнуть уже в сероводородной зоне воды бассейна в ходе седиментации. Образование сульфидных форм элементов продолжается затем в осадках. В присутствии избытка свободного сероводорода превращение коллоидного моносульфида Fe — гидротроилита в дисульфид — пирит протекает уже в поверхностном слое осадков быстро и практически нацело. В процессе кристаллизации пирита Ni и Co, входившие в состав моносульфида Fe, включаются в решетку, изоморфно замещая Fe, а сульфид Cu, кристаллизуясь самостоятельно, образует включения и сростки с пиритом.

Сложнее поведение Мо в этом процессе. Ввиду слабощелочных условий в наддонной воде и осадках, Мо не может в водной толще образовать самостоятельного нерастворимого сульфида — MoS_3 . В сероводородной зоне моря изменяется форма нахождения Мо в растворе и ион молибдата MoO_4^{2-} переходит в тиооксимолибдат $(\text{MoO}_{4-n}\text{S}_n)^{2-}$ ($n=1\div3$). По-видимому, в этой форме Мо сорбируется в водной толще коллоидным сульфидом Fe и вместе с ним попадает на дно. Не исключено также, что в результате местного повышения концентрации сероводорода вокруг мицеллы сульфиды $\text{Fe}-\text{FeS}\cdot n\text{H}_2\text{S}$ и связанного с этим местного понижения величины pH ион тиооксимолибдата разрушается и с сульфидом Fe соосаждается трисульфид Мо — MoS_3 . При кристаллизации пирита из моносульфида Fe вхождение Мо в решетку пирита затруднено ввиду различия ионных радиусов. Поэтому сульфид Мо кристаллизуется на поверхности микросростков пирита в виде тонкодисперсного сульфида, близкого по свойствам к MoS_3 .

Полученные нами результаты, а также данные Г. Ю. Бутузовой (1969), позволяют заключить, что если в нововексинских отложениях роль сульфидных форм изучаемых элементов в общем невелика, то в современных осадках сульфидные формы Co, Ni, Cu и Мо в составе глубоководного пирита имеют очень большое значение в балансе реакционноспособных форм этих элементов. Этот вывод может быть с большой долей уверенности распространен на всю толщу глубоководных современных и древнечерноморских отложений Черного моря.

ЛИТЕРАТУРА

- Бу ту з о в а Г. Ю. К минералогии и геохимии сульфидов железа в осадках Черного моря.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 4.
- В и н о г р а д о в А. П. Среднее содержание химических элементов в горных породах.— Геохимия, 1962, № 7.
- В о л к о в И. И., Р о з а н о в А. Г., Я г о д и н с к а я Т. А. Микроконкреции пирита в осадках Черного моря.— Докл. АН СССР, 1971, т. 197, № 1.
- В о л к о в И. И., Ф о м и н а Л. С. Рассеянные элементы в сапропелевых илах Черного моря и их взаимосвязь с органическим веществом.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 6.
- М и ш и н И. В., Ф е о д о т ь е в К. М. Изучение особенностей кристаллизации молибдена при повышенных температурах и давлениях.— В сб.: Очерки геохимии ртути, молибдена и серы в гидротермальном процессе. М., «Наука», 1970.
- П и л и п ч у к М. Ф., В о л к о в И. И. Геохимия молибдена в Черном море.— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 4.
- G o l d s c h m i d t V. M. Geochemistry. Oxford, 1954.

Институт океанологии АН СССР
Москва

Дата поступления
9.VII.1970

УДК 550.4·546.77 (262)

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОХИМИИ МОЛИБДЕНА В СРЕДИЗЕМНОМ МОРЕ

М. Ф. ПИЛИПЧУК

В восточной части Средиземного моря содержания Мо в воде высоки — 10,9—17,7 мкг/л в расчете на MoO_3 . По вертикали водной толщи Мо распределяется равномерно на станции с «типичной» средиземноморской водой, что характерно и для других нормально аэрируемых бассейнов (Тихий океан). На станции, расположенной в Мраморном море, отмечается небольшое уменьшение содержания Мо в поверхностном слое, где ощущается влияние распресненных черноморских вод. В осадках содержание MoO_3 — 1,9—80·10⁻⁴%. В осадках с кислородным режимом максимальные концентрации Мо приурочены к прослоям, обогащенным гидратированной двуокисью марганца. В восстановленных осадках между Мо и $\text{C}_{\text{орг}}$ наблюдается отчетливая корреляция.

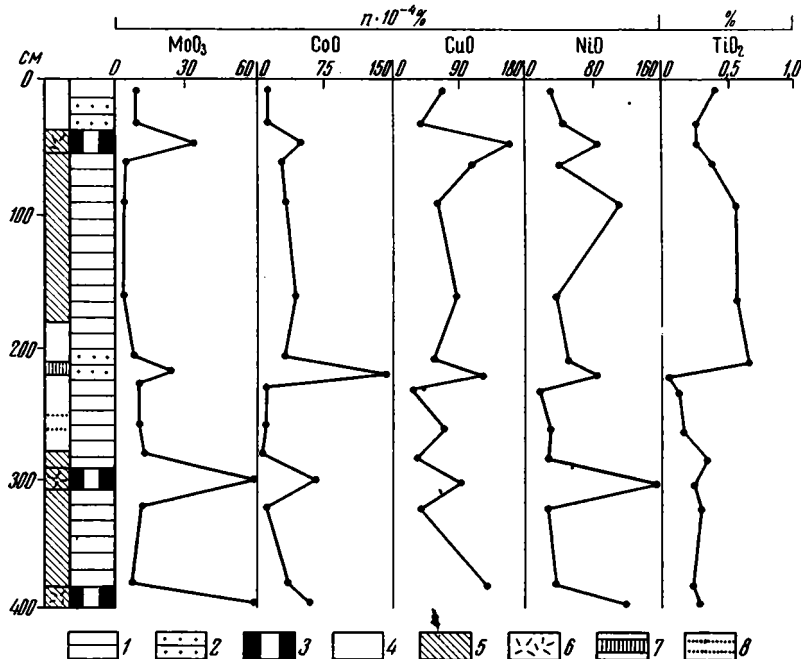
Распределение Мо в осадках Средиземного моря изучали ранее Г. Н. Батулин, А. В. Коченов (1967) и В. Ф. Севастьянов (1968). Они рассматривали в основном вопрос о связи между $\text{C}_{\text{орг}}$ и Мо, а также об участии Мо в диагенетическом перераспределении между восстановленными и окисленными отложениями.

Мы исследовали распределение Мо в воде и осадках восточной части Средиземного моря. Эта его часть окаймляется на юге Африканской платформой, на севере — тектонически активной зоной альпийской складчатости. Для суши северной зоны, находящейся в гумидном климате, характерна хорошо развитая в равнинных областях кора выветривания, в южной — аридной зоне преобладает физическое выветривание. Донные отложения в районе исследования представлены главным образом глинистыми, известко-глинистыми, глинисто-известковыми илами с большей или меньшей примесью алевроита. В местах развития вулканической деятельности значительную примесь осадков составляют вулканогенные продукты (Бутузова, 1968).

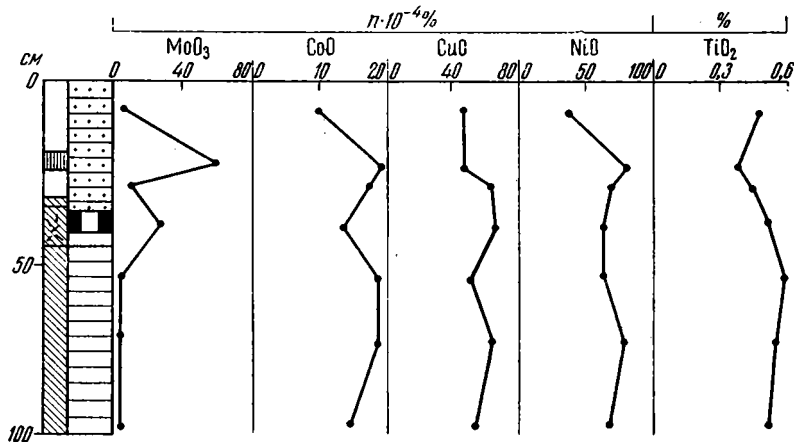
Материал для настоящего исследования был собран с борта исследовательского судна «Академик С. Вавилов». Пробы осадков получены с помощью геологических трубок членами геологического отряда VIII Средиземноморского рейса в 1964 г. Пробы морской воды отобраны пластмассовыми батометрами емкостью 7 л XIII гидрооптической экспедицией в 1969 г.

Мо определялся роданидным методом, в случае необходимости роданидный комплекс экстрагировали изоамиловым спиртом (Книпович, 1956). Определению Мо в воде предшествовало его предварительное концентрирование соосаждением с гидратированной двуокисью марганца (Коновалов, Шокина, 1961).

Со, Ni, Cu определялись колориметрически из одной навески после предварительного отделения их в виде рубеоанатов методом, принятым для морских осадков в химическом отделе Института океанологии АН СССР. Определение Со производилось с нитрозо-Р-солью, Ni — с диметилглюксимом в присутствии персульфата, а Cu — с диэтилдитиофосфатом. Сг определялся колориметрически с дифенилкарбазидом, V — фос-



Фиг. 1. Распределение Mo, Co, Cu, Ni, Ti в колонке со станции 1328
 1 — ил глинистый; 2 — ил алевритовый; 3 — прослой, обогащенные органическим веществом; 4 — окисленные илы; 5 — восстановленные илы; 6 — включения пирита; 7 — прослой, обогащенные гидроокисью марганца; 8 — прослой, обогащенные гидроокисью железа



Фиг. 2. Распределение Mo, Co, Cu, Ni, Ti в колонке со станции 1334
 Условные обозначения см. на фиг. 1

форновольфраматным методом, Ti — с перекисью водорода (Пономарев, 1961), W — колориметрическим роданидным методом с применением в качестве восстановителя треххлористого титана (Книпович, 1956).

Молибден в водной толще. Средиземное море по сравнению с Черным — нормально аэрируемый бассейн. В водной толще растворенный кислород присутствует здесь на всех глубинах. Следовательно, в данном случае снимается возможное влияние сероводородного заражения на состояние и распределение форм Mo.

Влияние распресненной черноморской воды на гидрологическую структуру Средиземного моря ограничивается бассейном Эгейского мо-

Содержание Мо в воде Средиземного моря

Район	№ станции	Координаты	Глубина, м	Горизонты отбора проб, м	Содержание МоО ₃ , мкг/л
Центральный район	1	35°00' с. ш., 20°00' в. д.	3000	0 1000 2000	17,4 16,6 18,1
Мраморное море	2	40°40' с. ш., 28°00' в. д.	1000	0 500 1000	10,9 15,6 17,7

ря (Москаленко, Овчинников, 1965), поэтому в качестве «типичной» средиземноморской воды была взята проба в глубоководной части Центрального бассейна на горизонтах 0, 1000 и 2000 м (табл. 1).

Вторая станция расположена в Мраморном море по той причине, что гидрологический режим этого бассейна определяется водообменом между Черным и Средиземным морями. Она расположена в глубоководной части Мраморного моря с глубинами более 1000 м. Пробы воды в ней с горизонта 0 м характеризуются присутствием слаборабавленной черноморской воды. На глубинах 500 и 1000 м воды по своим гидрологическим характеристикам отвечают средиземноморским.

В центральном бассейне Средиземного моря содержание Мо довольно высокое (см. табл. 1) и превышает максимальные концентрации в Черном море (5,5—6,4 мкг/л; Пилипчук, Волков, 1967) более, чем втрое. По вертикали водной толщи не обнаруживается какой-либо закономерности в его распределении. В Мраморном море концентрации Мо возрастают с глубиной и приближаются к средиземноморским. Высокосолёные и более плотные воды Средиземного моря проникают через глубинные слои пролива Дарданеллы в Мраморное море, заполняя его впадину, а затем в придонных слоях пролива Босфор достигают Черного моря. Генетическая связь глубинных вод Мраморного моря со средиземноморской водой, очевидно, и объясняет близость величин концентраций Мо в них. Так, средняя концентрация Мо на станции 1 составляет 17,4 мкг/л МоО₃, а в глубинных слоях Мраморного моря 17,7 мкг/л МоО₃. На горизонте 500 м содержание уменьшается до 15,6 мкг/л, а в поверхностном слое, где наблюдается интенсивный принос распресненных черноморских вод, идущих в сторону Средиземного моря, — до 10,9 мкг/л МоО₃.

В Черном море содержание Мо постепенно уменьшается с глубиной (Пилипчук, Волков, 1967), а в Средиземном Мо распределяется довольно ровно. Примерно так же ведет себя Мо в Тихом океане и других нормально аэрируемых морских водоемах (Пилипчук, 1971; Сугавара, 1965).

Распределение молибдена и других редких элементов в отложениях восточной части Средиземного моря. Особенность верхнечетвертичных отложений восточной части Средиземного моря — наличие чередующихся окисленных и восстановленных илов, что позволяет на одной стратиграфической колонке проследить влияние окислительно-восстановительных условий на распределение Мо. Ранее в этом районе В. Ф. Севастьянов (1968) изучал формы Mn, Fe и S, данные по которым используются нами ниже при анализе поведения Мо в осадках.

Характер распределения Мо в толще отложений восточной части Средиземного моря принципиально одинаков во всех изученных колонках. Поэтому для иллюстрации ограничимся двумя колонками со станций 1328 (33°41',9 с. ш., 19°54',8 в. д.) и 1334 (39°02',1 с. ш., 18°28',7 в. д.).

На станции 1328 (фиг. 1) содержание Мо в верхнем слое осадков несколько повышено (в среднем $10 \cdot 10^{-4} \%$ МоО₃) при низких содержаниях

органического вещества ($0,2-0,3\% C_{\text{орг}}$). Это небольшое повышение концентрации Мо, очевидно, связано с присутствием Mn^{4+} и подвижных форм Fe^{3+} . На горизонте 35 см окислительная среда осадка резко меняется на восстановительную в связи с повышенным содержанием органического вещества — до $2,68\% C_{\text{орг}}$ в слое 35—40 см.

Здесь же отмечается и максимум концентрации Мо ($38,5 \cdot 10^{-4}\% MoO_3$) и пиритного железа (до $1\% Fe_{\text{пир}}$). Второй максимум Мо ($25 \cdot 10^{-4}\% MoO_3$) приходится на горизонт 206—208 см, представленный типичным окисленным илом с минимумом органического вещества ($0,14\% C_{\text{орг}}$) и относительно высокой концентрацией Mn^{4+} ($0,51\%$). Примечательно, что концентрация $Fe^{3+}_{\text{подв}}$ в данном прослое невелика ($0,29\%$) и характерна для окисленных прослоев, содержащих низкие концентрации Мо в пределах этой же колонки. Не отмечаем мы также заметных концентраций Мо в лежащем ниже окисленном прослое на горизонте 247—251 см, хотя содержание здесь Fe^{3+} более 1% . Это заставляет нас предполагать факт избирательной геохимической связи с Mn^{4+} .

Два остальных максимума Мо в этой колонке приходятся на восстановленные илы горизонтов 293—301 см и 395—403 см, содержащие повышенные концентрации органического вещества. На горизонте 293—301 см отмечаются также высокие концентрации пирита ($1,01\% Fe_{\text{пир}}$). В подстилающем горизонте 320—325 см высокие концентрации пирита сохраняются, однако содержания Мо и $C_{\text{орг}}$ резко падают до минимальных значений. Наличие здесь пирита — следствие диффузии сероводорода из соседних горизонтов, обогащенных $C_{\text{орг}}$ (Севастьянов, 1968).

В колонке со станции 1334 (фиг. 2) отмечается два максимума концентраций Мо. Один из них, наиболее выраженный, приурочен к горизонту 22—24 см, представленному окисленным илом с низким содержанием $C_{\text{орг}}$ ($0,20\%$). Здесь же обнаружены самые высокие концентрации Mn^{4+} ($1,46\%$). При этом повторяется случай, отмеченный на станции 1328. Концентрация Fe^{3+} на разбираемом горизонте составляет $0,53\%$; в лежащем ниже, подстилающем слое — 24—27 см, концентрация Fe^{3+} не меняется ($0,57\%$), однако содержание Мо резко падает от $65,1$ до $5,0 \cdot 10^{-4}\% MoO_3$. Это еще раз подчеркивает связь с Мо с Mn^{4+} , а не с Fe^{3+} .

Второй, менее выраженный максимум концентраций Мо ($11,1 \cdot 10^{-4}\% MoO_3$), приурочен к горизонту 28—34 см восстановленного ила, обогащенного органическим веществом ($1,35\% C_{\text{орг}}$). Здесь же заметен рост содержания $Fe_{\text{пир}}$, однако далее вниз по колонке корреляция между Мо и $Fe_{\text{пир}}$ не наблюдается. Более того, концентрация $Fe_{\text{пир}}$ хотя и незначительно, возрастает, а содержание Мо резко падает. Очевидно, в данном случае происхождение пирита аналогично описанному в колонке со ст. 1328.

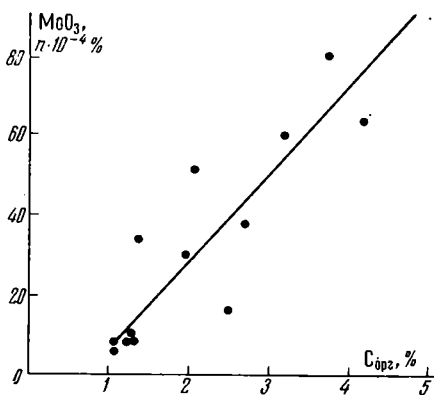
Таким образом, Мо ведет себя как геохимически подвижный элемент и распределяется по толще осадков неравномерно. Повышенные его концентрации в окисленных илах приурочены к прослоям, обогащенным четырехвалентным марганцем в форме гидратированной двуокиси, а в восстановленных илах он связан с органическим веществом и, возможно, с сульфидами железа.

Накопление Мо в окисленных прослоях осадков Средиземного (как и Черного) моря обязано процессу перераспределения его в диагенезе и миграции в окисленный слой из восстановленных осадков. В окисленных осадках, в присутствии свежееобразованных гидроокисей железа и марганца Мо связывается ими полностью, и концентрация его в иловой воде резко падает. В то же время в иловой воде восстановленных осадков отмечаются высокие концентрации Мо (Пилипчук, Волков, 1968). В результате этого градиента концентрации в иловых водах происходит перераспределение Мо в осадках и накопление его в окисленном слое. Коэффициент перераспределения Мо между восстановленными и окис-

ленными осадками равен 3,2. При этом следует подчеркнуть, что основным концентратором Мо является гидратированная двуокись марганца, роль же гидроокиси железа в этом случае слабая. Эту важную особенность поведения Мо мы могли отметить только в Средиземном море, поскольку прослой, обогащенные Fe и Mn, находятся на разных стратиграфических горизонтах.

Исходя из этого, можно более определенно судить о поведении Мо в кислородной зоне Черного моря, где не наблюдается разделения Fe и Mn по вертикали осадков. Следовательно, в процессе накопления Мо в поверхностной окисленной пленке или кислородной зоны Черного моря, а затем в железо-марганцевых конкрециях, основную роль играет гидратированная двуокись марганца, а не трехвалентное железо.

Co, Ni, Cu активно участвуют в диагенетическом перераспределении и накапливаются в окисленных прослоях, обогащенных не только гидроокисью марганца, но и гидроокисью железа. Коэффициенты перераспределения (отношение содержания элементов в обогащенных марганцем прослоях и подстилающих восстановленных осадках) для Co, Ni и Cu, по В. Ф. Севастьянову (1968), соответственно 5; 2; 6, а в осадках Черного моря — 2,5; 1,8; 0,7 (Волков, Севастьянов, 1968).



Фиг. 3. Зависимость содержания Мо от $C_{орг}$ в толще верхнечетвертичных осадков Средиземного моря

Прямая связь Мо с органическим веществом очевидна (фиг. 3). Она зарождалась еще в наддонной воде бассейна в ходе седиментации. Роль прижизненного накопления Мо в организмах планктона незначительна, доминируют сорбция и реакции взаимодействия Мо с минерализованными продуктами отмерших организмов (Волков, Фомина, 1971).

В колонках илов из восточной части Средиземного моря наблюдается также отчетливая корреляция ряда других редких элементов с $C_{орг}$, однако степень корреляции разная. В табл. 2 показаны содержания редких элементов в прослоях, обогащенных и обедненных $C_{орг}$, а также даны их средние отношения, показывающие степень накопления элементов в прослоях с относительно высоким содержанием $C_{орг}$. В результате получился следующий ряд в порядке убывания этих отношений: Мо — 5,11; Co — 1,46; Ni — 1,42; V — 1,41; Cu — 1,32; Cr — 1,08; Ti — 1,00; W — 0,82.

Из этого ряда видно, что Cr, Ti и W не коррелируют с органическим веществом. Их распределение по вертикали верхнечетвертичных отложений определяется поступлением обломочного терригенного материала и в целом отвечает тому распределению по площади бассейна, которое наблюдается в Черном море (Глаголева, 1961; Пилипчук, 1968; Пилипчук, Волков, 1966). Рост степени корреляции между редкими элементами и $C_{орг}$ от Cu к Mo в осадках Средиземного моря, за исключением V, также согласуется с изученной схемой их распределения в поверхностном слое современных осадков Черного моря: размещения обширных областей с высокими концентрациями указанных элементов и $C_{орг}$ в значительной мере совпадают. В той же последовательности мы наблюдаем сдвиг максимальных концентраций элементов в сторону пелагиали.

Поведение V своеобразно. Если по вертикали толщи осадков мы наблюдаем достаточно хорошо выраженные максимумы концентраций V в прослоях, обогащенных органическим веществом, то области повышен-

Таблица 2

Содержание редких металлов и $C_{орг}$ в основных типах осадков Средиземного моря

№ станции	Тип осадка	MoO ₃ · 10 ⁻⁴ %	CoO · 10 ⁻⁴ %	NiO · 10 ⁻⁴ %	CuO · 10 ⁻⁴ %	V ₂ O ₅ · 10 ⁻⁴ %	Cr ₂ O ₃ · 10 ⁻⁴ %	WO ₃ · 10 ⁻⁴ %	TiO ₂ %	C _{орг} %	Число образцов
		от—до среднее	от—до среднее	от—до среднее	от—до среднее	от—до среднее	от—до среднее	от—до среднее	от—до среднее	от—до среднее	
1319	Г	5,0—11,2	12,0—60,0	110,0—170,1	20,2—500,8	—	98,0—150,0	—	0,28—0,60	0,08—0,35	8
		7,3	26,7	136,3	164,1	—	126,2	—	0,46	0,21	
		16,0—80,0	20,1—42,6	130,2—270,6	160,3—170,0	—	150,0—150,1	—	0,45—0,45	2,50—3,75	
1320	П	48,0	31,4	200,4	165,1	—	150,0	—	0,45	3,13	2
		3,3—4,5	20,1—37,2	25,0—70,1	48,1—78,6	50,6—120,0	—	19,2—41,6	0,20—1,90	0,25—0,54	
		3,8	26,9	54,4	68,6	78,5	72,8	28,1	1,04	0,43	
1328	Г	7,2—33,7	24,1—105,1	47,0—100,1	72,4—156,3	92,6—280,6	60,4—92,8	38,4—53,2	0,43—1,80	1,14—2,05	6
		16,2	54,7	65,4	104,3	209,1	79,8	45,3	1,11	1,39	
		2,2—25,1	8,3—170,6	20,1—89,0	20,0—160,2	100,1—170,6	40,6—80,1	63,7—113,0	0,22—0,53	0,10—0,37	
1331	П	6,8	29,4	43,3	75,1	127,0	59,5	33,6	0,39	0,17	12
		38,4—64,1	30,1—70,6	80,4—160,1	84,0—170,3	—	40,1—70,0	—	0,25—0,33	2,68—4,15	
		54,2	50,6	115,6	118,2	200,6	59,3	—	0,30	3,34	
1334	Г	1,9—7,5	1,6—43,1	8,0—51,1	18,2—132,1	60,4—220,4	40,0—85,6	35,0—79,1	—	0,17—0,81	8
		4,1	18,9	28,0	60,2	141,4	56,5	53,2	—	0,39	
		—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Среднее	П	52,0	23,0	34,1	108,6	190,6	5,21	47,6	—	2,1	1
		2,2—65,1	10,1—20,1	40,1—100,6	50,0—72,4	168,0—200,0	77,2—150,6	53,6—69,2	0,44—0,61	0,15—0,30	
		13,7	18,1	73,0	60,7	184,0	111,1	61,4	0,53	0,24	
Среднее	Г	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
		11,1	15,3	60,1	70,3	—	120,0	—	0,56	1,35	
		1,9—65,1	1,6—170,6	8,0—170,1	18,2—500,8	60,4—220,4	40,0—150,6	19,2—113,0	0,20—0,53	0,08—0,81	
Среднее	П	7,1	24,0	67,0	85,7	132,7	85,2	56,6	0,60	0,29	39
		7,2—80,0	20,1—105,1	47,0—270,6	72,4—170,3	92,6—280,6	40,1—150,1	38,4—53,2	0,25—1,9	1,14—4,15	
		36,3	35,0	95,1	113,3	187,6	92,2	46,4	0,60	1,88	
Среднее	П: Г	5,11	1,46	1,42	1,32	1,41	1,08	0,82	1,00	6,48	52

Г — глинистые и алевроитово-глинистые илы; П — прослои илов, обогащённых органическим веществом.

ных концентраций V и $C_{орг}$ в поверхностном слое современных осадков Черного моря не совпадают. Обширная область максимума V сдвинута в южную периферийную зону черноморского бассейна, в то время как области максимальных концентраций органического вещества находятся в халистатических зонах (Глаголева, 1961). Не наблюдается также корреляции между V и $C_{орг}$ при их распределении по основным типам современных осадков Черного моря. Все это говорит о том, что связь V с органическим веществом зародилась в осадках, т. е. диагенетическая (Остроумов, Волков, 1957). Однако следует отметить, что связь V с $C_{орг}$ прослеживается только в сапропелевидных илах.

ВЫВОДЫ

1. В водной толще Средиземного моря Mo распределяется по вертикали равномерно, что характерно и для других нормально аэрируемых бассейнов.
2. В осадках с кислородным режимом установлено наличие избирательной связи Mo с Mn^{4+} , а не с Fe^{3+} , что позволяет более определенно судить о накоплении Mo в окисленных илах и железо-марганцевых конкрециях, образовавшихся при диагенетическом перераспределении элементов.
3. Поведение Mo в восстановленных осадках в присутствии повышенного содержания органического вещества принципиально не отличается от такого в черноморских осадках.

ЛИТЕРАТУРА

- Батурин Г. Н., Коченов А. В. О связи некоторых редких металлов с органическим веществом в толще морских осадков.— *Океанология*, 1967, т. VII, вып. 6.
- Бутозова Г. Ю. Современные осадки в кальдере о-ва Санторин и влияние вулканизма на их образование.— В кн.: *Геохимия осадочных пород и руд*. М., «Наука», 1968.
- Волков И. И., Севастьянов В. Ф. Перераспределение химических элементов в диагенезе осадков Черного моря.— В кн.: *Геохимия осадочных пород и руд*. М., «Наука», 1968.
- Волков И. И., Фомина Л. С. Рассеянные элементы в сапропелевых илах Черного моря и их взаимосвязь с органическим веществом.— *Литол. и полезн. ископ.*, 1971, № 6.
- Глаголева М. А. К геохимии осадков Черного моря.— В сб.: *Современные осадки морей и океанов*. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Книпович Ю. Н., Молибден. Вольфрам.— В кн.: *Анализ минерального сырья*. М., Госхимиздат, 1956.
- Коновалов Г. С., Шокина О. Н. Определение молибдена в природных водах. *Гидрохимические материалы*, т. 31, Л., Гидрометиздат, 1961.
- Москаленко Л. В., Овчинников И. М. Водные массы Средиземного моря.— В кн.: *Основные черты геологического строения, гидрологического режима в биологии Средиземного моря*. М., Изд-во АН СССР, 1965.
- Остроумов Э. А., Волков И. И. К вопросу о взаимосвязи фосфора, ванадия и органического вещества в отложениях Черного моря.— *Геохимия*, 1957, № 6.
- Пилипчук М. Ф. Распределение титана в современных осадках Черного моря.— *Докл. АН СССР*, 1968, т. 180, № 3.
- Пилипчук М. Ф. Молибден в воде Тихого океана.— *Геохимия*, 1971, № 5.
- Пилипчук М. Ф., Волков И. И. Вольфрам в современных осадках Черного моря.— *Докл. АН СССР*, 1966, т. 167, № 2.
- Пилипчук М. Ф., Волков И. И. Молибден в воде Черного и Азовского морей.— *Геохимия*, 1967, № 8.
- Пилипчук М. Ф., Волков И. И. Геохимия молибдена в Черном море.— *Литол. и полезн. ископ.*, 1968, № 4.
- Пономарев А. И. Методы химического анализа силикатных и карбонатных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Севастьянов В. Ф. Перераспределение химических элементов при окислительно-восстановительных процессах в осадках Средиземного моря.— *Литол. и полезн. ископ.*, 1968, № 1.
- Сугавара К. Некоторые микроэлементы в Мировом океане.— В сб.: *Проблемы геохимии*. М., «Наука», 1965.

ПРОБЛЕМЫ ГИДРОГЕОХИМИИ ЛИТОГЕНЕЗА

П. П. ТИМОФЕЕВ, А. В. ЩЕРБАКОВ

Впервые излагаются проблемные вопросы комплексного изучения гидрогеохимических закономерностей развития процессов литогенеза осадочных и вулканогенно-осадочных пород и формирования полезных ископаемых в зонах различного термогеохимического режима земной коры. Кратко освещаются методы гидрогеохимических исследований применительно к поставленным задачам.

ВВЕДЕНИЕ

Директивами XXIV съезда КПСС по пятилетнему плану развития народного хозяйства СССР на 1971—1975 гг. перед геологической наукой поставлены очень важные задачи изучения земной коры и выяснения закономерностей размещения в ней месторождений полезных ископаемых. Для обеспечения минерально-сырьевыми ресурсами планируемого роста тяжелой промышленности в предстоящую пятилетку намечается дальнейшее расширение научных и геологоразведочных работ в стране, повышение их эффективности; последнее в настоящее время приобретает первостепенное значение.

Большие задачи в связи с этим стоят и перед советской гидрогеохимией, призванной изучать геохимическую историю химических элементов подземной гидросферы¹, т. е. законы их возникновения и первичного распределения, миграции и последующей концентрации в земной коре и мантии в различных термобарических и физико-химических условиях. Глубокое знание свойств подземных газоводных растворов, особенностей процесса формирования их ионно-солевого состава, термогеохимического режима и баланса необходимо для развития всех отраслей геологических наук, изучающих различные оболочки Земли.

Геолого-геохимическое направление, основоположником которого можно считать М. В. Ломоносова (1763), нашло развитие в замечательных работах по геохимии В. И. Вернадского (1927, 1936), который нарисовал картину истории газоводных растворов и условий миграции химических элементов в земной коре, особо подчеркнув значение подземных вод и газов в этой миграции. В. И. Вернадский — основоположник гидрогеохимии.

За последние 10—15 лет гидрогеохимическая наука добилась значительных успехов как в разработке общетеоретических проблем эволюции Земли, миграции и накопления химических элементов и их соединений в земной коре, так и в создании новых методов поисков месторождений полезных ископаемых (Виноградов, 1961; Коржинский, 1962;

¹ Подземная гидросфера включает все те части земной коры и мантии, в которых по термобарическим условиям могут существовать газоводные растворы и дисперсии.

Перельман, 1960; Токарев, Щербаков, 1956; др.). Состав подземных газодонных растворов служит критерием оценки перспектив изучаемых территорий на месторождения многих полезных ископаемых, особенно тех, которые не выходят на земную поверхность и поэтому не обнаруживаются обычными геологическими и в значительной мере геофизическими методами. Внедрение гидрогеохимических методов в практику геологоразведочных работ позволило открыть ряд месторождений меди, свинца, цинка, редких и рассеянных элементов, нефти, газа и рассолов, содержащих промышленные концентрации I, Br, B, Li, Rb, Cs и др.

Проблема поисков глубинных месторождений требует всестороннего анализа и реконструкции палеогидрогеохимических процессов, умения воссоздать эти процессы для прошлых эпох и выделить древние очаги разгрузки газодонных растворов, обычно представляющие собой в наше время залежи ценных полезных ископаемых (Щербаков, 1968). Эта проблема становится все более актуальной и реально выполнимой для поисков гидрогеохимическими методами, особенно если эти поиски проводятся комплексно, в тесном контакте с геологами, литологами, геофизиками и др.

ОСОБЕННОСТИ ГИДРОГЕОХИМИИ ПРОЦЕССОВ ЛИТОГЕНЕЗА

Несмотря на заметные успехи в развитии современной гидрогеохимии, нельзя не отметить недостаточное участие этой молодой отрасли геохимических знаний в комплексной разработке ряда проблем геологии. Одной из них является исследование гидрогеохимических закономерностей процессов литогенеза, т. е. выяснение роли газодонных палеорастворов различных фациальных сред в направленности и интенсивности преобразования минерального и органического вещества осадков. Эта проблема в настоящее время начинает обретать свой научный смысл, поскольку намечаются реальные пути ее обоснованного решения. И оно возможно только в комплексе с методами детального литолого-фациального и минералогического исследования, которые дают критерии для познания особенностей генезиса осадков.

Высокого уровня в нашей стране достигли исследования в области литогенеза осадочных и вулканогенно-осадочных пород (Страхов, 1963; Коссовская, Шутов, 1963; Логвиненко, 1967; Логвиненко, Карпова, 1971; и др.). Однако и в них в очень схематичном и приближенном виде иногда привлекаются данные по генезису осадков и совершенно оставляется в стороне гидрогеохимический аспект литогенеза. И лишь в последнее время стали обращать внимание на особую роль фациальной среды различных типов ландшафтов как вместилища, где зарождаются процессы, которые обуславливают превращение осадков в породы (Зхус, 1966; Тимофеев, Боголюбова, 1966, 1971^{1,2}; Тимофеев, 1970; Тимофеев, Холодов, 1970; Тимофеев и др., 1970). Но и в этих исследованиях вопросы гидрогеохимии практически не привлекаются к решению проблемы литогенеза.

Проблема гидрогеохимических закономерностей процессов литогенеза включает разносторонние задачи, направленные на комплексную разработку гидрогеохимических и литологических вопросов общей теории литогенеза осадочных и вулканогенно-осадочных пород, а также формирования месторождений полезных ископаемых. В эту проблему входят следующие разделы:

а) гидрогеохимия процессов гипергенеза (в зоне воздействия атмосферных и биогенных факторов); б) гидрогеохимия процессов ледового, гумидного и аридного типов седиментогенеза (в различных фациальных и ландшафтных условиях); в) гидрогеохимия процессов диагенеза как начальной стадии литогенеза (в различных фациальных условиях и с учетом исходного вещества); г) гидрогеохимия процессов катагенеза,

Подзона резкого восстановления характеризуется наличием сульфидных ($\Sigma \text{H}_2\text{S} + \text{HS}^* + \text{S}^{2-}$) вод, где процессы регенерирования и аккумуляции минерального вещества преобладают над процессами окисления и разрушения. Широкое распространение сероводорода в подземных водах нижней части гипергенной зоны, обладающего в анаэробной среде значительной потенциальной энергией, заставляет считать его наиболее сильным восстановителем. Тяжелые металлы с сероводородом образуют малорастворимые сульфиды. Известно также, что резко восстановительные процессы, переводящие уран в четырехвалентную форму, ванадий — в трехвалентную, медь — в одновалентную, а серебро и золото — даже в самородное состояние, содействуют концентрации в горных породах всех рудообразующих химических элементов с переменной валентностью.

Между двумя указанными подзонами часто наблюдается переходная подзона, где происходит смена окислительных условий на восстановительные и наоборот. Для нее характерен неустойчивый режим с переменным содержанием в воде растворенных кислорода и сероводорода (до полного отсутствия).

Основная задача изучения процессов в зоне гипергенеза — разработка вопросов геохимической истории газоводных растворов для познания гипергенного минералообразования (Сидоренко, Лукашев, 1971; Смирнов, 1960). Для ее решения необходимо изучение: 1) ионно-солевого состава и минерализации гипергенных растворов, которые являются не только отражением, но и показателем превращений этих растворов на всех горизонтах гипергенной зоны; 2) состава активных газов (O_2 , H_2S , CO_2), ареалов их распространения, газонасыщенности гипергенных растворов; 3) эволюции зоны гипергенеза, определяемой соотношением гипергенных образований с кислородом и сероводородом; 4) концентраций водородных ионов (pH), окислительно-восстановительного потенциала (Eh) и интенсивности водообмена; 5) материалов по стоку; 6) количества воды различного происхождения и геологического возраста по изотопному составу и методам водного баланса; 7) критериев для количественной оценки водного химического выветривания горных пород больших площадей при рассмотрении процессов наземной и подземной денудации в зоне гипергенеза; 8) влияния современных геотектонических движений земной коры; 9) энергетики выветривания минералов, механизма миграции и осаднения химических элементов в гипергенных растворах и др.

Зона седиментогенеза. Эта зона характеризуется осадконакоплением большей частью в водной среде поверхностных бассейнов (океанов, морей, озер и рек). Она граничит с зонами гипергенеза и диагенеза. Процессы осадконакопления, их направленность и интенсивность определяются и регулируются климатом, ландшафтом и геотектоническим режимом. Климат определяет тепловой режим ландшафта, поступление атмосферной влаги и, как следствие, развитие растительного покрова, почв, животного мира и формирование основных типов ландшафта.

Выделяются следующие типы седиментогенеза: ледовый, гумидный, аридный и вулканогенно-осадочный³ (Страхов, 1963).

При ледовом типе перенос материала осуществляется движущимися льдами. В силу низкого химического потенциала льда скорость реакций в нем резко замедлена (за исключением некоторых биохимических). Поэтому зону твердой воды можно рассматривать как своеобразный экран на пути геохимического перераспределения элементов в земной коре. Для ледниковых осадков характерен несортированный материал.

³ В отличие от Н. М. Страхова авторы, как указано выше, к литогенезу относят только процессы, протекающие в осадках после их накопления.

В основном это морена — валунная глина, валунная супесь, валунные пески и др. С деятельностью подледниковых или приледниковых вод, имеющих в полярных странах подчиненное значение, связаны преимущественно флювиогляциальные пески и ленточные глины.

В гумидных условиях перенос и переотложение обломочного материала и органического вещества осуществляется в основном текучими водами. В ходе разрушения органических веществ выделяется энергия, поглощенная при фотосинтезе. При этом поверхностные воды обогащаются CO_2 , органическими кислотами, приобретают высокую химическую активность и способность разрушать многие породы и транспортировать их продукты на значительные расстояния. Осадки, возникшие в гумидных условиях, весьма разнообразны по литологическому составу и генезису. Они сопровождаются кларковыми и рудными концентрациями различных химических элементов, которые при определенных условиях образуют месторождения полезных ископаемых (угольные, фосфоритовые, бокситовые, марганцевые и др.).

При аридном типе седиментогенеза преобладает физическое выветривание и образуются различные обломочные породы. Небольшая часть вещества в результате химического выветривания концентрируется в континентальных озерах и лагунах, связанных с морем. В этих условиях вещество дифференцируется по химическим свойствам осадка (хлориды, сульфаты, карбонаты и др.).

Вулканогенно-осадочный седиментогенез сопровождается возникновением осадков на участках наземного и подводного вулканизма. Если первые три типа — ледовый, гумидный и аридный — зональны, то четвертый — вулканогенно-осадочный — аazonальный.

Основная задача изучения процессов зоны седиментогенеза — установление истории водной миграции и выпадения в осадках породообразующих химических элементов и их соединений в различных фациально-геохимических, ландшафтных, климатических и геологоструктурных условиях. Для решения этой задачи необходимо изучение: 1) вещественного состава горных пород (исходных материнских пород, вновь образованных осадков) и находящихся в них поровых, волосных, пленочных и других вод; 2) физико-химической среды перехода продуктов выветривания из твердой фазы в жидкую; 3) формы миграции породообразующих элементов (в истинных или коллоидных растворах, взвешях или в сорбированном виде и др.); 4) геохимической обстановки (кислотность — щелочность и окислительно-восстановительные условия среды), ионно-солевого и газового составов природных водных растворов; 5) ресурсов вод суши; 6) основных физических процессов, определяющих формирование режима вод суши; 7) гидродинамических условий и времени обмена природных вод, которые определяют тип массопереноса; 8) термобарических параметров (температура и давление), определяющих направление физико-химических процессов в водных бассейнах; 9) баланса вещества между твердой и жидкой фазами, который позволит дать количественную оценку каждой отдельной стадии седиментогенеза.

Зона диагенеза. Она тесно связана с историей поверхностных вод морского, лагуниного, озерного и речного происхождения, увлекаемых в донные осадки в процессе седиментации. За время диагенеза происходит глубокое изменение химического состава поровых растворов илов благодаря биохимическим процессам разложения органического вещества, обменной адсорбции ионов и растворению или выпадению из раствора малорастворимых компонентов.

В современных морских осадках зона диагенеза подразделяется на подзоны окисления, восстановления и локальных преобразований.

Подзона окисления характерна для прибрежных полос, где образуются железо-марганцевые конкреции, дальше от берега — глауконит,

фосфориты, в глубоководной полосе — марганцевые конкреции и цеолиты. Мощность этой подзоны до 0,5 м. Подзона восстановления типична для минералообразования в восстановительной среде в более глубоких горизонтах осадка. Здесь образуются силикаты железа (железистые хлориты), карбонаты железа, магния, кальция и марганца, сульфиды железа и др. Подзоне локальных преобразований свойственны процессы перераспределения аутигенного материала, образование конкреций и др. Нижняя граница зоны диагенеза по разным оценкам располагается на глубине от 10—15 до 200—250 м.

Вопросы изучения процессов диагенеза решаются комплексным путем и включают следующие методы: 1) участие в объективном познании вещественного состава, структуры, текстуры и дисперсности осадочных образований и их поровых растворов, отборе колонок с сохранением структуры и естественной влажности; 2) микробиологическое и минералогическое изучение осадков, определение в них органического вещества, влагосодержания и различных видов воды (прочносвязанной, рыхлосвязанной, иммобилизованной, свободной); 3) участие в изучении физического состояния и физико-химических свойств осадков (пористость, консистенция, степень уплотненности); 4) обобщение материалов по водному и химическому стоку; 5) оценку количеств воды различного происхождения, растворенных в ней солей, коллоидов и взвесей (органических и неорганических); 6) изучение физико-химических параметров в твердой и жидкой средах породообразования (емкость поглощения, состав поглощенных катионов, pH, Eh и др.), форм нахождения вещества и направления химических реакций; 7) изучение состава и минерализации поровых растворов; 8) изучение процессов диффузии солей и осмотического передвижения воды в глинистых породах и др.

Выполненные исследования дадут материал, позволяющий получить количественные характеристики степени литификации пород, характеризовать процессы синерезиса, старения, перекристаллизации коллоидов, дегидратации, уплотнения, цементации и упрочнения пород. Они позволят выяснить характер миграции влаги и ее распределение в дисперсных структурах глин при их литификации, оценить роль физико-химических процессов диффузии и осмоса, обмена катионами между поровыми растворами и поглощенным комплексом глин, выяснить взаимосвязь поровых и пластовых вод, условия, способствующие перекристаллизации и цементации пород, охарактеризовать преобразования минеральных, органических и органо-минеральных соединений в породах и влияние их миграции на формирование цементационных и кристаллизационных связей в породах.

Зона катагенеза. Эта зона граничит с зонами гипергенеза, диагенеза и метагенеза и включает в себя верхнюю часть осадочного чехла земной коры, где порода еще не утратила основных черт нормального осадочного образования и не находится под воздействием атмосферных и биогенных факторов. Основной фактор катагенетических воздействий на газоводные растворы и вмещающие их горные породы — воздействие давления вследствие отложения новых слоев осадочных пород и, вероятно, в меньшей степени — повышение температур. Зона катагенеза подразделяется на подзоны начального и позднего катагенеза.

Подзона начального катагенеза формируется в условиях прогибания, накопления и уплотнения осадков, что сопровождается выжиманием поровых растворов и уменьшением пористости. В этой подзоне геохимическая среда, как правило, нормально-восстановительная (стерильная), температура и давление повышенные (50—100°, 200—500 атм), водообмен замедленный.

Подзона позднего катагенеза формируется в пределах опущенных частей плит (глубокие впадины, авлакогены) и краевых прогибов, выполненных осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями, где газоводонапорные системы часто перекрыты мощными толщами плотных пород (глины, гипсы, ангидриты и др.), обеспечивающих их естественную герметизацию. Предположительно эта подзона может быть охарактеризована как область высоких температур (100—200°) и давлений (>500 атм), которой свойственны перегретые хлоридные воды и рассолы.

Высокая термичность недр определяется мощным тепловым потоком, идущим с больших глубин. В этих термогеохимических условиях благодаря наличию высоких температур и давлений при взаимодействии воды и пород весьма энергично проходят процессы преобразования реагирующего вещественного состава с выделением газов, переходом в воды отдельных компонентов породы и образованием эпигенетических минералов. Яркое проявление термометаморфизма — зависимость снижения содержания азота и тяжелых углеводов и возрастания содержания метана и углекислоты от изменения с глубиной термогеохимической обстановки, а также обогащения глубинных перегретых вод и рассолов осадочной толщи углекислотой, сероводородом и водородом.

Интенсивность и последовательность вторичного перераспределения вещественного состава осадочных пород и дальность перемещения химических элементов и их соединений зависят от совокупности следующих факторов и предпосылок: 1) раздробленности, трещиноватости и мобильности горных пород и особенностей тектонической структуры; 2) изменения термобарического (температура и давление), гидрохимического и газового режимов; 3) степени растворимости пород; 4) миграционной способности химических элементов и их соединений и способности к осаждению и кристаллизации при изменении термобарических и геохимических обстановок и др.

Методы изучения перечисленных процессов и предпосылок в зоне катагенеза включают (Богомолов и др., 1966; Щербаков, 1968; др.) реконструкцию палеогидрогеологических и термогеохимических обстановок, моделирование гидрогеохимических и термобарических процессов на различного рода аналоговых приборах, изучение миграционных особенностей газоводных растворов с учетом их плотностей и вязкости при различных геологических, геохимических и термобарических условиях, статистическую обработку химических анализов глубинных вод и газов с применением современных методов вариационной статистики, расчеты равновесий в газоводных растворах, изучение свободных и окклюдированных газов и другие натурные и экспериментальные работы по отдельным вопросам проблемы.

Зона метакатагенеза. Она характерна для геосинклинальных областей мобильного накопления осадков, где формируются значительные запасы тепловой и химической энергии, приводящей к мощному перемещению вещества, газоводных растворов и преобразованию горных пород. Однако глубинность процесса не всегда отражает степень метаморфизма пород, а больше говорит об объеме и интенсивности взаимодействия горных пород и метаморфизирующих агентов (Семененко, 1966). Эта зона граничит с зонами катагенеза и регионального метаморфизма и подразделяется на подзоны начального и позднего метакатагенеза.

В метакатагенезе начинается основная структурная переработка осадочных пород. Начальные стадии метакатагенеза с образованием таких минералов, как хлорит, цеолит и др., обычно протекают на глубинах 7,5—10 км при температурах, вероятно, около 200—300° и давлении 1500—3000 атм. В этих же условиях под действием высоких температур (более 200°) и каталитического влияния самих пород идут процессы угле-

фикации органического вещества и углеводов, сопровождающиеся выделением метана, водорода и накоплением углерода. Для этой подзоны характерно развитие кварцитовидных песчаников, глинистых сланцев, перекристаллизованных известняков, тощих каменных углей и антрацитов.

Поздний метабенез происходит на глубинах свыше 10 км при температурах 300—450° и давлении 3000 атм и более. В этих условиях основная роль принадлежит физико-химическим процессам, протекающим в тех слоях земной коры, где проходят изотермические поверхности критической температуры воды (374°) и ее растворов (425—450°). Газоводные растворы между этими изотермическими поверхностями находятся в постоянном вертикальном движении. Здесь в системе «газоводные растворы—минеральное и органическое вещество пород» наиболее активно протекают такие процессы, как растворение и регенерация, привнос и вынос вещества (метасоматоз), кристаллизация и перекристаллизация вещества под действием стресса и др. Для подзоны позднего метабенеза характерны кварцито-песчаники и кварциты, аспидные и филлитоподобные сланцы, мраморизованные известняки, антрациты и графитизированные антрациты.

Для изучения процессов метабенеза необходима дальнейшая разработка вопросов взаимодействия осадочных пород и газоводных растворов при повышенных температурах и давлениях в статических и динамических условиях. Современная техника позволяет путем моделирования при соответствующих высоких термобарических параметрах воспроизводить сложные гидрогеохимические процессы, происходящие на глубинах 10—15 км. При этом изучаются физико-химические равновесия в гетерогенных природных системах, кинетика процессов, в результате которых происходит рассеивание или локализация минералообразующих, в том числе рудных, химических элементов. Влияние температуры и давления на физико-химические равновесия в природных системах учитывается на основе общеизвестных термобарических соотношений (Коржинский, 1962).

Кроме методов моделирования и термобарических расчетов для познания геохимии газоводных растворов в условиях повышенных температур и давлений могут применяться и другие методы — методы изучения газовой-жидких включений в минералах, вероятностного анализа химического состава перегретых вод сверхглубоких буровых скважин, достигающих в настоящее время 5—7 км и др.

Зона регионального метаморфизма. Эта зона граничит с зонами метабенеза и базальтового расплава, в ней происходит существенное изменение горных пород в глубоких частях осадочной оболочки под воздействием высоких температур (450—700°) и давлений (3000—50000 атм). В этих условиях газоводный раствор приобретает качественно другие свойства, становясь надкритическим флюидом, в котором водородные связи разорваны и молекулы становятся свободными. Вода и уголекислота представляют наиболее важные составляющие глубинных флюидов; в надкритических сильно сжатых флюидах растворимость твердых веществ может достигнуть очень больших величин.

Изучение дифракции рентгеновских лучей в водной среде помогло установить (Frank, 1961), что в надкритической области возможно существование ассоциаций, характерных для газа и жидкости. Лишь при температуре выше 650° (независимо от давления, существующего в земной коре) химически чистая вода может находиться исключительно в газообразном состоянии (Штернберг, 1962). Для высокоминерализованных водных растворов этот предел несколько выше — около 700°. В подкоровых пространствах сильно перегретые газоводные растворы повсеместно могут достигать плотности твердых тел.

В глубокой зоне осадочной оболочки (зоне регионального метаморфизма) главнейшими процессами являются: изменение свойств растворов, воздействующих на сдвиг и стабилизацию равновесий; дегидратация и перекристаллизация пород с образованием новых структур и более устойчивых минералов; разложение органического вещества. Методы изучения перечисленных процессов включают реконструкцию палеогидрогеохимических обстановок, моделирование физико-химических процессов на различного рода аналоговых приборах, расчеты равновесий в газодонных растворах, особенно роли парциального давления CO_2 и H_2O , кинетики реакций в образовании обычных критических ассоциаций метаморфических минералов, изучение свободных и окклюдированных газов и другие экспериментальные и натурные работы по отдельным вопросам проблемы.

В переходной части земной коры и мантии из-за высоких температур ($1100\text{--}1500^\circ$) и давлений (более $100\,000\text{ атм}$) мономерные молекулы глубинных вод могут полностью диссоциировать на ионы водорода и гидроксила ($\text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{H}^+ + \text{OH}^-$) или распадаться на водород и кислород ($2\text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons 2\text{H}_2 + \text{O}_2$).

Изотерма 1500° соответствует максимальной температуре базальтового расплава. При температуре выше 1500° можно, по-видимому, говорить о диссоциации гидроксила: $\text{OH}^- \rightleftharpoons \text{O}^{2-} + \text{H}^+$.

Исследования Е. А. Любимовой (1968) показали, что расплавленная зона в мантии Земли должна была сформироваться под действием радиоактивного распада 2—3 млрд. лет назад на глубине 150—600 км в зависимости от исходных термических параметров (коэффициентов теплопроводности, генерации тепла, теплового потока и др.).

Дальнейшая эволюция этого расплавленного слоя составляла одно из важнейших событий последующей термической истории Земли. В математической модели зонного плавления Земли, рассчитанной А. Н. Тихоновым и др. (1970), расплавленные зоны возникали в верхнем 500-километровом слое Земли многократно, до 13—20 раз, с периодом в 170—100 млн. лет. Надо полагать, что с такими многократными зонными плавками связаны тектоно-магматические процессы и широко распространенный вулканизм.

Расчеты показывают, что примерно на границе ядра Земли при температурах $3500\text{--}4000^\circ$ и давлениях свыше $1\,000\,000\text{ атм}$ вода будет диссоциирована полностью. Следовательно, подземная гидросфера глубоко пронизывает кору и мантию Земли.

По данным геофизиков, базальный слой земной коры характеризуется плохими фильтрационными свойствами и по существу выполняет роль глобального водоупора. В этом случае для мощной фильтрации потоков легколетучих газовых растворов из верхней мантии в слои земной коры и на ее поверхность необходимы более реальные пути.

К таким путям в первую очередь следует отнести глобальные структурные разломы и швы (Пейве, 1961; Яншин, 1965; др.). опоясывающие земную кору и контролирующие распределение магматизма, металлогении, вулканизма и разгрузки термальных газодонных растворов.

Ярким примером роли глубинного флюида в процессах литогенеза являются термогеохимические преобразования горных пород, в частности образование серпентинитов, возникших при воздействии перегретых газодонных растворов на ультраосновные породы типа оливинитов. Проявления глубинной разгрузки газодонных растворов в виде фумарол и гейзеров характерны для районов современного вулканизма. К таким районам относятся Камчатка, Курильские острова (СССР), Аляска (США), Япония, Новая Зеландия, Исландия и др.

Современный вулканизм приурочен к областям интенсивной неотектоники и сильной метаморфизации горных пород. Почти все действующие вулканы лежат вблизи берегов морей или на островах и сосредоточены

чиваются на тех тектонических разломах, которыми пересекаются молодые горные системы. Вулканическая деятельность сопровождается выделением из жерла побочных кратеров и многочисленных трещин водяного пара и различных газов. Среди последних преобладают CO_2 , CO , H_2S , SO_2 , B , H_2 , As , HF , HCl и др. Температура парогидротермальных выделений высокая (до 700°); они состоят главным образом из паров воды (60—99,9% общего объема выделений), соляной кислоты, хлоридов калия, натрия, аммония и др.

Для областей современного вулканизма весьма характерна активная проработка вулканогенно-осадочных и осадочных пород парогидротермами, способствующая развитию различных минеральных ассоциаций метасоматита и рудных концентраций. Источником металлов являются эндогенные эманации, а также породы, из которых металлы переходят в раствор на кислой стадии их разложения (Набоко, 1963).

Процессы, изучаемые в области современного вулканизма, включают конвективный и диффузионный перенос тепла и вещества из глубоких частей Земли, взаимодействие парогидротермальных, фумарольных и сольфатарных растворов с вмещающими породами, различные химические реакции, возникающие под влиянием высоких температур, воздействие вулканических эксгаляций на состав атмосферы, наземной и подземной гидросферы и др.

Для решения этих процессов необходимо изучение: 1) локальных тепловых и гидрогеохимических аномалий, совпадающих с очагами разгрузки гидротермальных систем; 2) гидродинамического режима в районах вулканизма и молодых интрузий; 3) ионно-солевого, газового и изотопных составов гидротерм, конденсатов и эксгаляций на различных стадиях вулканизма; 4) связи вещественного состава вновь образованных минеральных ассоциаций с химическим составом воды и парогазовых струй; 5) жидких включений и окклюдированных газов в минералах и породах. Кроме того, необходима постановка опытов выделения летучих из изверженных и осадочных пород при высоких температурах и давлениях и реконструкция первоначального состава глубинных растворов на основе количественного учета всех компонентов состава «вода⇌пар⇌газ⇌осадок» и др.

Таково краткое содержание проблемы, освещающей роль гидрогеохимии в процессах литогенеза осадочных и вулканогенно-осадочных пород. Вопросы теории литогенеза, и в первую очередь вопросы причинности процесса и роли различных факторов в нем в настоящее время составляют одну из основных проблем литологии, включая минералообразование и гидрогеохимические аспекты. Ни у кого не возникает сомнения в том, что от того, какое исходное вещество (минеральное, органическое или вулканическое) попадает в зону седиментогенеза, т. е. в ту или иную фациальную среду с определенным для каждого из них гидрогеохимическим режимом, зависит направленность и интенсивность процессов литогенеза осадков. Однако, к сожалению, это очень часто остается без внимания или рассматривается в довольно общем и приближенном виде, что не может способствовать выяснению истинных причин возникновения отдельных минералов и формирования их парагенетически (не только сонахождения, но и сопроисхождения) обусловленных минеральных ассоциаций. Наша задача состоит в том, чтобы эти факторы, т. е. знание исходного вещества осадков и особенностей фациально-гидрогеохимической среды седиментогенеза были отправной точкой в решении всех вопросов литогенеза.

Большое значение приобретает выбор объектов. Вне всякого сомнения, эти вопросы прежде всего нужно начинать решать на современных осадках. И лишь познав законы начальных этапов преобразования недирижаемых типов вещества и выяснив при этом роль различных первичных факторов, можно постепенно переходить ко все более и более древним

осадкам, прослеживая поведение различных минералов и сопряженных с ними газоводных растворов в этом процессе.

В число первоочередных объектов входит Рионский межгорный прогиб, отдельные районы Сахалина и Камчатки, где в 1971 г. ГИН АН СССР начал комплексные исследования.

В заключение следует отметить, что выяснение объективно существующих закономерностей процессов литогенеза и тех причин, которые обуславливают их направленность и интенсивность в различных фациально-гидрогеохимических средах, может быть осуществлено на основе проведения комплексных исследований. Решающее значение здесь приобретают совместные детальные полевые работы с последующей камеральной обработкой собранных материалов. Составными звеньями этих исследований должны также явиться научный анализ и обобщение существующих материалов, а также получение новых экспериментальных данных. Поэтому эксперимент должен занять важное место в этих исследованиях с использованием современной и новейшей аппаратуры. В исследованиях должна быть также соблюдена комплексность, основанная на тесной координации и сотрудничестве со смежными дисциплинами геологического, геохимического и геофизического профилей.

ЛИТЕРАТУРА

- Богомолов Г. В., Красинцева В. В., Силин-Букчурин А. И. Теоретические проблемы гидрогеологии.— Докл. АН СССР, 1966, т. X, № 11.
- Вернадский В. И. Очерки геохимии. М.— Л., ГИЗ, 1927.
- Вернадский В. И. История минералов земной коры, т. II. История природных вод, ч. I, вып. III, ОНТИ, 1936.
- Виноградов А. П. О происхождении земной коры.— Геохимия, 1961, № 1.
- Зхус И. Д. Глинистые минералы и их палеогеографическое значение (на примере некоторых нефтегазоносных районов юга СССР). М., «Наука», 1966.
- Коржинский Д. С. Поведение воды при магматических и постмагматических процессах.— Геол. руд. месторожд., 1962, № 5.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Фации регионального эпигенеза и метагенеза.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 7.
- Логвиненко Н. В. Петрография осадочных пород. М., изд-во «Высшая школа», 1967.
- Логвиненко Н. В., Карлова Г. В. Стадии изменения каменноугольных отложений Большого Донбасса.— В сб.: Осадконакопление и генезис углей карбона в СССР, М., «Наука», 1971.
- Ломоносов М. В. О слоях земных. 1763. М., Гостеолиздат, 1949.
- Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. М., «Наука», 1968.
- Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород вулканических областей. М., «Наука», 1963.
- Пейве А. В. Тектоника и магматизм.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 3.
- Перельман А. И. Геохимия и ландшафт.— Природа, 1960, № 3.
- Семенов Н. П. Метаморфизм подвижных зон. Киев, «Наукова думка», 1966.
- Сидоренко А. В., Лукашев К. И. Некоторые вопросы геохимии зоны гипергенеза.— Сов. геология, 1971, № 1.
- Смирнов С. И. Геохимия подземных вод в зоне гипергенеза сульфидных месторождений.— В кн.: Проблемы гидрогеологии. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Гостеолиздат, 1963.
- Тимофеев П. П. Основные проблемы изучения угленосных формаций.— В сб.: Составление и развитие советской литологии. Тр. VIII Всес. литол. совещ. М., «Наука», т. 3, 1970.
- Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. Вторичные преобразования органического вещества в различных фациальных условиях.— Литол. и полезн. ископ., 1966, № 5.
- Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. Органическое вещество и его изменение в процессе углеобразования.— В сб.: Осадконакопление и генезис углей карбона СССР. М., «Наука», 1971.
- Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. Постседиментационные изменения органического вещества в зависимости от литологических типов пород и фациальных условий их накопления.— В сб.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М., «Наука», 1971.

- Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И., Еремеев В. В., Копорулин В. И., Юревич А. Л. Особенности преобразования вещества осадков различных фаций в процессе формирования пород.— В сб.: Состояние и развитие советской литологии. Тр. VIII Всес. литол. совещ. М., «Наука», т. 3, 1970.
- Тимофеев П. П., Холодов В. Н. Некоторые проблемы палеогеографии в связи с изучением акцессорных минералов в изверженных породах.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 1.
- Тихонов А. Н., Любимова Е. Н., Власов В. К. Об эволюции зон плавления в термической истории Земли.— Докл. АН СССР, Сер. геофиз., 1969, т. 186, № 2.
- Токарев А. Н., Щербаков А. В. Радиогидрогеология. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Штернберг А. А. Состояние воды в надкритической области в связи с проблемами глубинного минералообразования.— Геохимия, 1962, № 5.
- Щербаков А. В. Геохимия термальных вод. М., «Наука», 1968.
- Яншин А. В. Тектоническое строение Евразии.— Геотектоника, 1965, № 5.
- Frank E. V. Überkritisches Wasser als E-lektrolytische Lösungsmittel. Angewandte Chemie, 1961, No. 10, 3, 1373.

Геологический институт
АН СССР
Москва

Дата поступления
21.VI.1971

УДК 551.78

ФЛИШ — ОБРАЗОВАНИЕ ПОДВОДНОГО СКЛОНА

М. Г. ЛЕОНОВ

Рассматриваются особенности строения и условий седиментации древних флишевых отложений, а также осадков типа флиша в современных водоемах.

Проблема флиша — одна из наиболее интересных в геологии. Она рассматривалась в разное время и в различных аспектах многими исследователями (Вассоевич, 1948, 1951, 1960; Келлер, 1947, 1949; Рухин, 1962; Хворова, 1958, 1960; Трюмпи, 1965; Обуэн, 1967; Tercier, 1947; Sujkowski, 1957). Однако по многим вопросам, связанным с его образованием, существуют различные точки зрения. Один из таких вопросов — о морфологии бассейнов, в которых могло идти образование флиша, и месте флиша в этих бассейнах. Все исследователи, занимающиеся проблемой флиша, так или иначе решали этот вопрос, и в настоящее время взгляды на морфологию бассейнов, в которых образовывался флиш, часто диаметрально противоположны. Проблема морфологии бассейнов связана и с определением их ширины и глубины.

Батиметрия флиша. По поводу глубины бассейна или той его части, где отлагались толщи флиша, существуют три точки зрения. Первая предполагает образование флиша в мелководных условиях на глубинах 0—200 м (Маслов, 1960). Другие исследователи высказываются в пользу значительных глубин порядка сотен и тысяч метров (Келлер, 1949; Хворова, 1958; Вассоевич, 1960; Клауд, 1965; Трюмпи, 1965; Sujkowski, 1957, и др.). Сторонники глубоководности флишевых отложений допускают весьма значительный интервал глубин, на которых мог образоваться флиш. Причем верхний предел ограничен явно или неявно изобатой 200 м (Трюмпи, 1965; Вассоевич, 1960; Клауд, 1965), что, как будет показано ниже, весьма примечательно. И наконец, ряд геологов считает, что проблемы батиметрии флиша вообще не существует и флиш мог отлагаться и в прибрежных зонах и на значительных глубинах (Обуэн, 1967; Tercier, 1947).

Глубоководность флиша или, во всяком случае, значительный интервал глубин, на которых он мог образовываться, признается сейчас большинством геологов, так как целый ряд признаков не позволяет отнести флиш к мелководным образованиям. Это, прежде всего, преобладание глин, бедность органическими остатками, отсутствие мелководных форм и «регрессивных ритмов», слабая сортировка обломочного материала, следы крупных подводных оползней и грязевых потоков (Хворова, 1958). Подтверждается глубоководное происхождение флиша и анализом органических остатков, которые представлены в основном батиальной (глубже 200 м), а местами и абиссальной фауной (Клауд, 1965).

Ширина флишевых бассейнов. Н. Б. Вассоевич (1960) на примере Кавказского флиша устанавливает ширину флишевого «трюга» в 75—125 км. При этом считает, что расстояние от берега до оси «трюга» не

более 50 км (Вассоевич, 1951). Л. Б. Рухин (1962) приводит очень сходные данные — 50—150 км. Точно такую же ширину бассейна допускает Н. М. Страхов (1960). На материале палеозойского флиша Урала И. В. Хворова (1958) устанавливает ширину флишевого бассейна в 50—60 км. Для флиша Карпат приводятся данные около 180 км (Sujkowski, 1957). Вероятно, эти числа могут несколько варьировать, но можно допустить, что ширина флишевых бассейнов или, иначе, ширина зоны образования флиша, полученная в результате соответствующих реконструкций, 50—150 км.

Однако существуют и более обширные зоны флиша. Центрально-макранская складчатая зона (Западный Пакистан) выполнена флишевыми образованиями олигоцен-миоценового возраста мощностью 5—7 км (Воскресенский и др., 1968). Современная ширина ее более 250 км. Если же учесть сложноскладчатую структуру зоны с большим количеством надвигов и то, что ее южная часть перекрыта более молодыми молассовыми образованиями, то станет ясно, что первоначально ширина флишевого бассейна не могла быть меньше 300—350 км, но могла быть и много больше. Вторым примером широких бассейнов, в которых отлагался флиш, может служить Трансильванская впадина в эоценовое время, когда произошло заполнение ее флишевыми отложениями. Ширина бассейна в этом случае достигала 200—240 км. Следовательно, ширина зон флиша разными исследователями оценивается приблизительно одинаково и составляет 50—250 км, но может быть и больше.

Морфология флишевых бассейнов. Многие исследователи считают, что образование флиша происходило в узких (30—100 км) и протяженных (до 1000 км и более) прогибах (трогах), ограниченных с одной или двух сторон поднятиями — кордильерами (Вассоевич, 1948, 1951, 1960; Ханн, 1964; и др.). Данная концепция основана на признании тождественности современного габитуса флишевых зон с их очертаниями во время накопления флиша или незначительного их изменения. Другие геологи (Хворова, 1958, 1960; Страхов, 1962) приходят к мнению, что бассейн, в котором отлагался флиш, был достаточно широким и соответствовал морям котловинного типа или современным глубоководным впадинам. Существует мнение и об океанических бассейнах, как областях накопления флиша (Вялов, 1939). Ряд ученых отводят флишу определенную зону подводного склона в бассейне, в котором происходило накопление и других типов осадков (Tercier, 1947; Sujkowski, 1957; Келлер, 1947; Страхов, 1962).

Но несмотря на различие во взглядах, почти все исследователи употребляют применительно к флишевым бассейнам, с одной стороны, термины «трог» и «кордильера», с другой — «поднятие» и «прогиб», тем самым отождествляя тектоническую структуру с ее морфологическим выражением. Другими словами, поднятию фундамента соответствует морфологически выраженная кордильера, а прогибу основания — трог, выраженный в рельефе дна бассейна флишевой седиментации.

Тем не менее, как показывает изучение флиша, здесь возникает проблема, которую, судя по последним сводкам, исследователи флиша не затрагивали. Сущность ее сводится к следующему. Известны районы (например, Кавказ), где флишевые отложения отделены от эпиплатформенных, заведомо мелководных, образований выступом фундамента или разрывом. Минералогический анализ, а также анализ фаций и мощностей показывают, что снос терригенного материала шел именно с этого выступа или из зоны накопления одновозрастных мелководных карбонатных осадков. Так как одновозрастные осадки на выступе отсутствуют, то это поднятие трактуется как морфологически выраженная кордильера, которая подвергалась размыву и поставляла во флишевый бассейн обломочный материал.

Возникает вопрос: почему обломочный материал с «кордильеры» поступает локально в направлении флишевого прогиба? В противоположную же сторону он не попадает, что находит свое выражение в накоплении по другую сторону «кордильеры» карбонатных толщ почти без примеси терригенных частиц. Ответ, вероятно, может быть только один: существует несоответствие между рельефом дна бассейна и тектоническим рельефом фундамента. Впадинам и поднятиям в рельефе фундамента соответствует иной, асимметричный профиль морского дна. Тектонические деформации во флише также получают в дальнейшем однонаправленное развитие, выраженное в запрокидывании складчатых структур, надвигах и т. д., а также в том, что толщи пород флиша, как правило, оказываются под надвигом пород основания.

Неизвестны или почти неизвестны переходы флиша в разновозрастные мелководные платформенные или миогеосинклинальные образования, тогда как переходы флишевых толщ в глубоководные отложения в целом ряде случаев легко устанавливаются (Трюмпи, 1965). Контакт между флишем и мелководными осадками может быть или тектонический (как правило, надвиг), или их разделяет, как уже говорилось, зона отсутствия переходных отложений, сложенная более древними образованиями, вплоть до гранитно-метаморфического фундамента. Отсутствие переходных фаций — одна из загадок геологии флиша, на которую неоднократно указывали различные исследователи (Трюмпи, 1965; Клауд, 1965). Но необходимо, вероятно, считаться с фактом постоянного отсутствия переходных отложений и принимать его не как загадочное явление, а как некоторую объективную закономерность, т. е. свидетельство того, что этих образований, за редким исключением (рифовые фации), не было и не должно было быть.

Представляется необходимым при дальнейших исследованиях флишевых отложений учитывать, следовательно, два положения: переходные фации между флишем и мелководными образованиями отсутствовали в большинстве случаев изначально; в бассейнах, где происходило накопление флишевых толщ, наблюдалось несоответствие между рельефом фундамента и его морфологическим выражением (более подробно об этом смотрите в предыдущей статье Леонова, 1971). Как будет видно в дальнейшем, оба эти положения тесно взаимосвязаны и взаимно обусловлены.

Образование флиша в современных водоемах. А. Д. Архангельский и Н. М. Страхов (1938) описали среди черноморских отложений комплекс слоев, который, по их мнению, по своему облику и условиям образования является гомологом флишевых пород. Эти отложения развиты вдоль континентального склона и его подножия. Изучение колонок черноморских осадков этой зоны привело А. Д. Архангельского (1927, 1928) к выводу, что эти осадки обладают рядом характерных для флиша признаков. Установлены такие присущие флишу черты, как следы донных течений и оползания осадков по склону, бедность органическими остатками, чередование глинистых, мергелистых и песчаных прослов, образования, напоминающие фукоиды, и, главное, ритмичное строение субфоссильных осадков.

В толще современных осадков Черного моря было установлено три цикла. Суммируя данные А. Д. Архангельского по строению этих отложений, Н. Б. Вассоевич (1951) для черноморских осадков устанавливает следующее: отдельные циклы разделены весьма резкой границей; внутри каждого цикла переход между слоями постепенный; все три цикла построены аналогично — каждый из них начинается осадком, заключающим в себе наибольшее количество обломочного материала, и заканчивается осадком, в котором количество его значительно меньше. Таким образом, можно видеть, что многослой черноморских осадков обладают главными чертами флишевых многослоев.

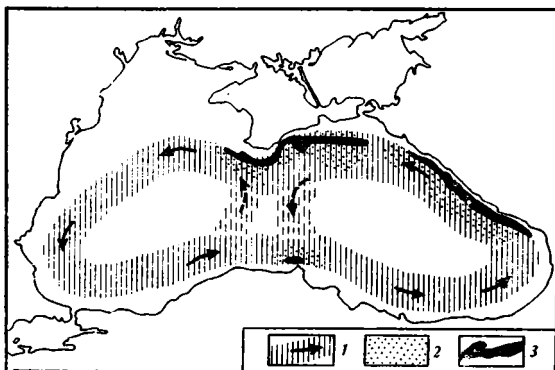
Отложения флишoidного облика со следами подводных оползней развиты в области континентального склона и у его подножия (Архангельский, 1927, 1928; Архангельский, Страхов, 1938; Страхов, 1962) (фиг. 1). В пределах шельфа процесс оползания осадков, как правило, не происходит. В месте перегиба от шельфа к континентальному склону отмечается полоса отсутствия современных осадков и выхода более древних образований. Ширина этой полосы от сотен метров до 20—25 км. Ниже по склону установлены горизонты оползневых брекчий. В брекчии включены обломки более древних, чем современные осадки, пород. Ширина распространения оползневых явлений обычно 20—50 км, но иногда 100 км и более.

Образование зоны, в которой отсутствуют современные отложения и происходит разрушение более древних, связано, по А. Д. Архангельскому и Н. М. Страхову (1938), с развитием оползневых процессов. Оползни возникают на крутом (относительно шельфовой площадки) уступе континентального склона и обусловлены, с одной стороны, неустойчивым состоянием полужидкого осадка, а с другой — сейсмической активностью области. При переходе от континентального склона к ровному дну впадины Черного моря следы оползания постепенно исчезают (ограничены обычно изобатой 2000 м). Шельфу соответствует область накопления полифациальных осадков. Здесь идет отложение тонких илов и грубозернистых песчаных и ракушечниковых осадков. Для континентального склона характерна большая выдержанность фациального состава. Осадки континентального склона представлены преимущественно, так называемым, переходным илом. Это глинисто-известковый осадок с резко выраженной слоистостью. Полоса «переходного» ила прослеживается вдоль континентального склона на расстояние более 400 км.

В восточном направлении «переходный» ил обогащается глинистым материалом. Минимальная глубина распространения этого осадка 200 м, максимальная 1500 м. Фациальная выдержанность осадка объясняется (Архангельский, Страхов, 1938) наличием кругового течения, идущего вдоль континентального склона (см. фиг. 1), которое обуславливает равномерный разнос поступающего на склон материала. Центральная часть бассейна занята известковым илом, который отделен от осадков континентального склона полосой известкового ила с глинистыми прослоями.

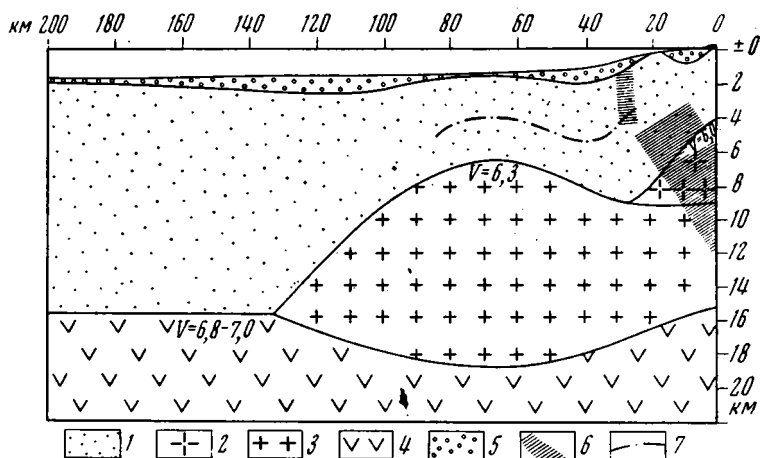
В современных черноморских осадках выделяются три зоны повышенных мощностей (фиг. 2). Первая соответствует шельфовой площадке, где мощность современных отложений 100—200 см, вторая вытянута вдоль континентального склона и его подножия (мощности до 80 см), а третья ограничивает со всех сторон центральную область пониженных мощностей.

Зона значительных мощностей, соответствующая континентальному склону, отделена от подобной зоны шельфа областью, где современные осадки отсутствуют. С внутренней стороны она местами также ограничена областью малых мощностей современных осадков (северная часть Черного моря), а местами переходит постепенно в область уменьшенных



Фиг. 1. Схема течений внутри Черного моря (по А. Д. Архангельскому и Н. М. Страхову, 1938)
1 — зона течения; 2 — современные осадки флишoidного облика со следами подводного оползания; 3 — область отсутствия современных отложений

мощностей центральных районов впадины Черного моря. Отмечается пространственное совпадение зоны повышенных мощностей с областью, в которой происходит накопление флишеидных толщ. Обе вытянуты вдоль континентального склона. С внешней стороны эта область ограничена зоной, где современные осадки отсутствуют совершенно и где идет даже разрушение более древних пород. С другой стороны она оконтурена зоной пониженных мощностей. Разница в мощностях весьма большая: от 40—80 до 10—15 см, т. е. в 3—8 раз.



Фиг. 2. Глубинное строение северной части Черноморской впадины (по А. Ф. Непрочнову и др., 1966; М. В. Муратову, Ю. П. Непрочнову, 1967; В. Соллогубу и др., 1966; Б. К. Балавадзе, П. Ш. Мендели, 1964; С. Субботину и др., 1965; Г. П. Горшкову, А. Я. Левицкой, 1947; А. Д. Архангельскому, Н. М. Страхову, 1938)

1 — осадочный слой; 2 — «метаморфический» слой; 3 — «гранитный» слой; 4 — «базальтовый» слой; 5 — относительное распределение мощностей современных осадков (вне масштаба); 6 — зоны разломов; 7 — линия, объединяющая отражающие поверхности внутри осадочного слоя

А. Д. Архангельский (1927) показал, как будет выглядеть область отсутствия современных осадков в геологическом разрезе после перекрытия ее будущими черноморскими отложениями. Совершенно очевидно, как и считает А. Д. Архангельский, что подобная структура будет понята как кордильера. Уменьшение мощности отложений при приближении к этой зоне, увеличение роли оползневых явлений и наличие продуктов размыва этой «кордильеры» в осадках континентального склона, налегание на нее все более молодых горизонтов, а также отсутствие осадков в самой зоне будут безоговорочно свидетельствовать в пользу существования кордильеры. Если же учесть, что в морях котловинного типа «донные отложения внешнего края шельфовой зоны часто оказываются более крупнозернистыми, чем отложения меньших глубин... и нередко обогащаются галечно-гравийным материалом» (Гершанович, 1960), т. е., иными словами, при приближении к перегибу склона увеличивается роль грубого обломочного материала, то сходство будет полным.

В настоящее время накопилось много фактического материала по глубинному строению Черноморской впадины. Выделяются три основные зоны (Балавадзе и др., 1968): центральная, промежуточная и периферийная. В центральной зоне отсутствует «гранитный» слой и осадочный слой залегает на «базальтовом». Осадочный слой в этой зоне характеризуется максимальными мощностями (10—15 км). Промежуточная зона, окружающая «центральную», отличается от нее наличием «гранитного» слоя,

максимальная мощность которого достигает 10—12 км. Поверхность фундамента здесь неровная. Периферийная зона окаймляет с внешней стороны впадину Черного моря и имеет двухслойный «гранитный» слой.

Профиль на фиг. 2 составлен по данным сейсмических и гравиметрических исследований. Рельеф дна Черного моря характеризуется в северной части впадины (см. фиг. 2) наличием неширокой, около 10—25 км, шельфовой площадки. Затем следует перегиб и начинается уступ континентального склона. Уклон его 2—4°, местами до 6—15°. Выполаживаясь в 40—50 км от берега, склон постепенно переходит в глубоководную равнину, лежащую на глубинах около 2000 м. Можно видеть, что областям, где мощности современных отложений максимальны, соответствуют впадины в рельефе фундамента. Зоны же пониженных мощностей совпадают с поднятиями фундамента и увеличением его мощности. По линии, объединяющей отражающие поверхности внутри осадочного слоя, вырисовывается та же картина. Хорошо видно, что не существует прямой зависимости между рельефом верхней поверхности фундамента и рельефом морского дна. Северной впадине соответствует фундаментная площадка континентального склона, южной — достаточно ровная глубоководная равнина.

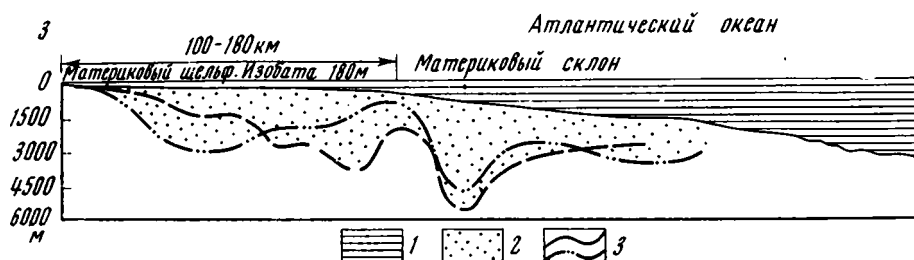
Из всего сказанного выше можно сделать следующие выводы: в Черноморской впадине развиты осадки, обладающие характерными для флиша чертами; данные осадки приурочены к области континентального склона и его подножия и ограничены в своем распространении изобатами 200—2000 м, в латеральном направлении они выдержаны более чем на 400—500 км; в глубь бассейна флишоидные образования сменяются более глубоководными однообразными глинистыми и известковистыми осадками; от отложений шельфа флиш отделен зоной отсутствия современных отложений и размыта более древних, которая в дальнейшем может быть интерпретирована как морфологически выраженная кордильера; переходные отложения между осадками континентального склона (флиш) и образованиями зоны шельфа, как правило, отсутствуют; наибольшими темпами современного осадконакопления характеризуются области шельфа и континентального склона; наблюдается несоответствие между рельефом фундамента и рельефом морского дна.

Вторым примером бассейна, в котором происходит накопление толщ флишоидного облика, может служить Атлантический океан, точнее, его западное побережье, примыкающее к Северной Америке, от полуострова Флорида на юге до Ньюфаундленда на севере. Об отложениях типа флиша, имеющих градационную слоистость, возникновение которых связано с мутьевыми или суспензионными потоками, писали Д. Эриксон и др. (1957). Ими было показано, что мутьевые потоки зарождаются на континентальном склоне, скользят по нему и разгружают материал на самом склоне и прилегающей к нему части абиссальной равнины. Было доказано также, что возникновение суспензионных потоков связано с землетрясениями, приуроченными к континентальному склону. Профиль морского дна у восточных берегов Северной Америки достаточно однотипен в разных местах. Шельфовая площадка протягивается на расстоянии 70—180 км и ограничена изобатой 180—200 м. Затем следует перегиб и переход к континентальному склону. Континентальный склон более крутой в верхней части, постепенно выполаживается книзу и переходит в слабсвсхолмленную абиссальную равнину. Нижняя граница континентального склона соответствует изобате 1500—2500 м. Ширина склона 200—300 км (Хизен, 1966).

Шельфовой площадке соответствует впадина в рельефе фундамента, выполненная толщей осадков, мощность которых достигает 2000—3000 м (Буллард, 1965; Шепард, 1964). Перегибу от шельфа к континентальному склону отвечает зона резко пониженных мощностей осадочного слоя. Современные осадки в этой области часто отсутствуют, и

на поверхность морского дна выходят коренные породы. Местами на перегибе склона имеются банки и скалистые острова, которые расположены вдоль внешнего края шельфа (Шепард, 1964).

Континентальному склону и его подножию, как и шельфовой площадке, соответствует впадина, в которой мощность осадочной толщи достигает 6—10 км (фиг. 3). Ширина впадины равна приблизительно ширине материкового склона или чуть больше ее; достигает в поперечнике 200—300 км. По направлению к центральным частям океана мощности осадочного чехла сокращаются до 2—3 км. Следовательно, и в этом случае взаимоотношения идентичны тем, которые наблюдаются в бассейне Черного моря. Главные из них: отсутствие переходных фаций



Фиг. 3. Мощности донных осадков современной переходной зоны западной окраины Атлантического океана (по Г. Л. Дрейку, М. Эвингу и Г. Х. Саттону)
1 — водный слой; 2 — донные осадки; 3 — границы донных осадков и кристаллического основания

между осадками шельфа и флишеидными отложениями материкового склона и его подножия; несоответствие рельефа фундамента рельефу дна бассейна, в котором происходит накопление осадков флишеидного облика. Исследования последних лет показали, что ритмичная градиционная слоистость типична именно для осадков подводного склона, тогда как в других зонах она выражена очень нечетко или совершенно отсутствует.

Установив, что образования, имеющие большое сходство с флишем или с толщами флишеидного облика, образуются в настоящее время на материковом склоне и у его подножия, а также то, что структура этой зоны бассейнов соответствует требованиям, которые были предъявлены ранее к флишевым бассейнам, можно, вероятно, допустить, что флиш — образование континентального склона и его подножий.

Разберем с позиций этой гипотезы некоторые характерные черты флишевой седиментации. О главных особенностях было сказано выше: отсутствие переходных фаций, несовпадение рельефов фундамента и морского дна и наличие градиционной слоистости, которая является характерным признаком современных отложений подводного склона. Было сказано и о том, что многие исследователи ограничивают верхний предел распространения флиша изобатой 200 м; это согласуется с образованием его на материковом склоне, верхняя граница которого совпадает примерно с глубиной 200 (± 100) м. Обращает на себя внимание и совпадение ширины зоны флиша в древних бассейнах (50—200 км) с шириной зон образования флишеидных осадков в современных водоемах. Находят объяснение и другие характерные моменты, связанные с образованием флиша. Так, флишевой формации Альпийского пояса сопутствуют толщи кремнистых пород (менилитовая серия Карпатского флишевого бассейна, ананурская свита зоны флиша южного склона Большого Кавказа). В современных же бассейнах котловинного типа наибольшие абсолютные массы кремнезема накапливаются у подножия континентального склона (Хворова, 1968). Толщи флиша характеризуются в целом тонким составом обломочного материала пелитовой, алевроитовой

и тонкой песчаной размерности. Грубообломочные породы встречаются редко и приурочены к специфическим образованиям, так называемому дикому флишу. Кроме того, обломочный материал флишевых толщ не испытал длительного переноса (Stanley, 1965). Накопление преимущественно мелкозернистого материала объясняется тем, что грубый материал задерживается в основном в зоне мелководья, а более тонкие частицы выносятся в область больших глубин на подводный склон и далее. Отсутствие же признаков длительного переноса может быть связано с поступлением значительных масс обломочного материала из зоны перегиба от шельфа к склону, которая подвергается разрушению к размыву.

Но все же главной проблемой образования флиша является проблема возникновения характерной асимметричной или градационной слоистости, которая выражена в закономерном изменении крупности материала от более грубого к более тонкому снизу вверх внутри одного флишевого ритма. И гипотезы флишеобразования сводятся в основном к объяснению механизма возникновения именно градационной слоистости. Существуют две распространенные гипотезы: «осцилляционная» и «подводных мутьевых потоков» или «эпизодического формирования флиша». Осцилляционная, или гипотеза колебательных тектонических движений, объясняет образование ритмичности во флише периодическим изменением глубины бассейна и колебаниями положения береговой линии, которые обусловлены эпейрогеническими движениями земной коры. Согласно второй гипотезе, флишевая слоистость обязана своим возникновением дискретному процессу. Решающая роль здесь отводится суспензионным, или турбидным, течениям, которые «представляют собой придонные потоки, нагруженные взвешенным осадком, движущиеся вниз по склону» (Хворова, 1958, стр. 13).

И. В. Хворова (1958) отчетливо показала слабые стороны осцилляционной гипотезы. На примере Уральского палеозойского флиша видно, что колебания береговой линии, которые устанавливаются в результате изучения мелководных осадков, совершенно не влияют на процесс формирования разновозрастных флишевых отложений. Неприемлемость осцилляционной гипотезы для объяснения образования «асимметричной» слоистости отмечал и Н. М. Страхов (1962). К гипотезе подводных мутьевых потоков в настоящее время пришло большинство геологов, занимающихся проблемой флиша (Хворова, 1958; 1960; Келлер, 1949; Tegsler, 1947; Sujkowski, 1957, и др.), так как она лучше объясняет основные закономерности строения и образования флишевых толщ. Однако и эта гипотеза не свободна от недостатков, которые суммировал сторонник гипотезы «осцилляций» Н. Б. Вассоевич (1960). Главные из них следующие: существование постоянного опускания трога и воздымание окаймляющих бассейн геоантиклиналей; выдержанность общего характера флишевых толщ по простирацию флишевого бассейна; уменьшение мощности всех циклотем и усиление внутриформационного размыва по направлению к кордильере; приуроченность грубого флиша не к осевой части прогиба, а к его борту; наличие в составе флишевых циклотем прослоя тонкого известковистого ила в верхней части ритма. Но если признать, что флиш образовывается на континентальном склоне и у его подножия, то большинство пунктов находит свое объяснение.

Для впадин Черного моря и западной части Атлантического океана было показано существование сопряженных прогибов и поднятий в рельефе фундамента. Впадины отвечают областям шельфа и подводного склона, поднятия — зонам перегиба склона. Зона перегиба может быть интерпретирована в будущем как кордильера. Значительная длительность прогибания доказывается большими мощностями осадков.

Можно видеть на примере Черного моря и выдержанность фациального состава отложений вдоль континентального склона, которая обу-

словлена определенным положением этих отложений в бассейне и наличием течений. Латеральная выдержанность флишевых отложений тесно связана с проблемой продольных течений, которые устанавливаются практически во всех флишевых бассейнах на основании изучения ориентировки знаков течения и удлиненных минеральных зерен. Объяснить наличие продольных течений (а иногда в одном бассейне устанавливается два противоположно направленных течения) с позиции признания узких троговых бассейнов трудно, а если принять замкнутость их по простиранию, то и невозможно. Бассейнам же котловинного типа свойственно наличие циркуляционных течений, которые проходят вдоль континентального склона и соответствуют его ширине или несколько шире (см. фиг. 1). Вдоль западного побережья Атлантического океана проходит течение Гольфстрим. Но оно не идет точно над континентальным склоном. Точно соответствуя подводному склону, проходит глубинное противотечение, идущее на юг и имеющее на глубинах примерно 2000 м скорость 5—18 см/сек (Кнаусс, 1966). Эти течения, перемещая материал вдоль склона и его подножия, способствуют общему выравниванию состава осадков.

Мощность осадков при приближении к перегибу склона («кордильере») уменьшается, возрастает роль внутриформационного размыва, появляются обломки пород, развитых в этой зоне, образуются конседиментационные брекчии. Увеличивается роль грубого материала и при приближении к этой зоне со стороны шельфа. Процесс отложения более грубых осадков вдоль внешнего края шельфа — явление общее и хорошо изученное (Гершанович, 1960; Крумбейн, Слосс, 1960; Эмери, 1969). О том, что эта зона может быть интерпретирована как кордильера, уже говорилось.

Приуроченность грубого флиша не к осевой зоне прогиба, а к его борту также становится понятной, так как прогиб выражен только в фундаменте, в рельефе же ему соответствует наклонная площадка подводного склона. Естественно, что основная масса грубого материала будет сгужаться недалеко от области, его поставляющей.

Наличие в составе флишевых циклотем III-ЭЦ, т. е. прослая неизвестного ила в верхней части ритма, вероятно, не может быть объяснено никакими механическими процессами. Причину следует искать, по-видимому, в процессах диагенетического перераспределения CaCO_3 (Рухин, 1962).

Существует и еще одна точка зрения на природу возникновения градационной слоистости, выдвинутая Аксеновым А. А., которая сводится к тому, что «на пространстве подводного склона колебательная волна приводит в движение поверхностный слой песка. Движущийся слой, сходный... с пульпой, испытывает... смещение... Внутри этого слоя происходит дифференциация частиц по гидравлической крупности, фиксируемая в осадке в виде тонкослоистой градационной структуры». Вероятно, подобному движению слоя осадка и перераспределению частиц внутри слоя могут способствовать и сейсмические толчки.

Представляется вероятным, что этот механизм дополняет действие мутьевых потоков и способствует окончательному оформлению той градационной структуры, которая возникает при отложении вещества из суспензионных потоков. Но, по-видимому, данный механизм может действовать самостоятельно, и два различных механизма приведут к одинаковому результату.

Существование «мутьевых» потоков во впадине Черного моря и на склоне западного побережья Атлантического океана не вызывает сомнений (Архангельский, 1928; Архангельский, Страхов, 1938; Эриксон и др., 1957), как не вызывает сомнений и их связь с землетрясениями. Для Черного моря установлена большая сейсмическая активность, происходят десятки и сотни землетрясений в год (Горшков, Левицкая, 1947; Па-

лумб, 1933). Наибольшее их количество приурочено к континентальному склону. Очаги землетрясений неглубокие и локализованы в основном в узкой зоне, соответствующей континентальному склону и уходящей под Крымский полуостров под углом 50—60°. Эта зона интерпретировалась многими исследователями как зона надвига, по которому происходит надвижение складчатого сооружения Горного Крыма на впадину Черного моря (Мушкетов, 1933; Горшков, Левицкая, 1947; Муратов, 1951). Признают вероятным существование надвига в этой зоне и другие специалисты (Гончаров, Непрочнов, 1960; Гайнанов и др., 1966). Существование надвига здесь может объяснить и факт почти повсеместного тектонического перекрытия флиша породами основания, на что, сравнивая структуру Черноморской впадины со структурой Большого Кавказа, обратил внимание М. В. Муратов (1951).

Считая, таким образом, что образование флиша происходит в зоне подводного склона и у его подножия (а эта гипотеза позволяет объяснить наиболее убедительно характерные особенности структуры «флишевых бассейнов» и специфические черты флиша как осадка), нужно, вероятно, отказаться от представления об узких флишевых трогах и от такого понятия, как флишевый бассейн, а следует говорить о зоне образования флиша в водоеме, где происходит одновременно накопление и других типов — осадков. Ширина зоны накопления флиша 50—200 км и более. Ширина же бассейнов должна быть, как минимум в полтора-два раза больше, и они могут соответствовать и морям котловинного типа, и обширным океаническим впадинам, что необходимо учитывать при палеогеографических реконструкциях.

Но из всего сказанного не должно следовать, что все отложения флишевого или флишоидного облика, обладающие характерной градационной слоистостью, являются образованиями подводного склона. На подводном склоне образуются только те толщи пород, которые помимо характерной слоистости обладают и теми специфическими чертами, о которых шла речь в данной работе.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д. Об осадках Черного моря и их значении в познании осадочных горных пород.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1927, т. 5, № 3—4.
- Архангельский А. Д. Карта и разрезы осадков дна Черного моря.— Бюл. МОИП, нов. сер., т. 36, отд. геол., т. 6 (1), 1928.
- Архангельский А. Д., Страхов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1938.
- Балавадзе Б. К., Бураковский В. Е., Горкаленко И. А., Головинский В. И., Гончаров В. П., Гуревич Б. Л., Корнеев В. И., Маловицкий Я. П., Милашин А. П., Непрочнов Ю. П., Пустильников М. Р., Соллогуб В. Б., Церетели Л. И., Чекунов А. В., Черняк Н. И., Чирвинская М. В., Шарданов А. И. Тектоника области Черного и Азовского морей.— Геотектоника, 1968, № 4.
- Балавадзе Б. К., Мендели П. Ш. Строение земной коры бассейна Черного моря по геофизическим данным.— В сб.: Сейсмические исследования. «Недра», 1964.
- Буллард Е. Силы и процессы, действующие в океанических бассейнах.— В кн.: Океанография. М., «Прогресс», 1965.
- Вассоевич Н. Б. Флиш и методы его изучения. М.— Л., Гостоптехиздат, 1948.
- Вассоевич Н. Б. Условия образования флиша. М.— Л., Гостоптехиздат, 1951.
- Вассоевич Н. Б. О флише, МГК, материалы Карпато-Балканской ассоциации № 3. Киев, Изд-во АН УССР, 1960.
- Воскресенский И. А., Кравченко К. Н., Соколов Б. А. Тектоника Западного Пакистана.— Тектоника, 1968, № 2.
- Вялов О. С. Флишевая зона на Кавказе. Тр. XVII сессии МГК. Т. П. М., 1939.
- Гайнанов А. Г., Исаев Е. Н., Михно А. Ф. Гидромагнитные исследования и строение земной коры переходной зоны Крым — Черное море.— В сб.: Геофизические исследования. Изд-во МГУ, 1966.
- Гершанович Д. Е. Современные шельфовые отложения краевых морей северо-восточной Азии.— В кн.: Морская геология. МГК, XXI сессия. Докл. сов. геол. М., Изд-во АН СССР, 1960.

- Гончаров В. П., Непрочнов Ю. П. Геоморфология дна и вопросы тектоники Черного моря.— В кн.: Морская геология. МГК, XXI сессия. Докл. сов. геол. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Горшков Г. П., Левицкая А. Я. Некоторые данные по сеймотектонике Крыма. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1947, т. XXII, № 3.
- Келлер Б. М. Верхнемеловые отложения Западного Кавказа.— Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. М., 1947, вып. 48.
- Келлер Б. М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинии на южном Урале и сходные с ней образования.— Тр. Ин-та геол. наук. Сер. геол., № 34, 1949, вып. 104.
- Клауд Р. Е. Палеобиогеография морской среды.— В кн.: Океанография. М., «Прогресс», 1965.
- Кнауус Дж. А. Перенос вод Гольфстримом.— В кн.: Основные проблемы океанологии. М., «Наука», 1966.
- Крумбейн В. К., Слосс Л. Л. Стратиграфия и осадкообразование. Гостоптехиздат, 1960.
- Леонов М. Г. О морфологии некоторых древних бассейнов Кавказа.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 6.
- Маслов В. П. Выступление в прениях. Материалы Карпато-Балканской ассоциации, № 2, IV съезд. Киев, Изд-во АН УССР, 1960.
- Муратов М. В. Новейшие тектонические движения земной коры в Горном Крыму и прилегающей части Черного моря.— В кн.: Вопросы литологии и стратиграфии СССР. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Муратов М. В., Непрочнов Ю. П. Строение дна Черноморской впадины и ее происхождение. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1967, № 5.
- Мушкетов Д. И. Сейсмичность Крыма. Сейсмическая станция «Ялта» Сейсмического ин-та АН СССР. Гос. изд-во Крым АССР, 1933.
- Непрочнова А. Ф., Непрочнов Ю. П., Емельянов И. Н. Строение осадочной толщи глубоководной впадины Черного моря к югу от Крыма.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 7.
- Обуэн Ж. Геосинклинали. М., «Мир», 1967.
- Палумб А. Очерк Крымских землетрясений. Сейсмическая станция «Ялта» Сейсмического ин-та АН СССР. Гос. изд-во Крым АССР, 1933.
- Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Л., Гостоптехиздат, 1962.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Субботин С. И., Гуревич Б. Л., Кужелов Г. К., Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Чирвинская М. В. Глубинное строение территории Украинской ССР по данным геофизических исследований.— В кн.: Геологические результаты прикладной геофизики. МГК, XXII сессия, докл. сов. геол. М., «Недра», 1966.
- Трюмпи Р. Тектоническое развитие Центральных и Западных Альп.— В сб.: Тектоника Альпийской области. М., «Мир», 1965.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1964.
- Хворова И. В. О происхождении флиша.— Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, 1958, т. 33.
- Хворова И. В. Флишевая и нижняя молассовая формации Южного Урала.— Изв. высш. уч. завед. Геол. и разв., 1960, № 2.
- Хворова И. В. Кременнакопление в геосинклинальных областях прошлого.— В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. М., «Наука», 1968.
- Хизен Б. К. Ложе океанов.— В кн.: Дрейф континентов. М., «Мир», 1966.
- Шепард Ф. Земля под морем. М., «Мир», 1964.
- Эмери В. Е. Геология окраины материка на востоке Соединенных Штатов Америки.— В кн.: Геология и геофизика морского дна. М., «Мир», 1969.
- Эрикссон Д., Юинг М., Хизен Б., Воллин Г. Отложение осадков в глубоководной части Атлантики.— В сб.: Земная кора. М., Изд-во иностр. лит., 1957.
- Stanley D. Heavy minerals and provenance of sands in flisch of Central and Southern French Alps.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1965, v. 49, No. 1.
- Sujkowski Z. Flisch sedimentation.— Bull. Geol. Soc. America, 1957, v. 68, No. 5.
- Tercier J. Le flisch dans la sedimentation alpine. Ecl. Geol. Helv., 1947, v. 40, No. 2.

Геологический институт АН СССР
Москва

Дата поступления
16.XII.1970

УДК 551.21 (571.66)

ОБ ОСОБЕННОСТЯХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПАЛЕОДЕЛЬТЫ р. ИЧИ НА КАМЧАТКЕ

Т. Н. КРЕМЕНЕЦКАЯ

Рассматриваются типы отложений древней дельты р. Ичи на западном побережье Камчатки. Приводится их структурная, петрографическая и текстурная характеристика; проводится анализ генетической природы, отмечаются особенности, обусловленные влиянием вулканических и невулканических факторов; оценивается их значение для дельтового комплекса в целом. Главная роль в строении дельтового комплекса принадлежит факторам невулканическим. Особенности строения генетических типов обусловлены главным образом влиянием факторов вулканических.

В статье рассмотрены плиоценовые дельтовые отложения, вскрытые в береговых обрывах на побережье Охотского моря, в устье р. Ичи.

Под дельтовыми отложениями понимается комплекс осадков подводной дельты и связанные с ними аллювиальные, озерные и болотные образования. На формирование этого комплекса непосредственное влияние оказывали Ичинский вулкан и система связанных с ним центров как источники вулканического материала. Изучение дельтовых отложений проводилось методом фациального анализа, разработанного для угленосных толщ невулканических областей (Жемчужников и др., 1959—1960).

Наиболее полный разрез отложений древней дельты р. Ичи обнажен на ее левом берегу, у пос. Ичинского. Строение этого разреза следующее (снизу вверх) (фиг. 1).

Мощность, *м*

1. Туфопесчаники светло-серые и желтые, крупно- и грубозернистые, плохо сортированные, рыхлые или слабосцементированные с галькой туфоалевролитов и туффитов. Образуют линзовидные серии мощностью 0,2—0,4 *м*, длиной до 1,5 *м*, с горизонтальной и косой слоистостью с взаимопереходами одного направления в другое. Нередко одна серия срезает другую. По крупности материала они слабо различаются между собой. Границы серий и слоев в них нечеткие. Слоистость в сериях образована чередованием линзовидных слоев толщиной 1,5—3 *см*. Слои с разной крупностью материала чередуются без видимой закономерности и заметной сортировки частиц по размерам 2,5

2. Пачка тонкообломочных туффитов и пепловых туфов. Туффиты желто-коричневые, нечетко горизонтально слоистые с тонкими (1—3 *мм*) прослойками растительного детрита, залегают среди туфов в виде прослоев мощностью 0,1—0,2 *м*. Пепловые туфы палевые, розовато-серые, однородные, плотные или рыхлые, неслоистые, с многочисленными остатками стеблей и корешков растений, фраг-

- ментов листьев. В некоторых прослоях туфов обильны включения туфопесчаников в форме неправильных пятен и линз. Рассеяны включения беспорядочно, их размеры 1—3 см в длину, до 1 см в ширину. В пачке прослой туфопесчаников (0,8 м), аналогичных описанным в слое 1 4
- Перерыв (осыпь) 0,8
3. Туфопесчаники, аналогичные таковым слоя 1 1,5
4. Тефроиды темно-серые, почти черные, мелко- и среднеобломочные, хорошо сортированные. Слагают горизонтально наслоенные серии (5—20 см) с мелкой параллельно-линзовой слоистостью, образованной чередованием слойков толщиной 1—1,5 см, длиной 10—12 см, сложенных материалом разной крупности 2
5. Туфопесчаники, аналогичные описанным в слое 1, с прослоями тефроидов, аналогичных таким слоя 4. Мощность прослоев туфопесчаников 10—15 см, тефроидов до 5 см 1,5
6. Пачка туффитов и пепловых туфов. Туффиты палевые, розовато-серые, аналогичные описанным в слое 2, ритмично чередуются с прослоями растительного детрита (10—20 см). Пепловые туфы палевые и белые, тонкообломочные, однородные, рыхлые, неслоистые, с многочисленными растительными остатками, слагают среди туффитов прослой мощностью 0,3—0,5 м. В пачке два прослоя туфопесчаников (0,3—0,4 м), аналогичных таким в слое 1 3,3
7. Тефроиды, аналогичные описанным в слое 4, с линзами туффитов палевых, тонкообломочных, однородных, неслоистых, мощностью 0,1—0,2 м, длиной до 1—1,5 м 1,5
8. Пачка туфопесчаников, аналогичных таким в слое 1, с линзовидными прослоями туффитов (0,5 м). В отличие от описанных в слое 1, мощность серий сокращена до 5—10 см и среди них преобладают серии с горизонтальной и косоволнистой слоистостью 3,5
9. Туфопесчаники темно-зеленые, мелкозернистые, хорошо сортированные, плотные. Образуют горизонтально наслоенные, линзовидные серии мощностью от 0,3—0,4 м в нижней и до 5—10 см в верхней части пачки, протяженностью до 1,5—3 м. Слоистость в сериях горизонтальная, косая одно- и разнонаправленная, косоволнистая образована чередованием слойков мощностью 1—1,5 см 3
10. Пачка конгломератобрекчий и туфоконгломератов. Конгломератобрекчий (низы пачки) голубовато-серые или палево-желтые, очень плотные, с разновеликими (от долей до 10 см) обломками разнообразной формы, пестрого состава, длинной осью ориентированными вдоль напластования. Наиболее крупные из них приурочены к нижней части слоя. Туфоконгломераты (верхи пачки) серо-бурые, рыхлые, с окатанными, отсортированными по крупности обломками размером 0,5—3 см, отчетливо ориентированными вдоль напластования. Мощность конгломератобрекчий 3 м, туфоконгломератов 2 м. Переход между ними постепенный. Граница пачки с подстилающими отложениями размытая 5
11. Туфоалевриты голубовато-серые, однородные, неяснослоистые, с комковатой и мелкочешуйчатой отдельностью, пронизанные корешками растений; в нижней части — с прослойками (1,5—2 см) туфопесчаников мелкозернистых и включениями хорошо окатанной мелкой гальки (до 1,5 см) 0,8
12. Торф коричневато-бурый, плотный, состоящий из неразложившихся фрагментов корешков трав, стеблей, листьев 3,4

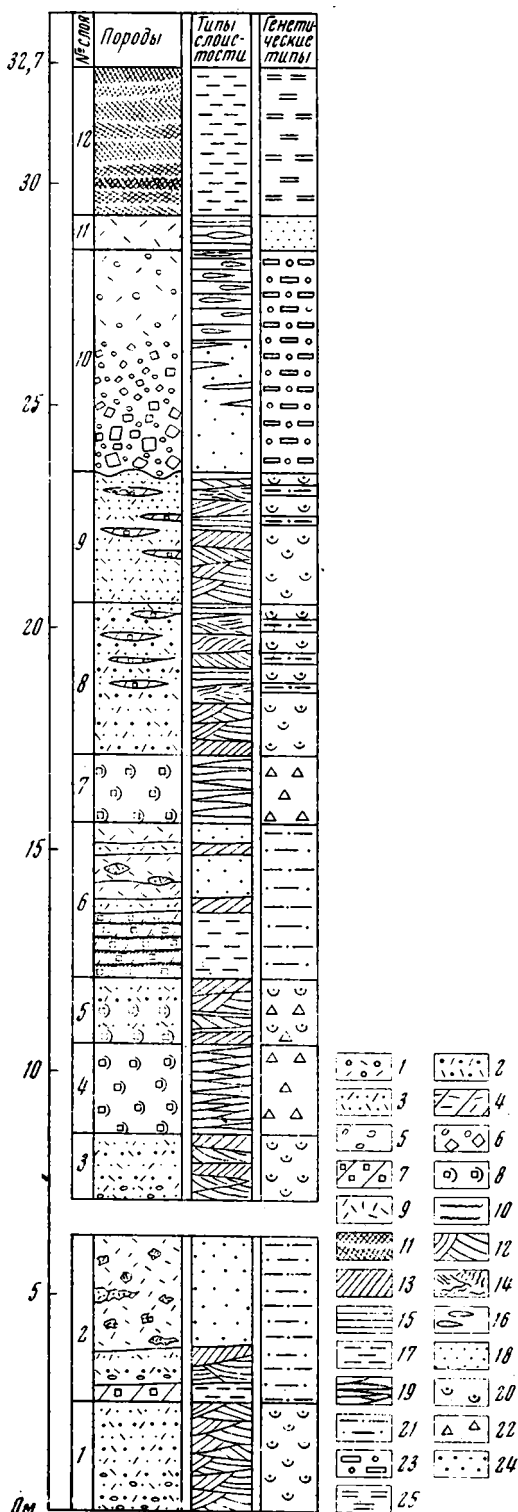
Общая мощность описанного разреза 32,8 м. Форма слоев линзовидная, протяженность их в среднем 0,3—1 км. По простиранию слои прослеживались на расстоянии 1 км, вкрест простирания, с перерывами—до 15 км.

Фиг. 1. Характерное строение толщ отложений дельтового комплекса в устье р. Ичи

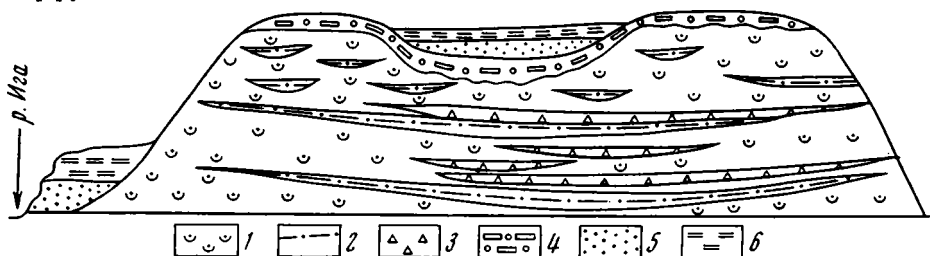
Породы дельтового комплекса: 1 — туфоконгломерат, 2 — туфопесчаник крупнозернистый, гравийный, 3 — туфопесчаник мелкозернистый, 4 — туфоалевролит, 5 — неокатанные включения туфоалевролитов и туфитов, 6 — конгломерато-брекчия, 7 — туффит тонкообломочный, 8 — тефроиды переслаивающиеся мелко- и среднеобломочные, 9 — пепловый туф, 10 — гумусовые прослои, 11 — торфяник; слоистость отложений дельтового комплекса: 12 — косая перекрестная, 13 — косая однонаправленная, 14 — косоволнистая, 15 — горизонтальная, 16 — линзовидная, 17 — неясная горизонтальная, 18 — неслоистая массивная, 19 — мелкая линзовидная; генетические типы отложений дельтового комплекса: 20 — речных выносов (подводной дельты), 21 — небольших озер, 22 — вулканопролювиальные, 23 — лахарово-аллювиальные (русловые), 24 — пойменные, 25 — болотные

В разрезе выделены следующие типы отложений (фиг. 2): речных выносов (подводной дельты), небольших озер, вулканопролювиальные, лахарово-аллювиальные (русловые), пойменные, болотные.

Отложения речных выносов (подводной дельты). Эти отложения представлены в основном туфопесчаниками, реже туффитами. Туфопесчаники состоят из двух генетически различных фракций — песчаной, представленной терригенными зернами, и алевритовой — пирокластической. В некоторых (грубозернистых) разностях туфопесчаников алевритовая фракция является заполнителем. Терригенные зерна песчаной фракции (70—90% общей массы породы) — слабо и хорошо окатанные обломки разнообразных эффузивных и осадочных пород, в значительной степени выветрелых. Обломки пирокластического происхождения в алевритовой фракции (10—30%) представлены свежими, совершенно неокатанными кристаллами средних плагиоклазов, пироксенов, роговой обманки, обломками светлого вулканического стекла. Цемент в туфопесчаниках пленочный, железистый. Гальки туфитов встречаются в основании наиболее крупных и грубых по составу косослоистых серий туфопесчаников.



По простирацию в некоторых пачках туфопесчаников отмечались прослой грубообломочных туффитов¹. Эти прослой, имея те же формы слоистости, что и туфопесчаники, резко отличаются от них составом обломочного материала, наличием крупных обломков и текстурами нарушения слоистости. Мелкие обломки в туффитах размером 1—3 см представлены светло-желтой пузыристой пемзой (50—60% общей массы обломков), свежими андезитами (20—30%), разнообразными выветрелыми эффузивами, осадочными породами (20—30%). Обломки составляют



Фиг. 2. Схема соотношения генетических типов отложений в дельтовом комплексе у устья р. Ичи

Отложения: 1 — речных выносов (подводной дельты), 2 — небольших озер, 3 — вулканопролювиальные, 4 — лахарово-аллювиальные (русловые), 5 — пойменные, 6 — болотные

70% породы. Заполнитель (мелкоалевритовый) состоит из округлых зерен пироксенов, магнетита, угловатых обломков плагиоклазов, пироксенов, роговой обманки, рогульчатых осколков светлого и бурого вулканического стекла. Крупные обломки в туффитах составляют до 5% породы, сложены также туффитами. Форма их угловатая, неправильная, размеры 0,3—0,7 м в поперечнике.

Обломки разбиты трещинами со смещениями, слой в них перематы. По трещинам и на поверхности обломков видны железистые корочки толщиной до 1 см. Распределение обломков беспорядочное. К туффитовым прослоям приурочены вертикальные и наклонные трещины, шириной до 1,5 см, с интенсивным ожелезнением в них. В туффитах наблюдаются деформации слоев в виде причудливой формы складок длиной до 0,6 м, шириной 0,2—0,3 м. Следует отметить, что эти текстуры наблюдаются только в прослоях, максимально обогащенных пирокластикой.

Отложения подводной дельты сложены преимущественно терригенным, в меньшей степени пирокластическим материалом. Лишь в некоторых прослоях преобладают пирокластические продукты. Колебания в их содержании обусловили различное количество алевритовой фракции в осадках, а также вариации крупности зерен. По-видимому, время их формирования совпало с извержениями вулкана, расположенного где-то вблизи. Вероятнее всего, источником пирокластического материала был Ичинский вулкан или система связанных с ним центров. Расстояние от вулканов до устья р. Ичи равно 80—100 км. Влияние эксплозий сказалось не только на вещественном и гранулометрическом составе отложений; вероятно, появление текстур нарушения слоистости связано с землетрясениями, сопровождавшими эксплозии.

Прослеживание пачек по простирацию позволило выделить среди них два типа. В пачках первого типа направленность в изменении структуры и текстуры по вертикали выражена очень слабо. В них при неизменном масштабе слоистости в направлении от подошвы к кровле незначительно уменьшается размер частиц обломочного материала. Слоистость крупная косая, резко перекрестная, с направлением падения косых слой-

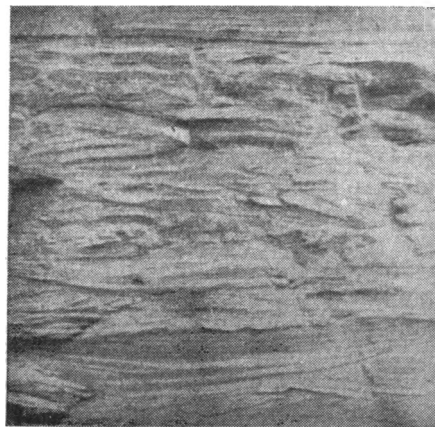
¹ При определении петрографического типа пород автор пользовался классификацией и номенклатурой вулканогенно-осадочных (обломочных) пород, принятой на Всесоюзном семинаре в Тбилиси в 1967 г. (Классификация..., 1968).

ков в разные стороны, часто с изменением азимутов падения их наклона до 180° (фиг. 3). Внутри серий часто отмечается сочетание косой однонаправленной слоистости с мульдобразной, косоволнистой и наклонной. Углы наклона слоев в сериях $0-30^\circ$; нередко наблюдается увеличение углов наклона слоев в верхней части серий. Мощность серий 1—1,5 м.

Для второго типа пачек характерна ярко выраженная направленность в изменении строения от подошвы к кровле. В этих пачках мощность серий снизу вверх постепенно уменьшается от 0,5—1 м до 5—10 см; в этом же направлении заметно утоняется обломочный материал. В нижних частях пачек развиты формы слоистости, характерные для первого типа, в верхних — значительно более спокойные: мелкая косая, косоволнистая с углами падения слоев до 10° , пологая наклонная (до $2-3^\circ$) и горизонтальная.

Снизу вверх по толще в пачках уменьшается мощность серий, утоняется слагающий их материал; вместо резко перекрестной крупной косой и мульдобразной становятся преобладающими горизонтальная, полого наклонная, мелкая косая и косоволнистая слоистость (фиг. 4). В верхних частях толщи в пачках появляются линзы туффитов, аналогичных таким из отложений небольших озер. Только размеры образующих ими тел во много десятков раз меньше.

Развитые в туфопесчаниках и туффитах формы слоистости позволяют предполагать, что они отлагались водными потоками со сложным

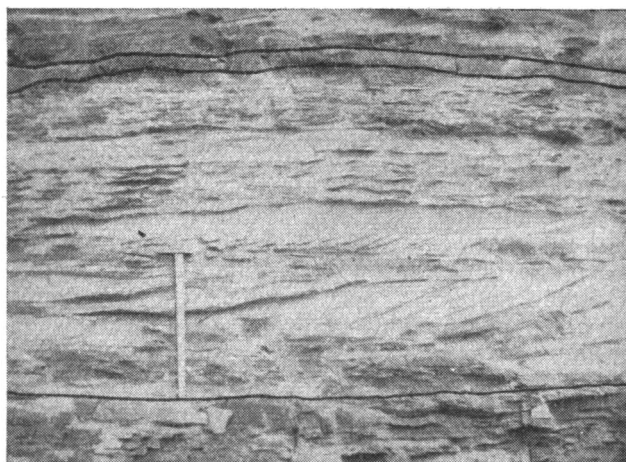


Фиг. 3. Косая слоистость отложений речных выносов дельтового комплекса в устье р. Ичи

Одна из пачек нижней части разреза (деталь), ориентированного поперек течения реки

Фиг. 4. Характер слоистости отложений речных выносов (косослоистые прослои) и озерков-луж (неслоистые прослои) в верхней части разреза дельтового комплекса в устье р. Ичи

Ориентировано вдоль течения реки



гидродинамическим режимом. Водный поток не был единым, а распался на систему отдельных струй, многократно меняющих свое направление. Интенсивность и скорость струй также менялись. Сочетание косой, косоволнистой и мульдобразной слоистости указывает на присутствие плоскостных и волновых движений, чередовавшихся во време-

ни. Такие сложные гидродинамические условия можно представить в морском водоеме в устьевой части реки. Изменения пачек по простиранию, по-видимому, связаны с тем, что водные потоки на одних участках имели сравнительно постоянный режим, на других — их интенсивность временем менялась.

Изменения пачек по разрезу отражают различные фациальные условия их образования. Так, пачки низов разреза отлагались мощными потоками в водной среде, подверженной сильным волновым движениям и, вероятно, в более глубокой части водоема. Пачки верхов разреза, напротив, были отложены маломощными потоками, на мелководье, со слабыми волновыми движениями типа ряби волнений или течений, в условиях частого осушения отдельных участков побережья. На это указывают многочисленные линзы отложений озерков — луж среди речных выносов. Таким образом, изменения по вертикали отражают смену сравнительно глубоководных условий мелководными, возможно обусловленную смещениями береговой линии. Если проводить сравнения с генетическими типами, признаки которых хорошо изучены, то рассмотренный тип более всего близок к отложениям подводной дельты (Ботвинкина, 1963, 1965; Дельтовые и мелководно-морские отложения, 1963).

Отложения небольших озер. Эти отложения представлены туффитами, пепловыми туфами и гумусовыми прослоями. Породы образуют пачки, которые неоднократно чередуются с отложениями речных выносов.

Туффиты тонкообломочные, пирокластические обломки в них состоят из свежих темно-бурых и черных афировых пористых базальтов (30% общей массы обломков), кристаллов плагиоклазов (40%), пироксенов, пузыристой светло-желтой пемзы (10%). Их форма угловатая или оскольчатая, кристаллы часто идиоморфны, следы окатанности отсутствуют. Терригенные зерна (15%) представлены хорошо и средне окатанными выветрелыми эффузивными и осадочными породами. Около 5% обломков — растительный детрит. Встречаются единичные раковины диатомей. В туффитах содержатся обильные растительные остатки — стебли, листья, корешки трав. Среди туффитов преобладают неслоистые, однородные разности; подчиненно встречаются нечетко слоистые туффиты с послойными скоплениями растительного детрита, линзочками туфопесчаников до 1 см толщиной и до 5—10 см длиной. Мощность прослоев туффитов 1—50 см.

Пепловые туфы тонкообломочные кристалловитрокластические, с остатками диатомовых водорослей. Обломки в туфах размером 0,05—0,1 мм представлены осколками и целыми кристаллами плагиоклазов, пироксенов, роговой обманки, рогульками вулканического стекла, обломками панцирей диатомовых. Максимальное количество диатомовых отмечается в наиболее мощных (до 2,5 м) прослоях пепловых туфов. Вулканическое стекло в туфах нередко девитрифицировано. Это светлое буровато-зеленое аморфное вещество с комковатой структурой. В некоторых прослоях в связующей массе обильны гидроокислы железа. Обычно пепловые туфы однородны, массивны, мощность их слоев 1—50 см, редко до 200—250 см. Среди них встречаются слои аномально повышенной мощности. В этих слоях много обломков туфопесчаника из отложений речных выносов, размером 1—7 см в поперечнике. Форма их неправильная, иногда линзовидная, края часто занозистые, распределены они беспорядочно.

Местами обломков так много, что порода похожа на брекчию, в которой обломочная часть представлена туфопесчаниками, а заполнитель — пепловым туфом. Попадание обломков туфопесчаника в пепловые туфы воздушным путем исключается, так как золотые продукты представлены отсортированными по крупности (0,05—0,1 мм) кристалло- и витрокластическими фрагментами базальтового и андезитового состава. Водным путем они также не могли попасть, так как следы

водной обработки материала в породе отсутствуют. Вероятнее всего, обломки туфопесчаников попали в массу пепла путем обрушения или оплывания плохо затвердевшего песчаного осадка. Поскольку такие обломки смещены с места своего первичного залегания и наблюдались только в породах пирокластического происхождения, наиболее вероятная причина их смещений — землетрясения.

Гумусовые прослои (1—15 см) изредка встречаются в грубом и тонком ритмичном переслаивании с туффитами и пепловыми туфами. Сложены прослои полуразложившимися растительными остатками (обрывками стеблей, листьев). В незначительном количестве (до 5%) среди них присутствуют угловатые и остроугольные обломки плагиоклазов, пироксенов, полуокатанные обломки осадочных и эффузивных пород (0,05—0,1 мм).

Во всех разностях пород ожелезнение весьма слабое, послойное, или в форме конкреций. Конкреции овальной формы с очень плотным ядром и рыхлой коркой, размером до 10—15 см, реже 20—30 см в поперечнике, рассеяны в туффитах, часто сопровождаются гумусовыми прослоями. Железистые прослои мощностью 1—5 мм также тяготеют к гумусовым. Железистое вещество конкреций и прослоев представлено лепидокрокитом.

В одних пачках разреза преобладают туфы, в других — туффиты. Чередование этих пород незакономерное. Гумусовые прослои встречаются в нижних частях пачек. Иногда они ритмично переслаиваются с туффитами или пепловыми туфами. Слои песчаных отложений редки.

Судя по идентичности состава пирокластического материала в отложениях речных выносов и озер, его источниками были те же центры Ичинского вулкана. Колебания в содержании пирокластического материала определили мощности отдельных слоев и их пачек, а также особенности стратификации слоев в пачках. Слои однородны по строению, линзовидные, границы между ними четкие, ровные. Мощность слоев постепенно нарастает к центральным частям линз.

Снизу вверх по разрезу мощность пачек озерных отложений сокращается от 3—4 м до 0,5 м и, наконец, до нескольких сантиметров. В этом же направлении сокращается их протяженность от 0,5—0,8 км до нескольких метров и, наконец, десятков сантиметров; постепенно нарастает частота их чередования с отложениями речных выносов.

Спокойное горизонтальное напластование в рассмотренных отложениях, протяженность и выдержанность по простиранию слоев, отсутствие в них слоистости или наличие слойчатости, хорошая сохранность растительных остатков указывают на спокойные условия среды накопления. Причина появления слоев — колебания в интенсивности поступления пирокластического, терригенного и органического материалов. Сравнительно однородный гранулометрический и минеральный состав осадков при отсутствии следов обработки зерен и их перераспределения, вероятно, связан с тем, что осадок уже был сортирован до того, как попал в среду накопления. Среда эта была настолько спокойной, что сохранила черты его первоначальной сортированности. Обилие в ряде прослоев диатомовых водорослей, среди остатков листовой флоры преобладание влаголюбивых растений заболоченных долин, частая перемежаемость с отложениями речных выносов позволяют предполагать, что среда накопления рассматриваемых отложений была водной.

Исключительно спокойные условия этой среды, линзовидный характер формирующихся в ней отложений, их сравнительно небольшая мощность (максимум до 4 м) и длина (до первых сотен метров) делают вероятным предположение, что средой накопления были небольшие замкнутые озерные водоемы. Отмеченное по разрезу уменьшение мощности и длины пачек озерных отложений, вероятно, связано с сокращением и обмелением озер, их дроблением на многочисленные озера-лужи и, на-

конец, полным исчезновением. На этот процесс обмеления указывает также смена по разрезу отложений подводной дельты надводнодельтовыми.

Взаимоотношения и особенности изменений этих типов отложений на площади и в разрезе позволяют восстановить обстановку их формирования. Эта обстановка — смены подводного накопления речных выносов условиями надводными — более всего напсминает прибрежную, дельтовую. Смена фаций в ней, по-видимому, определялась отступанием моря.

Вулкано-пролювиальные отложения. Эти отложения представлены тефроидами мелко- и средне- (0,25—2 мм), реже крупнообломочными (2—5 мм). Обломки в них угловатые, неокатанные или слабо окатанные. В их составе обычно преобладают свежие темно-бурые, почти черные афировые, пузыристые базальты (50—60%), меньше кристаллов (20%) плагиоклазов, пироксенов, осколков бурого пузыристого вулканического стекла (10%), единичны зерна выветрелых эффузивов, осадочных пород (песчаников, алевролитов, яшмоидов). В некоторых разностях содержание кристаллов возрастает до 50—60%, а осколков вулканического стекла до 15—20%, при этом уменьшается количество обломков афировых базальтов. Цемента в породе нет. Среди тефроидов встречаются линзы (мощностью до 0,1—0,2 м, длиной до 1,0—1,5 м) туффитов, аналогичных таким из озерных отложений, а также прослои туфопесчаников (15—20 см) отложений речных выносов.

Итак, тефроиды сформировались в основном за счет слабо переотложенного пирокластического и, в незначительной степени, терригенного материала.

Слоистость в отложениях параллельно-линзовая. Линзы толщиной 1—1,5 см, длиной 10—20 см наслаиваются в горизонтальном направлении, группируясь в серии мощностью 5—20 см, с нечетко выраженными серийными швами. Серии отличаются одна от другой различной крупностью материала. Иногда в пределах серий снизу вверх грубый материал сменяется более тонким. Большинство серий построено однородно. Мощность пачек тефроидов 1,5—2 м. Эти пачки имеют форму пологих линз длиной до нескольких сотен метров. Каких-либо изменений в строении пачек тефроидов вниз по течению реки не отмечается. По разрезу они построены довольно разнообразно. Это либо чисто тефроидные пачки, либо пачки чередования тефроидов и туфопесчаников (отложений речных выносов), либо тефроидов и туффитов (отложений озерков-луж).

Сонахождение тефроидных образований с отложениями речных выносов и озер свидетельствует о том, что они накапливались в дельтовой обстановке. Параллельно-линзовая мелкая слоистость, организация групп слоев в горизонтальные, полого срезающие друг друга серии с неотчетливо выраженными серийными швами и хорошая сортировка материала указывают на формирование тефроидных осадков водными потоками небольшой мощности, растекающимися на площади и слегка меняющими свое направление. Частое присутствие среди них отложений иного состава и генезиса указывает на непостоянство потоков. Состав приносимого ими материала был иной, чем в отложениях речных выносов. По-видимому, источник его сноса располагался вне действия протоков и русел реки, формирующих дельту. Вероятнее всего, это были потоки пролювиального типа. Тот факт, что в пролювиальный процесс вовлекался именно вулканический, а не какой-либо иной материал указывает на связь двух процессов: вулканической подачи материала и переноса его временными потоками. Для такого типа отложений, широко развитого у подножий современных действующих вулканов Камчатки, Т. С. Краевая (Краевая, Мелекесцев, 1969) предложила название «вулкано-пролювиальные». По отношению к рассматриваемому типу отложений временных потоков этот термин наиболее применим.

Лахарово-аллювиальные (русовые) отложения. Эти отложения представлены в нижней части конгломерато-брекчиями, в верхней — туфоконгломератами. Конгломерато-брекчии состоят из обломков размером 0,5—10 см; форма их угловатая, остроугольная, округлая и овальная, окатанность хорошая и средняя. Среди обломков преобладают (60—70% общей массы обломков) свежие афировые пузыристые базальты, аналогичные таким из отложений временных потоков, в подчиненных количествах (до 30—40%) присутствуют выветрелые эффузивные и осадочные породы. Заполнитель представлен мелко- и тонкообломочным тефроидным материалом, который состоит из фрагментов палагонитизированного вулканического стекла, в меньшей степени — свежих кристаллов плагиоклазов, пироксенов, роговой обманки, пылевидных частиц.

Палагонит замещает обломки вулканического стекла и обильно развит в порых породы, цементируя ее. Это зеленовато-бурое слабодвупреломляющее аморфное вещество с показателем преломления 1,532—1,535. На отдельных участках заметна слабая раскристаллизация в виде тончайшего агрегата. Заполнитель равномерно распределен между обломками. Некоторые из них уплощенной стороной обращены к подошве слоя; овальные и удлинённые обломки часто длинной осью ориентированы вдоль напластования или один их конец приподнят по направлению палеотечения; часть обломков распределена беспорядочно. В отложениях намечается грубая сортировка: более крупные обломки значительно тяготеют к нижней части толщи.

В нижней части толщи обломки составляют 60—70% породы, в верхней 40—50%. Крупность и количество их снизу вверх постепенно уменьшается. В низах толщи много угловато-округлых и округлых валунов (10—60 см) туфопесчаника из подстилающих отложений. Валуну приурочены к подошве слоя конгломерато-брекчий. Иногда верхняя часть таких валунов находится в рассматриваемых отложениях, а нижняя — в подстилающих. Контакт толщи с подстилающими породами резкий, граница неровная, иногда в форме карманов размыва.

Обычно конгломерато-брекчии неслоисты, но иногда в них отмечают полосы и линзы сравнительно отсортированного по крупности материала. Эти линзы толщиной от 2—3 см до 0,5—0,6 м, длиной до 1,5—3 м имеют нечеткие, но ровные границы. Мощность толщи около 3 м. Конгломерато-брекчии постепенно переходят вверх по разрезу в туфоконгломераты. Гальки в туфоконгломератах хорошо и средне окатаны, размеры их от 0,5 до 3—5 см, форма округлая, часто уплощенная.

По составу они одинаковы с отложениями речных выносов. Гальки составляют 60—70% породы. Промежутки между ними выполнены мелкозернистым туфопесчаником, аналогичным туфопесчаникам речных выносов. Эта связующая масса равномерно распределена между обломками. Обломки длинной осью ориентированы вдоль напластования, часто один их конец приподнят по направлению палеотечения. Слоистость неявная, горизонтальная, линзовидная, обусловлена сменой материала различной крупности. Подчиненно среди них развиты линзовидные прослои туфогравелитов мощностью 10—20 см и длиной до 1,0—1,5 м. Состав их одинаковый с туфоконгломератами. Границы слоев и прослоев нечеткие, ровные. В толще от подошвы к кровле крупность обломков постепенно уменьшается. Мощность туфоконгломератов около 2 м. Вверх по разрезу они постепенно переходят в туфоалевролиты с тонкими прослоями туфопесчаников и включениями мелкой, хорошо окатанной гальки, а еще выше — в туфоалевролиты однородные с комковатой текстурой. Венчает разрез слой торфа мощностью около 2—3,4 м.

Итак, в рассматриваемой толще конгломерато-брекчии постепенно сменяются вверх туфоконгломератами. Состав этих пород существенно различный. По простирацию они не меняют своих черт, образуя выдержан-

ные по мощности, протяженные горизонты; на площади распространены в форме полосы шириной до 1,5 км, примыкающей к современной долине р. Ичи. Тесная связь этих отложений между собой в разрезе указывает на образование их в одной фациальной обстановке. Но различия в составе, структурных и текстурных особенностях, по-видимому, связаны с разными источниками питания и условиями отложения. Туфоконгломераты образовались из материала того же происхождения, что и туфопесчаники речных выносов.

Хорошо выраженная ориентировка обломков в них (длинной осью вдоль напластования), хорошая окатанность материала и послойная его сортированность при горизонтальном и линзовидном характере слоистости указывают на то, что туфоконгломераты были сформированы водными потоками постоянного направления. Пластовая форма залегания, распространение на площади в форме полосы вдоль современной долины р. Ичи, постепенное уменьшение крупности материала от подошвы пласта к его кровле, и наконец, постепенный переход в тонкозернистые осадки типа пойменных и болотных более всего сближают эти образования с аллювиальными, а именно русловыми отложениями. Относить данные отложения к аллювиальному типу позволяют не только присущие им признаки, но и особенности строения всего дельтового комплекса, верхним членом разреза которого они являются.

Выше уже отмечалась наметившаяся в нем (снизу вверх) тенденция к смене подводно-дельтовых фаций надводно-дельтовыми, связанная с выдвиганием дельты в сторону моря. Судя по тому, что верхние слои комплекса несут в себе черты континентального происхождения, эта тенденция продолжала развиваться. Ее естественным завершением, по-видимому, было появление в разрезе аллювиальных и болотных фаций.

Состав конгломератобрекчий указывает на то, что они образовались в основном из рыхлого вулканического и в меньшей степени терригенного и вулканотерригенного материала. Судя по тому, что этот разнородный по происхождению, размерности, степени обработки материал в породе довольно равномерно перемешан, к месту накопления он поступал уже в смеси. Некоторая ориентировка обломков, захват глыб из подстилающих отложений, залегание на них с размывом на значительной площади указывают на то, что к месту захоронения этот перемешанный материал был доставлен довольно мощным потоком.

Особенность потока состояла в том, что в нем крупные обломки в равномерной смеси с мелкими переносились во взвешенном состоянии. Такой характер движения обломочного материала в потоке свидетельствует о грязевом характере потока. Отсутствие слоистости в одних разностях конгломератобрекчий указывает на ламинарное движение потока; нечеткая линзовидная слоистость в других, возможно, объясняется некоторой турбулентностью движения. В обоих случаях нижняя часть потока была более перегружена обломочным материалом, чем верхняя. Поскольку подобного рода отложения встречаются в разрезе дельтового комплекса единожды и для устьевых частей рек не характерны, возникает вопрос, чем было вызвано появление грязевого потока. Судя по составу материала, местом возникновения потока был один из центров Ичинского вулкана. Учитывая пирокластическую природу фрагментов грязевой массы, их существенное отличие по составу от аллювиальных отложений, вероятнее всего, следует рассматривать грязевый поток как лахаровый, а не как простой селевый.

Обильные выделения палагонита в породе также могут указывать на лахаровый характер потока, так как процессы гидратации вулканического стекла, согласно исследованиям А. Ной-Нигаарда (Noe-Nygaard, 1940) и В. И. Гоньшаковой (1955), развиваются при взаимодействии воды с вулканическими продуктами основного состава в момент извержения. Транспортировка грязевых масс на 80—100 км от вулкана вряд

ли могла осуществляться только силами грязевого потока. Транспортирующими агентами, вероятно, служили водные массы русел и протоков на дельтовой равнине. О том, что грязевые массы двигались этими путями, говорит их распространение полосой вдоль долины р. Ичи и постепенный переход по разрезу в аллювиальные отложения.

Таким образом, рассмотренная толща включает в себя различные по происхождению материала лахаровые и русловые отложения, объединенные общими путями и механизмом транспортировки. Сформированные таким образом отложения, по-видимому, могут быть названы лахарово-аллювиальными.

Пойменные отложения. Эти отложения представлены туфоалевролитами, в нижней части которых встречаются тонкие (до 1,5—2 см) линзочки туфопесчаников и включения мелкой, хорошо окатанной гальки размером от 2—1,5 см и меньше. Туфоалевролиты состоят из средне и хорошо окатанных зерен размером $< 0,1$ мм разнообразных выветрелых, трудно определенных эффузивных и осадочных пород, среди которых редко встречаются полукатанные и угловатые обломки плагиоклазов, пироксенов, бурого вулканического стекла. Обилеи рассеянный растительный детрит. Галька представлена свежими и выветрелыми эффузивными и кремнистыми породами, рассеяна беспорядочно. Прослои туфоалевролитов мощностью до 10 см различаются содержанием рассеянного растительного детрита и цветом. Слоистость внутри них не выражена, текстура комковатая и мелкочешуйчатая; границы прослоев неясные, переходы нечеткие. В целом слоистость в толще горизонтальная. Все прослои пронизаны корешками растений. Мощность слоев туфоалевролитов 0,8—1 м. С подстилающими отложениями они имеют неровную границу и связаны постепенными переходами, с перекрывающими — граница резкая и отчетливая. На площади контуры распространения пойменных отложений повторяют русловые.

Состав пойменных отложений близок к составу отложений русловых и подводной дельты. Это, вероятно, обусловлено связью их с одними и теми же источниками сноса. Но по сравнению с отложениями подводной дельты русловые и пойменные содержат значительно меньшее количество пирокластического материала, возможно обусловленное некоторым затуханием вулканической деятельности в районе.

Спокойное горизонтальное напластование, отсутствие слоистости внутри отдельных порций, обилие растительного детрита и сохранность когда-то обитавших растений (их корешков и стеблей) отражают спокойные условия среды накопления. Причиной появления слоев были колебания в поступлении растительного детрита и минеральных обломков различной крупности. Нечеткие переходы между слоями и их сравнительно однородный, гранулометрический состав, по всей вероятности, связаны с отсутствием сортирующих факторов в среде накопления. Условия этой среды наиболее близки к озерным или пойменным. Тесная связь с русловыми и болотными осадками, характер распространения на площади и мощность более всего сближают рассматриваемые отложения с пойменными. Мелкочешуйчатая и комковатая текстура отложений связана с протекавшими в них почвенными процессами. Данные признаки позволяют предполагать, что эти отложения сформировались на пойме, которая впоследствии была сильно заболочена.

Болотные отложения. Эти отложения представлены торфом, в котором растительная масса (стебли и корешки карликовой березки, осок, мхов) почти не разложена. Мощность 2—3,4 м.

Заключение. Итак, дельтовый комплекс включает отложения подводно-дельтовые, небольших озер, аллювиальные и болотные. Смена типов отложений в комплексе соответствует одному регрессивному циклу жизни дельты (Ботвинкина, 1952, 1963; Жемчужников, 1955). В течение этого цикла вулканическая деятельность имела эксплозивный характер; со-

став вулканических продуктов не менялся; некоторое затухание вулканической деятельности отмечалось на последнем этапе жизни дельты.

Особенности строения комплекса обусловлены влиянием вулканических и невулканических факторов. С факторами невулканическими, по всей вероятности, связана смена отложений разных типов во времени и в пространстве. Так, чередование отложений речных выносов с озерными, по-видимому, вызвано миграцией русел и протоков на дельтовой равнине, а смена этой группы типов аллювиальными и болотными отложениями — продвижением дельты в сторону моря. Причины этого могли быть тектонические или литологические.

Эпизодическое появление в дельтовом комплексе вулкано-пролювиальных и лахарово-аллювиальных отложений связано с активным вулканизмом в районе.

Влияние вулканических факторов на строение типов отложений комплекса проявилось по-разному. Так, подача в область аккумуляции пирокластического материала более всего сказалась на особенностях накопления озерных и меньше всего — отложений речных выносов. Своеобразие озерных отложений состоит в том, что они сформировались в основном из осадочно-пирокластического и пирокластического материала, периодическая подача которого обусловила появление слоев разного гранулометрического, минерального состава и разной мощности. Накопление осадков двух типов — терригенных и пирокластических — явилось причиной неравномерной ритмичности озерных отложений и создания особого типа пород — ритмитов.

Особенностью накопления отложений речных выносов было формирование их из терригенного, вулкано-терригенного и пирокластического материала. Периодичность в поступлении последнего явилась одной из причин появления слоев разной степени сортированности, разной крупности и состава. Эта периодичность часто не совпадала с периодичностью, обусловленной экзогенными факторами.

С вулканическими землетрясениями было связано возникновение своеобразных текстур нарушения слоистости в отложениях дельтового комплекса.

ЛИТЕРАТУРА

- Ботвинкина Л. Н. О принципах выделения и типизации циклов осадконакопления в угленосных толщах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 1.
- Ботвинкина Л. Н. Некоторые особенности генетических типов отложений и закономерности их наложения в паралических формациях разных климатических областей. — Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 81, М.
- Ботвинкина Л. Н. Методическое руководство по изучению слоистости. — Тр. ГИН АН СССР, 1965, вып. 119, М.
- ГоньшакOVA В. И. Палагонитовые миндалекаменные диабазы западной части Вилуйской впадины. — Зап. Всес. Минералог. о-ва, 1955, ч. 84, вып. 3.
- Дельтовые и мелководно-морские отложения. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Жемчужников Ю. А. Периодичность осадконакопления и понятия ритмичности и цикличности. — Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1955, т. 30, № 3.
- Жемчужников Ю. А., Яблоков В. С., Боголюбова Л. И., Ботвинкина Л. Н., Феофилова А. П., Ритенберг М. И., Тимофеев П. П., Тимофеева З. В. Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна, ч. 1-2. — Тр. ГИН АН СССР, вып. 15, 1959—1960, М.
- Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси, Изд-во ЦККП Грузии, 1970.
- Краевая Т. С., Мелекесцев И. В. Рыхлые отложения подножий молодых стратовулканов Камчатки и вопросы их генезиса. — В кн.: Вулканические фации Камчатки. М., «Наука», 1969.
- Noe-Nygaard A., Subglacial volcanic activity in ancient and recent times — *Folia-geogr.*, t. 1, No. 2, 1950.

УДК 551.31 (235.21)

ФАЦИИ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ АЛЬБСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО КОПЕТДАГА

В. Л. ЛИБРОВИЧ, В. Б. САПОЖНИКОВ

Рассматриваются фациальные особенности осадконакопления в геосинклинальном бассейне Западного Копетдага в альбское время. Выделены две главные группы фациальных обстановок — фации подводных плато с характерными для них скоплениями желваковых фосфоритов и фации глубоководных впадин с кластогенными отложениями флишoidного типа. В течение альбского века прослежено распределение этих групп фаций для разных горизонтов. Дифференциальные движения блоков палеозойского фундамента обуславливали возникновение соответствующих обстановок формирования осадков на всей изученной территории. Анализ условий формирования осадков дан на основе сравнения с современными осадками побережья Южной Калифорнии.

Предварительная схема расчленения альбских отложений Западного Копетдага была опубликована ранее (Луппов и др., 1960). В данной статье использованы различные наблюдения этих исследователей, а также Э. Я. Яхнина и С. С. Савкевича. В основу статьи положена более подробная схема стратиграфического расчленения, явившаяся результатом дальнейших работ ВСЕГЕИ (таблица). Детальное изучение стратиграфических разрезов и их зональное расчленение позволяют просле-

Схема стратиграфического расчленения отложений альба Западного Копетдага

Подъярус	Биостратиграфические зоны	Подзоны и горизонты
Верхний	<i>Stoliczkaia</i>	<i>Stoliczkaia dispar</i> <i>Lepthoplites falcoides</i>
	<i>Pervinqueria rostrata</i> u <i>Cantabrigites</i> <i>Pervinqueria inflata</i> <i>Hysterocheras orbigny</i> <i>Anahoplites rossicus</i>	
Средний	<i>Anahoplites daviesi</i> <i>Anahoplites intermedius</i>	<i>Anahoplites asiaticus</i> <i>Anahoplites intermedius</i>
	<i>Hoplites dentatus</i>	<i>Hoplites dentatus</i> <i>Hoplites benettianus</i>
Нижний	<i>Dowvilleiceras mamillatum</i> u <i>Cleoniceras</i>	
	<i>Leymeriella tardefurcata</i> <i>Hypacanthoplites jacobi</i> <i>Acanthohoplites nolani</i>	

дить изменения состава, остатков фауны и фациальных особенностей отложений этого возраста на изученной территории. Результаты изучения вещественного состава и петрографических особенностей альбских пород Западного Копетдага были опубликованы ранее (Либрович, 1963).

Отложения альба в пределах Западного Копетдага представлены главным образом кластогенными породами: песчаниками, алевролитами и аргиллитами, а мергели и известняки занимают подчиненное положение.

Толщи осадков, накопившиеся в альбское время в геосинклинальной области Копетдага, отличаются разнообразием фациальных признаков. В настоящей статье рассмотрены основные фациальные обстановки от наиболее мелководных до глубоководных. Различные сочетания литогенетических типов пород и фациальных обстановок отображены на схематических фациальных картах. Эти карты составлены почти для всех стратиграфических горизонтов, где наблюдается закономерная смена различных фаций и типов пород вдоль передового хребта Копетдага. Следует учитывать, что на каждой карте отражены только наиболее характерные для данного времени фации, в то время как в реальных разрезах картина значительно осложнена. Дело в следующем: между различными фациальными разновидностями отложений существуют постепенные переходы по горизонтам, и вертикали, что не представляется возможным показать на картах; внутри толщ отложений почти каждой зоны есть прослои, которые имеют несколько иные условия образования, чем основная масса отложений, что также не отражено на прилагаемых картах.

Границы фаций и линии изопакит намечены схематически ввиду недостатка фактического материала, исходя из представлений о том, что в альбском бассейне Копетдага фациальная зональность обуславливалась в первую очередь палеотектоникой, т. е. синхронными альбскому осадконакоплению движениями отдельных глыб палеозойского фундамента, разделенных разломами северо-восточного простирания. Такое почти перпендикулярное к оси Передового хребта Копетдага простирание ряда глубинных разломов палеозойского фундамента в данном районе подтверждается геофизическими и другими исследованиями (Амурский и др., 1966).

При расшифровке фациальной природы отложений альба Копетдага широко использованы данные по современным осадкам и строению морского дна близ побережья Калифорнии (Emery a. oth., 1952). В этом районе наблюдается чередование глубоких впадин (до 1000 м и более) и приподнятых участков, являющихся результатом дифференцированных движений морского дна по многочисленным сбросам. При этом осадки мелководных приподнятых участков (подводных плато) отличаются присутствием фосфоритов, глауконита, древесных и костных остатков и скоплений крупных раковин фораминифер. Во впадинах развиты флишидные образования с подводными оползнями в прибортовых частях и т. п. Как будет показано ниже, сходные образования имеются и в Копетдаге.

Рассмотрение схематических литолого-фациальных карт позволяет выделить три группы фаций: фации подводных плато (приподнятых участков) в основном сходные с соответствующими фациями альбских отложений платформ (Туаркыр); фации внутренней, сравнительно глубоководной части шельфа и склонов глубоководных впадин, характеризующиеся рядом признаков, указывающих на их сравнительную глубоководность и значительные уклоны морского дна; фации центральных частей глубоководных впадин, отложения которых имеют флишидный характер и формируются за счет замутненных течений.

Группа фаций подводных плато. Фации отмелей, банок и мелководья у островов. Среди альбских отложений широко рас-

пространены прослойки внутриформационных конгломератов, гравелитов и песчаников с галькой и гравием. Особенно многочисленны они в верхней части среднего и в верхнем альбе. В подошве этих обычно маломощных сцементированных прослоев наблюдаются незначительные размывы. При этом лежащие ниже отложения не несут следов выхода из-под уровня моря в виде какой-либо зоны выветривания и окисления. Наоборот, в тех случаях, когда ниже прослоев конгломератов залегают темно-серые глины или алевролиты, они и непосредственно на контакте с конгломератом сохраняют свой цвет, текстурные и другие особенности. Если еще учесть, что в конгломератовых прослоях особенно широко распространены фосфоритовые гальки и гравий, то представляется наиболее вероятным предположение об образовании этих осадков на периодически возникавших отмелях и банках.

Условия образования подобных отложений у побережья Калифорнии (банка Коронадо) описаны К. Эмери и др. (Emery a. oth. 1952). Для современных отложений банки Коронадо характерны следующие особенности: наличие участков дна, лишенных осадков и подвергавшихся размыву; широкое развитие фосфоритов и глауконита; высокое содержание карбонатов в осадках, главным образом в виде детрита раковин.

Аналогичные признаки свойственны и нашим отложениям конгломератов и песчаников с галькой. Однако среди них можно выделить несколько фаций, различающихся особенностями осадконакопления.

Фация участков отмелей с частым чередованием размыва и отложения. Для таких участков характерны маломощные (не более нескольких десятков сантиметров) прослойки конгломератов, гравелитов и песчаников с галькой, часто весьма непостоянные по мощности и составу.

Преобладает галька алевролитистого известняка уплощенной формы и разнообразного размера (1—10 см), часто покрытая зеленой коркой из зерен глауконита. В некоторых случаях галька известковистого песчаника представляет собой мелкие перемытые и окатанные конкреции.

Фосфоритовые гальки в конгломератах отличаются тем, что в них наблюдается несколько генераций фосфоритов. Более мелкие обломки фосфоритов очень часто покрыты тончайшими слоистыми оболочками фосфорита и образуют более крупные обломки. Таким образом, наблюдается несколько генераций фосфорита, содержащих кластогенный материал разного размера из разных слоев. При образовании галек алевролитистого известняка и фосфоритовых большое значение имели процессы размыва. Гальки с несколькими генерациями фосфорита свидетельствуют о том, что процессы накопления осадков за время формирования этих галек несколько раз сменялись размывом и переотложением.

Отсюда становится ясным, что тонкие прослойки конгломератов с галькой алевролитистого известняка и фосфоритов, залегающие с размывом на подстилающих породах, свидетельствуют о частом чередовании процессов размыва и отложения. Особенно хорошо этот процесс выражен в конгломератах, содержащих фосфоритизированные ядра аммонитов из различных фаунистических зон. Эти слои содержат так называемую конденсированную фауну—совместно залегающие остатки фауны из различных зон. Такая конденсация возможна только при почти одинаковой интенсивности процессов размыва и осадконакопления. Не только в Копетдаге, но и в других местах, непременной составляющей частью слоев с конденсированной фауной являются фосфоритизированные ядра аммонитов. Подобные слои описаны А. Геймом (Heim, 1934), Е. Родом (Rod, 1946) и У. Шаубом (Schaub, 1936) в меловых отложениях Альп.

Состав фауны в отложениях Копетдага довольно разнообразен. В некоторых прослоях конгломератов кроме аммонитов встречаются морские

ежи и другие стеногалинные формы. Эти прослои, очевидно, относятся к нормально морским отложениям. Но в ряде случаев отчетливо сказывается опреснение: остатки фауны редки и видовой ее состав беден, зато часты остатки наземной растительности. Опреснение могло происходить как за счет усиления поступления пресных речных вод с континента, так и за счет ручьев и рек, возникавших на островах.

Фация зоны течений по периферии отмелей и мелководья у островов. В альбских отложениях имеются глауконитовые песчаники с содержанием глауконита до 10%. Для них характерны сравнительная грубозернистость, примесь гравия фосфоритов, костных остатков, довольно многочисленных зубов рыб и растительных остатков, косая однонаправленная слоистость типа течений со значительной мощностью косых серий и местами косая слоистость, где косые серии пересекаются под острым углом. Очевидно, глауконитовые песчаники формировались под воздействием течений в условиях повышенной скорости осадконакопления, на что указывает значительная мощность косых серий.

Аналогия с глауконитовыми осадками мелководной зоны у о. Тринидад становится особенно ясной, если учесть, что в подошве глауконитовых пачек альба наблюдаются размыты, а появление остатков наземной растительности указывает на близость суши. Здесь интенсивная динамика вод способствовала образованию крупных (до 2 мм) ярко-зеленых округлых с «трещинами усыхания» зерен глауконита.

Фация мелководья с развитием деятельности илоедов. Среди альбских отложений имеется ряд пачек алевролитов и алевроитистых песчаников, переполненных ходами илоедов. Мощность этих пачек редко превышает несколько метров. Обилие ходов илоедов в описанных породах свидетельствует о сравнительно медленном накоплении осадков.

Фация пониженных участков подводных плато. Во впадинах рельефа дна подводных плато, где волнения и течения почти не воздействовали на осадки, отлагались серые и темно-серые горизонтально-слоистые глины и алевролиты. Мощность слоев в них различная, но наиболее часто встречаются слои толщиной 1—5 см. В ряде участков к глинистому материалу примешивался известковистый, в результате чего возникали темно-серые мергели, часто с многочисленными мелкими фораминиферами.

Фация обособленного участка шельфа, где отсутствовали течения и волнения. Отложения зоны *Stoliczkaia dispar* в районе Даната—Казанджик представлены тонкослоистыми серыми мергелями, иногда переходящими в глинистые известняки. На плоскостях напластования мергелей имеются сдавленные остатки и отпечатки довольно разнообразной фауны аммонитов и пелеципод. Аммониты различных размеров, от очень мелких до имеющих несколько сантиметров в диаметре. Мощность отложений сильно колеблется, но чаще не превышает одного-двух десятков метров.

По А. А. Атабекяну (1960), в двух местах эти отложения совсем отсутствуют, что, однако, нельзя объяснить размывом, так как выше них располагаются сеноманские глины. Мергели зоны *Stoliczkaia dispar* отсутствуют в 3 км западнее Данатинского ущелья и в восточной части Малого Балхана. Восточнее Казанджика мергелистые отложения этой зоны заменены песчаниками.

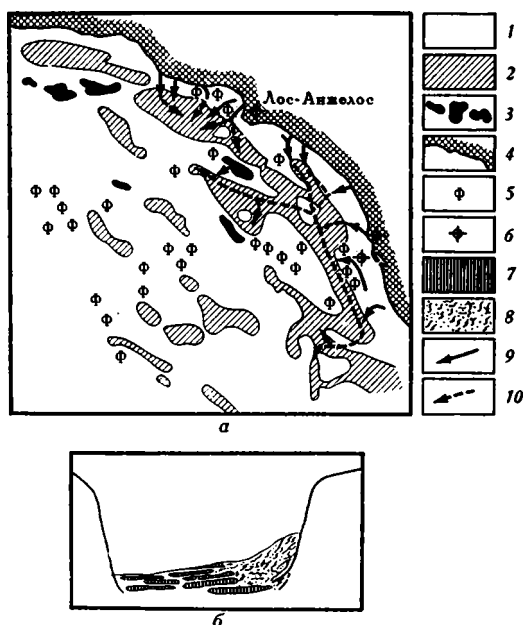
Скорее всего в данном случае район от Малого Балхана до Казанджика был в рассматриваемое время участком обособленного шельфа, где ряд островов, расположенных в пределах данного района севернее, создавал условия затишья — почти полного отсутствия воздействия течений и волнений на осадки. Те места, где отложения зоны *Stoliczkaia dispar* не были обнаружены, являлись одними из этих островных участков. Между островами располагались углубления, где в спокойной об-

становке накапливались горизонтально- и волнистослоистые глинисто-карбонатные осадки этой зоны.

Группа фаций внутренней сравнительно глубоководной части шельфа и склонов глубоководных впадин. Кроме фаций подводных плато, весьма сходных с фациями, развитыми в пределах платформы Туаркыр, в границах геосинклинальной области Копетдага развиты характерные геосинклинальные фации. К первой группе таких фаций относятся образования, возникшие по краю шельфа и на склонах глубоководных впадин. Отложения этой фациальной зоны главным образом алеврито-глинистые, преимущественно с горизонтальной слоистостью. Это слоистые

Фиг. 1. а — Особенности распределения современных осадков и строения морского дна близ побережья Калифорнии (Emery, 1946, 1960₁, 1960₂; Dietz a. oth., 1942); б — Схематический разрез одной из глубоководных впадин (вертикальный масштаб преувеличен) (Gorsline, Emery, 1959)

1 — подводные возвышенности (плато); 2 — глубоководные впадины; 3 — острова; 4 — побережье континента; 5 — фосфориты в осадках; 6 — участки, где на пляже обнаружены пески, сцементированные карбонатным цементом; 7 — алевритистые осадки; 8 — песчано-алевритовые осадки, смятые подводными оползнями; 9 — направление движения замутненных течений по подводным каньонам; 10 — направление разноса кластогенного материала замутненными течениями в пределах глубоководных впадин



толщи, где мощность слоев обычно не превышает нескольких сантиметров. Кроме того, сюда же относятся неяснослоистые и прерывистослоистые образования, где слоистость весьма неотчетлива. Эти толщи в основной своей массе лишены знаков ряби, следов волновой деятельности в виде размывов, перерывов, галечных горизонтов. Отсутствуют также ракушняки с остатками богатой фауны субтропического морского мелководья.

Комплекс фауны здесь довольно однообразный — аммониты и пелециподы, да и скопления их встречаются очень редко. Имеются лишь прослойки из мелкого детрита раковин явно аллохтонного характера. Среди этих отложений встречаются также прослойки с остатками очень мелких угнетенных аммонитов и пелеципод, что, возможно, указывает на сероводородное заражение придонных вод в отдельных углублениях дна.

Сейсмические толчки, происходившие в геосинклинали Копетдага, естественно, наиболее резко отражались на осадках, отлагавшихся на сравнительно крутых склонах глубоководных впадин. Это вызывало сползание осадков по склонам с образованием оползневых дислокаций и возникновение «дикого флиша», а иногда того и другого вместе.

Сползание слоистых алевритов зоны *Hoplites dentatus* в Данате привело к возникновению оползневых дислокаций, представляющих собой мелкие, с амплитудой 1—2 м спутанные складки, возникшие в слоистых алевритовых. Выше и ниже этой зоны, имеющей локальное распро-

странение, залегают горизонтальнослоистые породы (внизу флишоидные, сверху толстослоистые и массивные песчаники).

Вблизи мест распространения оползневых дислокаций наблюдаются участки, где вместо последних развит «дикий флиш», т. е. локальные скопления крупных (до 4 м) глыб алевролитов, беспорядочно перемешанных с более мелкими обломками любых размеров и крупными обломками шаровых конкреций. Выше и ниже залегают горизонтальнослоистые породы. В некоторых случаях дислоцированные с разорванными складками слоистые алевролиты сочетаются с глыбами тех же пород. Сползание осадков и обвалы («дикий флиш») отчетливо указывают на периодические землетрясения и крутые уклоны дна бассейна.

Остановимся на одном из современных аналогов фациальной обстановки, где в настоящее время реализуются все сочетания фаций, которые были рассмотрены.

Такой областью, по нашему мнению, является участок тихоокеанского побережья Калифорнии вблизи Лос-Анжелеса.

Как показано на фиг. 1, а, здесь имеется система впадин с плоским дном, протягивающихся цепочкой на некотором удалении от побережья, где глубины достигают 1000 м и более. Эта система впадин разделяется плоскими подводными плато, островами и отдельными банками с глубиной, обычно не превышающей нескольких сотен метров, а вблизи островов и банок — даже нескольких десятков метров. Подводные плато, банки и побережья у островов отличаются присутствием галечников фосфоритов, глауконита, древесных и костных остатков и скоплений крупных раковин фораминифер. Таким образом, осадки этих плато во многом аналогичны описанным древним апт-альбским осадкам Копетдага.

Д. Горслийн и К. Эмери (Gorsline; Emery, 1959) описали также отложения глубоководных впадин, разделяющих подводные плато. Как видно на фиг. 1, б (вертикальный масштаб резко преувеличен), на склонах этих структур развиты песчаные осадки, смятые подводными оползнями. Учитывая большую сейсмическую активность данного района, следует считать, что сползанию осадков способствовали землетрясения.

Смятые оползнями песчаные осадки впадин вблизи тихоокеанского побережья Калифорнии по своему характеру весьма близки к смятым подводными оползнями тонкослоистым алевролитам и песчаникам верхней части альба в районе Данаты. На фиг. 1, б видно, что эти образования в глубь депрессии переходят в ритмически построенные флишоидные толщи. Как будет показано ниже, аналогичное явление наблюдается и в Копетдаге.

Фации центральных частей глубоководных впадин с замутненными течениями. В отложениях ряда зон альба, особенно зоны *Acanthohoplites nolani*, важную роль играют ритмически построенные флишоидные толщи. Мощность отдельных ритмов различна — от нескольких десятков сантиметров до 2 м и более. В состав ритмов обычно входят (снизу вверх):

1. Алевролиты и песчанистые алевролиты иногда с гравийным материалом в основании, с небольшим количеством глауконита и косой слоистостью. Косые слойки обычно имеют очень пологий угол падения, а мощность косых серий не превышает нескольких сантиметров. Наклон слойков местами — в одну сторону (косая слоистость типа течений) или наблюдается перекрестная косая слоистость типа слабых волнений. На поверхностях слоев этих алевролитов иероглифы в виде борозд течений, знаков оплыwania осадка и следы деятельности илоедов, столь характерных для флиша. В подошве этих алевролитов местами обнаруживаются прослойки гравелитов, иногда с гравием подстилающих слойков известняка.

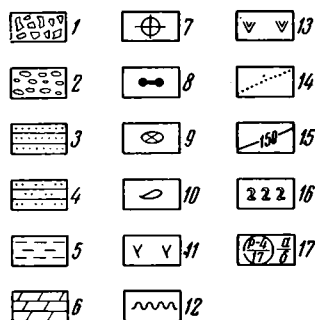
2. Алевролиты полосчатые и пятнистые без глауконита, в верхней части глинистые.

3. Темно-серые аргиллиты или сильноглинистые алевролиты горизонтально-слоистые.

В других случаях верхние два члена ритмов приобретают иной характер. Над косослоистыми располагаются известковистые алевролиты, которые постепенно кверху переходят в мелкодетритусовые или тонкослоистые известняки со слоистой текстурой, подчеркнутый пластинками мусковита. Мощность такой ритмически построенной толщи зоны *Acanthohoplites nolani* в районе Секиз-Хана превышает 420 м.

Фиг. 2. Общие условные обозначения для схематических литолого-фациальных карт

1 — брекчии; 2 — конгломераты; 3 — песчаники; 4 — алевролиты; 5 — аргиллиты и глины; 6 — мергели; 7 — глауконит; 8 — фосфорит; 9 — септариевые жонкреции; 10 — богатая морская фауна; 11 — растительные остатки; 12 — знаки ряби; 13 — фунтиковая текстура; 14 — границы фаций; 15 — изопакиты; 16 — оползневые дислокации; 17 — номера разрезов (а), мощность, в м (б)

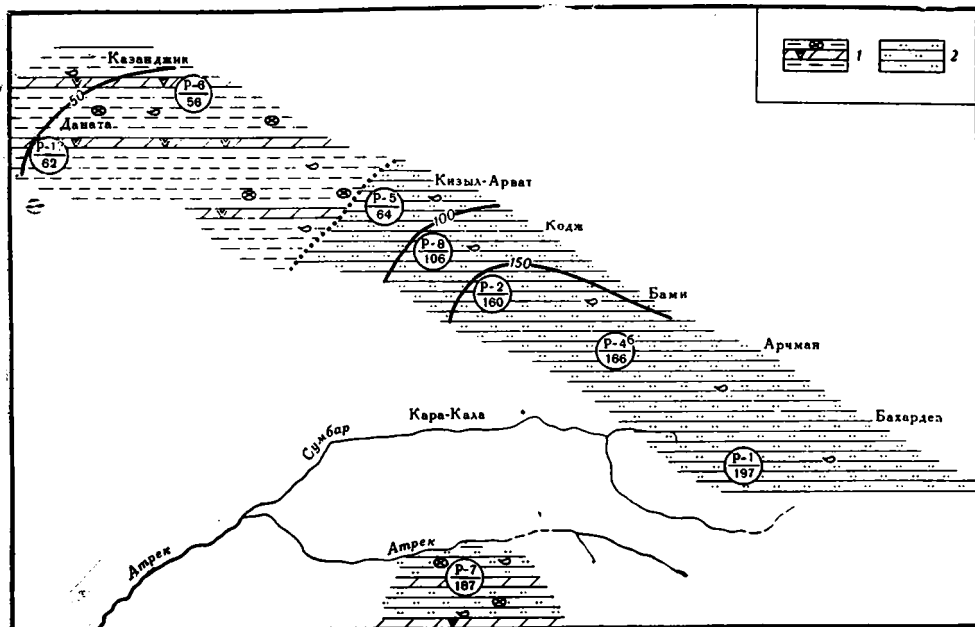


Нужно отметить, что остатки фауны в таких пачках редки и представлены главным образом аммонитами и тонкостворчатыми пелециподами, причем остатки бентонной фауны и обломки раковин, вероятно, частично принесены замутненными течениями. Все перечисленные выше признаки дают основание причислять описанные толщи к флишоидным.

Наши ритмически построенные толщи и не достигают тех огромных мощностей, которые характерны для типичного флиша. Отдельные ритмические толщи в Копетдаге обычно разделены рядом прослоев и пачек иного характера, в частности содержащих остатки богатой фауны. Поэтому мы будем называть эти толщи флишоидными, т. е. весьма близкими по условиям образования к типичному флишу, но все же несколько отличающимися от него.

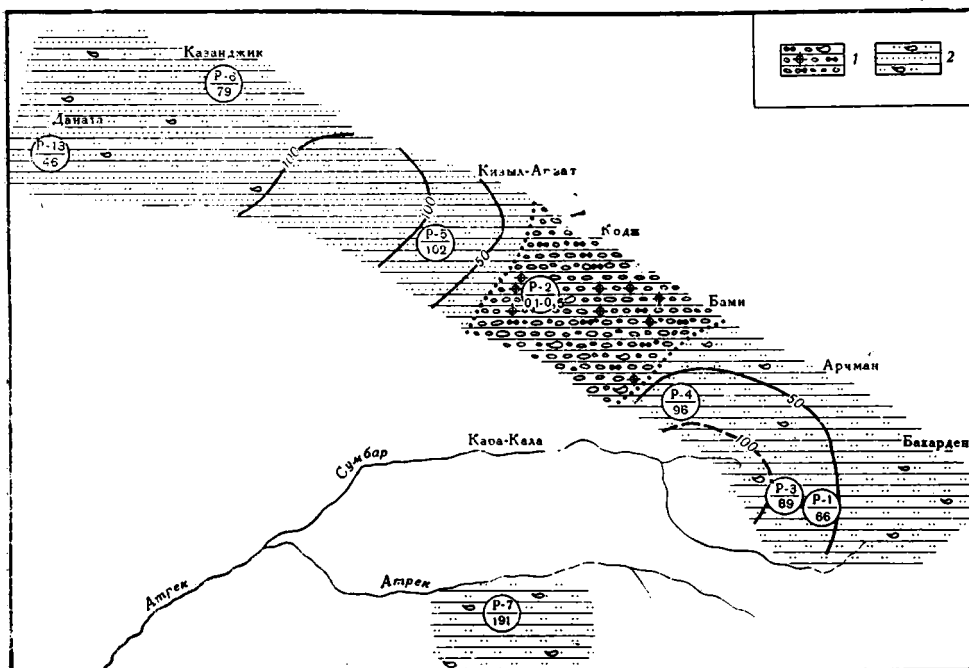
Наиболее подробно изучены современные осадки замутненных течений во впадинах рельефа дна моря близ побережья Калифорнии, которые показаны на фиг. 1, где видно, что эти отложения распространены в системе глубоководных впадин с плоским дном. Замутненные течения, несущие песчано-алевритовый материал, образуются в каньонах (затопленных морем речных долинах) на склонах глубоководных впадин. По каньонам каждое такое течение спускается вниз со значительной скоростью, иногда разрывая телефонные и телеграфные кабели, проложенные по дну моря (Heezen a. oth, 1954). Близ дна глубоководных впадин движение потоков замедляется и перенесенный материал осаждается — сначала более грубый, потом более мелкий, образуя в конечном счете ритм. Периодическое повторение землетрясений и образующихся в результате их замутненных течений приводит к образованию ритмически построенных толщ.

В заключение нужно подчеркнуть, что сравнивая отложения наших глубоководных впадин с осадками впадин близ побережья Калифорнии, мы отнюдь не имеем в виду, что глубина их обязательно измерялась километрами. По существу тот же эффект мог получиться и в том случае, если глубина впадин в Копетдаге не превышала нескольких сотен метров. У побережья Калифорнии сходные флишоидные образования распространены как в наиболее глубоких, так и в сравнительно мелких



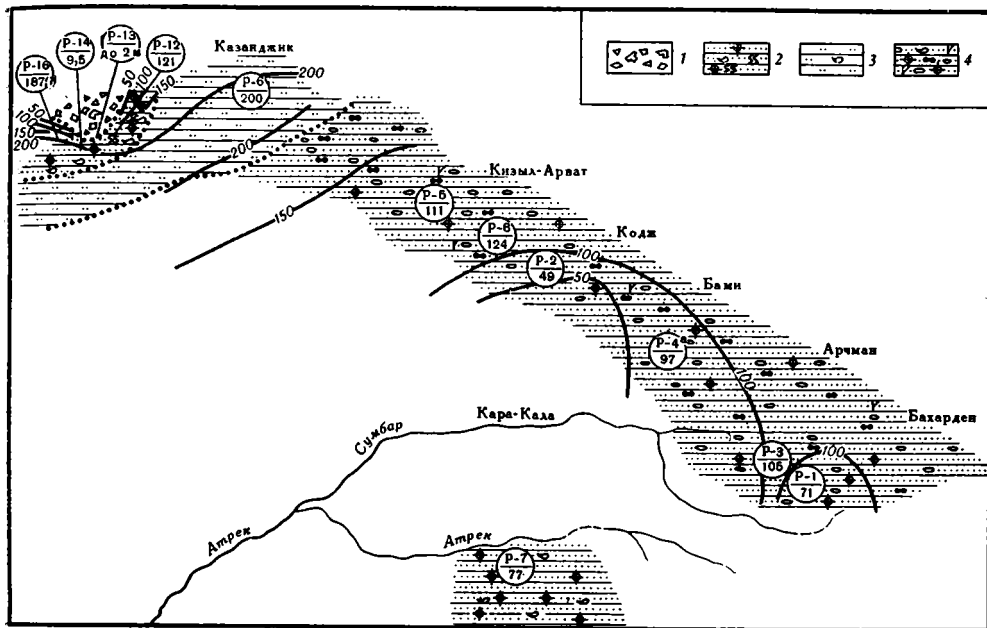
Фиг. 3. Схематическая литолого-фациальная карта времени отложения осадков зоны *Leumeriella tardefurcata*

1 — фация пониженных участков (углублений) подводных плато, зеленовато-серые глины и аргиллиты с прослоями мергеля и септариями, редкая фауна аммонитов; 2 — фация сравнительно глубоководной внутренней зоны шельфа, переслаивание алевролитов различных типов, по облику приближающееся к флишиодному, редкие аммониты



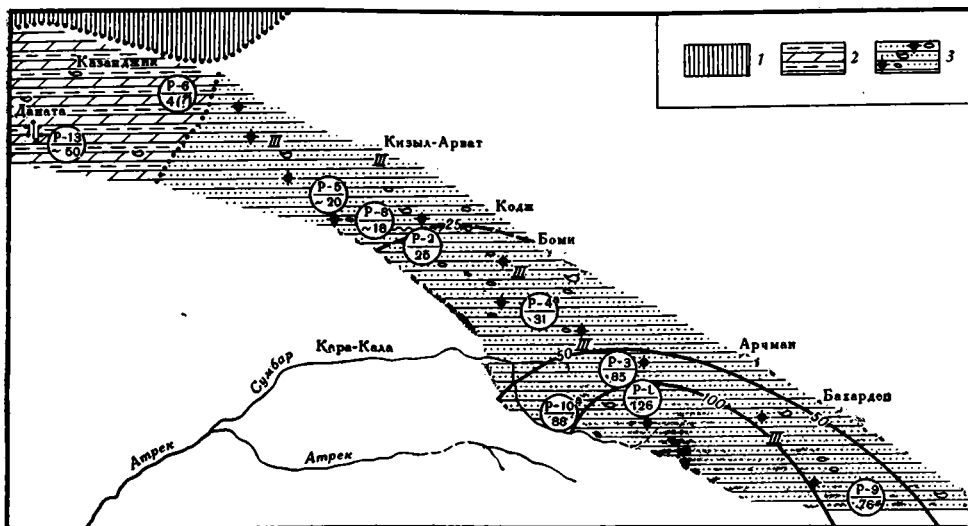
Фиг. 4. Схематическая литолого-фациальная карта времени отложения осадков зоны *Douvilleiceras mammillatum*

1 — фация отмелей и банок с частым чередованием размыва и отложения, конгломерат с известняковой и фосфоритовой галькой, а также песчаники с галькой, покрытой оболочками из глауконита, фосфатизированные ядра аммонитов и разнообразные пеллециподы, переотложенные конкреции; 2 — фации шельфа и краевых частей глубоководных впадин, слоистые, реже массивные, песчаники, быстро переходящие в обе стороны от фации отмелей в тонкое переслаивание песчаников и алевролитов с редкими аммонитами, пеллециподами, белемнитами и другими остатками бедной фауны и их детритом



Фиг. 5. Схематическая литолого-фациальная карта времени отложения осадков зон *Hoplites dentatus*, *Anahoplites intermedius* и *Anahoplites daviesi*

1 — фация «дикого флиша» — обвалных образований на крутых подводных склонах, хаотические скопления крупных глыб и мелких обломков алевролитов и песчаников среди тонкослоистых алевролитов; 2 — фации шельфа и краевых частей глубоководных впадин, быстрая смена типов осадков, характерная для крутых подводных склонов, массивные глауконитовые песчаники с обломками древесины и разнообразными аммонитами и пелециподами, быстро переходящие в тонкослоистые алевролиты, снятые подводными оползнями; 3 — фации глубоководных впадин с замутненными течениями, преимущественно флишидные пакки, переслаивание различных типов алевролитов и мелко-детритусовых прослоек; 4 — фации отмелей с частым чередованием размыва и отложения и фация зоны течений по периферии отмелей, песчаники и алевролиты глауконитовые, массивные со следами внутренних размывов, прослойками конгломерата и галькой с глауконитовой коркой, фосфоритами, редкими сидеритовыми ферритами, древесными и костными остатками и разнообразной фауной преимущественно аммонитов и пелеципод»



Фиг. 6. Схематическая литолого-фациальная карта времени отложения осадков зоны *Stoliczkaia dispar*

1 — предпологаемое поднятие (низменный остров?), ограничивавшее с севера участок моря в районе Данаты, отсутствие осадков; 2 — фация обособленного участка шельфа с резко ослабленным приносом кластогенного материала, мергели и глины с фораминиферами и скоплениями аммонитов и пелеципод (ауцеллин и иноцерамов); 3 — фация зоны течения по периферии отмелей, массивные, местами косослоистые глауконитовые песчаники и алевролиты с редкой фауной аммонитов и пелеципод и знаками ряби

впадинах, где глубина местами не превышает нескольких сотен метров.

Рассмотрение приведенных в статье схематических литолого-фациальных карт позволяет выявить основные этапы истории развития Западного Копетдага в альбском веке. Уже в течение аптского этапа наметился тот структурный план Западного Копетдага, который начал изменяться только со времени *Leymeriella*. Сущность этого плана заключалась в существовании двух участков. Участок, который периодически испытывал усиленное опускание, располагался юго-восточнее Казанджика. Во время ослабленного приноса кластогенного материала с суши на платформе это погружение заполнялось преимущественно алевроито-мергелистыми флишoidalными отложениями, когда же приток кластогенного материала с платформы резко усилился, это же погружение заполнялось кластогенными флишoidalными отложениями.

Другой участок — район Даната — Казанджик, наоборот, был все время относительно приподнят. Можно предполагать, что такое разделение на участки объясняется дифференциальными движениями отдельных глыб палеозойского фундамента. При этом граница между горстом на северо-западе и грабеном на юго-востоке, т. е. линия раскола фундамента, проходила где-то в районе Кызыл-Арвата. В течение позднего апта опускания юго-восточного участка не наблюдалось, в это время на всей исследованной территории накапливались осадки подводного плато, сходные с платформенными. Только в самом конце позднего апта началось интенсивное опускание юго-восточного участка, что привело к накоплению здесь мощных флишoidalных толщ. Это опускание продолжалось и в начале раннего альба.

Со времени *Leymeriella tardefurcata*, на фоне постепенного усиления орогенических движений происходит полное изменение структурного плана зоны осадконакопления в Западном Копетдаге (фигуры 2, 3), т. е. начинается новый этап развития данной территории. Во время *Douvilleiceras mammillatum* (см. фиг. 2, 4) южнее Кызыл-Арвата возникает уже приподнятый участок, а погружение захватывает области, расположенные северо-западнее и юго-восточнее этого участка. Время отложения осадков с *Hoplites* и *Anahoplites* (см. фиг. 2, 5) и все последующие отрезки времени характеризуются усиленными движениями отдельных участков рассматриваемой территории с образованием многочисленных размывов и перерывов и накоплением грубокластических осадков. Только в районе южнее Казанджика возникает прогиб, заполняющийся флишoidalными осадками.

Со времени *Lepthoplites falcoides* интенсивность тектонических движений начинает несколько ослабевать, что выражается в некотором погружении подводных плато и формировании глинистых осадков. Однако некоторые возвышенные участки или даже острова продолжали существовать и в самом конце альбского века во время *Stoliczkaia dispar* (см. фиг. 2, 6), что выразилось в накоплении мергелистых осадков в депрессиях между островами.

ЛИТЕРАТУРА

- Амурский Г. И., Крымус В. Н., Шелегова И. Ф. О зонах разломов глубокого заложения Западного Копетдага. В кн.: Тектоника Туркмении и сопредельных территорий.—М., «Наука», 1966.
- Атабекян А. А. Стратиграфия верхнемеловых отложений западного Копетдага.—Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 42, Проблема нефтегазоносности Средней Азии, вып. I, 1960.
- Либрович В. Л. Типы пород апта и альба Западного Копетдага и их петрографические особенности. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 109. Проблема нефтегазоносности Средней Азии, 1963, вып. 14, Л.
- Лугов Н. П., Сиротина Е. А., Товбина С. З. К стратиграфии аптских и альбских отложений Копетдага.—Тр. ВСЕГЕИ, Нов. сер., т. 42. Проблемы нефтегазоносности Средней Азии, 1960, вып. I. Л.

- Dietz R., Emery K., Shepard F. Phosphorite deposits on the sea floor off southern California.—Bull. Geol. Soc. America, 1942, v. 53, No. 6.
- Emery K. O. Marine solution basins.—J. Geol., 1946, v. LIV, No. 4.
- Emery K. O. Basin plains and aprons off southern California.—J. Geol., 1960, v. 68, No. 4.
- Emery K. O. The sea off Southern California. N. Y., 1969.
- Emery K., Butscher W., Gould H., Shepard F. Submarine geology off San Diego, California.—J. Geol., 1952, v. 60, No. 6.
- Gorsline D., Emery K. Turbidity — current deposits in San Pedro and Santa Monica basins off southern California.—Bull. Geol. Soc. America, v. 70, No. 3, 1959.
- Heezen B., Ericson D., Ewing M. Further evidence for a turbidity current following the 1929 Grand Banks Earthquake.—Deep-Sea Res., 1954, No. 1, N 4.
- Heim A. Stratigraphische Kondensation.—Eclog. Geol. Helv., 1934, v. 27.
- Rod E. Über ein Fossilager im oberen Malm der Melchtalpen.—Eclog. Geol. Helv., 1946, v. 39, No. 2.
- Schaub U. Geologie des Rawilgebietes.—Eclog. Geol. Helv., 1936, v. 29, No. 2.

ВСЕГЕИ
Ленинград

Дата поступления
18.V.1970

УДК 553.492.1 + 553.251.2

О ВЛИЯНИИ ВТОРИЧНЫХ ПРОЦЕССОВ НА ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ БОКСИТОВ

М. В. ПАСТУХОВА

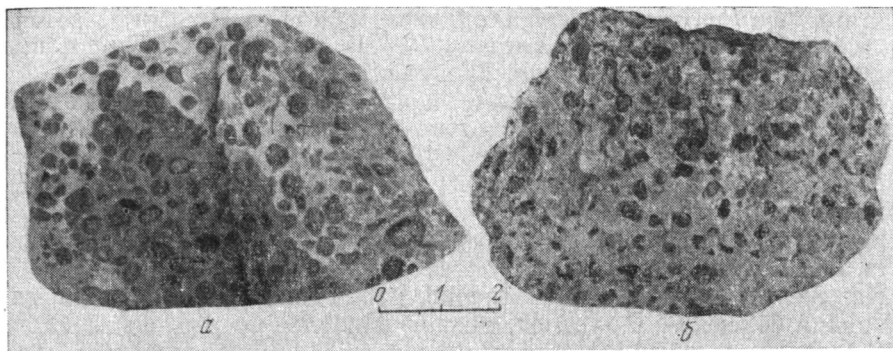
На примере платформенных бокситов мезозоя Казахстана сделана попытка оценить влияние процессов природного обеления и вторичной минерализации на химический и литологический состав бокситовых пород. С помощью изоволюметрического метода установлено, что под действием вторичных процессов в бокситах уменьшается содержание Fe^{3+} , Al, Zr, Ga, Sr, V и возрастает количество SiO_2 , Ni, Cu. Вторичные изменения в значительной степени меняют литологический облик бокситов. Это необходимо учитывать при качественной и количественной оценке месторождений бокситов и подборе каменного материала для минералого-геохимических исследований, целью которых является установление закономерностей распределения тех или иных химических элементов в бокситах, а также решение вопросов их генезиса.

Изучение бокситовых месторождений мезо-кайнозоя Тургайского прогиба, восточного склона Урала и Казахского нагорья показало широкое развитие в них вторичных процессов, приведших к тем или иным изменениям бокситов (Кротов, Столярова, 1942; Бенеславский, 1958; Спирин, Пасова, 1960; Куземкина, 1962; Лисицына, Пастухова, 1961, 1963; Бушинский, 1968). К таким процессам относятся природное обеление, ресиликация, вторичная минерализация. Аналогичные образования известны в корах выветривания Украины и Казахстана, а также в латеритных железных и бокситовых рудах КМА (Лисицына, Лубченко, 1966; Булгакова, 1967). Вторичные процессы изменяют первичные бокситовые породы очень неравномерно. На одном и том же месторождении в одних его участках можно проследить целые «зоны» изменения мощностью до 10—15 м и более, в других вторичные образования развиты «пятнисто» и измененные участки имеют самую прихотливую форму и размеры.

Рассмотрим несколько подробнее два типа вторичных изменений.

Природное обеление бокситов и бокситовых пород, т. е. преимущественный вынос соединений окисного железа, которое окрашивает свежие породы в красный цвет. В стенках карьеров, в керне скважин можно видеть среди красных бокситов отдельные пятна и полосы белого цвета. Кроме того, обеление часто захватывает верхние части разрезов бокситовых пород. В одних случаях среди обеленных сохраняются останцы красных неизмененных бокситов, а нижняя граница зоны обеления бывает очень неровной, переход же измененных пород в свежие происходит постепенно через частично обесцвеченные розовые, палевые, светло-кирпично-красные разности. Обычно в таких бокситах, даже в наиболее интенсивно обеленных, сохраняются реликтовые структуры бокситов — обломочные, бобово-обломочные, бобовые и другие, что легко позволяет восстановить литологический тип бокситовой породы, подвергшейся обелению (фигура, а).

В других случаях нижняя граница зоны обеления очень резкая, а процесс изменения настолько интенсивен, что первичные структуры бокси-



Каменистый боксит

а — затронутый процессом природного обесцвечивания; в обеленных участках боксита сохраняется первичная структура породы; *б* — превращенный процессами вторичной минерализации в белую глинисто-сухаристую породу с реликтовой обломочно-бобовой структурой. Нат. вел.

тов почти полностью «стираются» и бокситы, независимо от их литологического типа, превращаются в глиноземисто-каолиновые и каолиновые породы.

Целый ряд признаков — приуроченность обеления к верхним частям бокситовых разрезов, развитие его вдоль трещин, реликтовые структуры и т. д. — указывают на то, что обелению подвергались «готовые» бокситовые породы, т. е. процесс этот имел место в эпигенетическую стадию существования пород (Лисицына, Пастухова, 1961; Бушинский, 1968).

В тех случаях, когда образованию пород кровли бокситов предшествовал длительный перерыв, большое влияние на бокситы оказывали процессы субаэрального выветривания. Так было, например, в Тургайском прогибе, где сформированные в нижнем мелу бокситы были перекрыты морскими осадками только в эоцене. До этого в условиях зоны гипергенеза бокситы подвергались денудации, обелению, ресиликации.

На бокситовых месторождениях Тургайского прогиба распространены белые бокситы и бокситовые породы другого типа. Они обычно тесно пространственно связаны с серыми и черными лигнитовыми глинами каолинового и глиноземисто-каолинового состава. Иногда в самих белых разностях бокситовых пород присутствуют тонкорассеянные обугленные органические остатки. Содержание $C_{орг}$ в лигнитовых глинах 1,5—12,8%. Обычно в этой ассоциации обеленных пород ведущая роль принадлежит огнеупорным глинам.

Процесс формирования белых разностей бокситовых пород, связанных с прослоями лигнитовых глин, можно считать сингенетичным процессу формирования самой бокситовой толщи данного месторождения.

По всей вероятности, эти варианты не исчерпывают всего многообразия процессов, приводящих к обелению бокситовых пород. Обычно в пределах одного и того же бокситового месторождения, а иногда даже в пределах отдельных залежей можно обнаружить бокситы и бокситовые породы, обеление которых вызывали различные по характеру и возрасту процессы.

Процесс вторичной минерализации бокситов и бокситовых пород, часто тоже сопровождающийся их обелением. При этом процессе, в отличие от природного обеления, в измененных бокситах возникает характерный комплекс вторичных минералов: сидерит, шамозит, пирит (Лисицына, Пастухова, 1961). Для тургайских бокситов содержания сидерита 5—41,5%; шамозита 1,1—29,5%; пирит присутствует в небольших количествах от долей до 3—4%. Отмечено, что в целом по разрезам содержания вторичных минералов убывают сверху вниз. Однако в отдельных

участках карстовых депрессий вторичная минерализация отмечается на очень значительных глубинах — до 100—260 м. Видно, растворы, вызывавшие изменения такого рода, проникали туда по трещинам.

Вторичная минерализация, несомненно, имела место в эпигенетическую стадию существования бокситовых пород. Она связана, по мнению большинства исследователей, с действием восстановительных растворов, фильтровавшихся сверху через толщу бокситовых пород. Возможным источником растворов было органическое вещество пород, покрывающих бокситы (Шаров, Гладковский, 1958; Кротов, 1958; Лисицына, Пастухова, 1961).

Как же влияют процессы вторичного минералообразования на внешний облик бокситов? В этом отношении наиболее показательны каменистые бокситы, которые заметно меняются даже при сравнительно слабой вторичной минерализации (1,5—2% Fe^{2+}). Они как бы теряют «свежесть», становятся тусклыми, матовыми. Черные магнитные бобовины, свойственные свежим разностям каменистых бокситов, становятся бордово-красными, коричнево-бурыми. Следует подчеркнуть, что на этой стадии изменения бокситы сохраняют еще свой красный цвет и «каменистость».

По мере увеличения в каменистых бокситах содержания вторичных минералов наблюдается изменение окраски этих бокситов. Она меняется от розовато-серой, палево-розовой до белой и голубовато-зеленой, в зависимости от того, какой вторичный минерал — сидерит или шамозит — и в каком количестве замещает основную массу и бобовины каменистого боксита. Содержание Fe^{2+} в этих случаях 4—10% и более. Каменистые бокситы теряют свою прочность, становятся сухаристыми, рыхлыми, пористыми. Их объемный вес падает от 2,3—2,6 до 1,7—1,9. Белые и голубовато-зеленые измененные каменистые бокситы встречаются чаще всего в самых верхних частях разрезов под третичными глинами, там, где процесс вторичной минерализации наиболее интенсивен. Здесь же иногда встречаются участки, сложенные белой тяжелой плотной сидеритовой породой. Она образуется в результате замещения боксита карбонатом.

Вторичные сухаристые бокситы, образующиеся в результате вторичной минерализации каменистых бокситов на тургайских месторождениях, встречаются достаточно часто. В них в среднем содержится 5—9% сидерита. Их следует отличать от первичных сухаристых бокситов. Отличием служит прекрасно сохраняющаяся во вторичных сухаристых бокситах обломочно-бобовая структура, свойственная каменистым бокситам (фигура, б). Для первичных сухаристых бокситов этих месторождений типична редкобобовая структура, в них всегда присутствуют мелкие зелено-бурые растительные остатки (Лисицына, Пастухова, 1963).

Процесс преобразования каменистых бокситов не останавливается на стадии их превращения в сухаристые палево-розовые разности. При еще более глубокой вторичной переработке каменистые бокситы изменяются в глиноземисто-каолинитовые белые глины, содержащие сферолиты сидерита. В них не всегда сохраняется реликтовая структура бокситов.

Для того чтобы оценить количественно те изменения, которые происходили в бокситах при их природном обелении и вторичной минерализации, нами были отобраны на Краснооктябрьском и Кужукульском месторождениях пары образцов: свежий каменистый красный боксит и измененный каменистый боксит. В одних случаях, если было возможно, свежий и измененный боксит отбирались из одного и того же образца, в других — свежие разности были взяты из неизмененных останцов, сохранившихся в массе измененных вторичными процессами бокситов. Тогда расстояние между пробами составляло от нескольких до 15—20 см. Характерной особенностью каждого из образцов измененного боксита была сохранность реликтовой обломочно-бобовой структуры пер-

вичного каменистого боксита. Это позволило нам уверенно применить для их изучения изоволюметрический метод, т. е. подсчитать количество химических элементов в единице объема свежей и измененной породы (мг/см^3) и определить количество вынесенного и привнесенного вещества.

Данные, полученные для главных химических элементов бокситов, приведены в табл. 1.

Рассмотрим сначала первую группу образцов (образцы 2—5), которая объединяет пары: красный каменистый и белый каменистый бокситы (природное обеление). В этих образцах содержание Fe^{2+} и CO_2 составляет доли процента, что указывает на почти полное отсутствие вторичных минералов восстановительного характера. Сравнение содержаний элементов в 1 см^3 красного и белого бокситов показывает, что при процессе обеления происходил вынос 72—97% Fe^{3+} от его исходного содержания в красном боксите. Интересно, что при этом происходил также вынос и Al —7,4—31%. Fe^{2+} , входившее, вероятно, в состав аксессуарных минералов в частности магнетита, при этом также почти нацело выносилось. Что касается Si , то наблюдается увеличение его количества в единице объема, т. е. привнос в количестве 20—775% к исходному содержанию в первичном боксите, где его было 1,8—5,34%.

Несколько иные соотношения главных элементов отмечаются в обр. 1. В нем при обелении ведущим процессом был вынос 90% Fe^{3+} , а Al практически не выносился (0,3%), незначительным был и привнос Si (около 6%).

В красных и белых бокситах были определены и подсчитаны содержания в мг/см^3 Ti , Zr , Ga , V , Cr , Ni и Cu (см. таблицы 1, 2). В обр. 1, при обелении которого происходил только вынос Fe , наблюдается также вынос Ti (39%), Zr (7,7%), V (42%), Cr (61%), Ni (14%). Содержание Ga при этом возрастало от 0,095 в исходном красном боксите до 0,153 мг/см^3 в обеленном. Содержание Cu не менялось.

В остальных образцах (см. табл. 2, образцы 2—5), обеление которых сопровождалось значительным выносом Fe и Al и привносом Si , наблюдается вынос Ti (3—38%), Ga (40%), V (21—71%) и Cr (19—63%). Zr выносился в трех случаях из четырех в количестве от 1,4—31% от начального его содержания в породе. Содержание Ni при этом возрастало на 25 и 194%, а Cu — на 41 и 309%. Объемный вес каменистых бокситов меняется при процессах природного обесцвечивания в среднем от 2,26 в свежих до 1,85 в измененных разностях.

Если подсчитать в целом, то при процессе обеления из породы выносилось 100—426 мг/см^3 вещества (без учета щелочей, щелочных земель и т. д.).

Теперь рассмотрим, как меняется химический состав каменистых бокситов при процессах их вторичной минерализации.

Как видно из табл. 1 (обр. 6), уже на начальной стадии изменения, когда каменистый свежий боксит с блестящей поверхностью излома становится местами матовым, тусклым, но не меняет существенно своего цвета, пересчет на содержание в единице объема показывает, что в породе привнесено 13,06 мг/см^3 Si , что составляет 34% от исходного содержания кремния в участке свежего боксита, а содержание Fe^{2+} возрастает на 16,9 мг/см^3 . Одновременно снижалось количество Fe^{3+} на 15,34 мг/см^3 (6%) и довольно заметно выносился Al —167,85 мг/см^3 (27%) и Ti —3,28 мг/см^3 (15%). В целом из породы выносилось около 155 мг/см^3 , объемный вес боксита снижался с 2,30 до 1,78.

В каменистых бокситах, превращенных в более светлые и рыхлые сухаристые разности с вкрапленностью и прожилками вторичных минералов — сидерита, хлорита, реже пирита, отмечается вынос 36—55% Fe^{3+} , 27—43% Al на фоне увеличения количества Si до 90—220% к начальному содержанию его в неизменной породе (см. табл. 1, образцы

Распределение главных элементов в свежих и вторично измененных каменных бокситах

№ обр.	Боксит	Объемный вес	Al				Fe ³⁺				Fe ²⁺				Si				Ti				
			вес. %	г/см ³	абсолютная разность	вынос, %	вес. %	г/см ³	абсолютная разность	вынос, %	вес. %	г/см ³	абсолютная разность	привнос, %	вес. %	г/см ³	абсолютная разность	привнос, %	вес. %	г/см ³	абсолютная разность	вынос, %	
1	Красный	2,27	24,08	546,61		12,84	291,47			0,55	12,48			0,95	21,56					1,74	39,49		
		1,92	28,37	544,70	-1,91	0,3	1,47	28,22	-263,25	90	0,11	2,11	-10,37	12	1,19	22,84	+1,28	5,9	1,25	24,00	-15,49	39	
2	Красный	2,29	24,31	556,69		12,82	293,57			0,51	11,68			1,80	41,22					1,95	44,65		
		1,91	26,97	515,13	-41,56	7,4	2,50	47,75	-245,82	83	0,13	2,48	-9,20	78	2,59	49,46	+8,24	20	1,43	27,31	-17,34	38	
3	Красный	2,28	23,85	543,78		15,48	352,94			0,55	12,54			0,96	21,88					1,57	35,79		
		1,91	22,59	431,46	-112,32	20	0,49	9,35	-343,59	97	0,14	2,67	-9,87	78	10,03	191,57	+169,69	775	1,43	27,31	-8,48	23	
4	Красный	1,85	21,55	398,67		10,92	202,02			—	—			5,34	98,79					1,22	22,57		
		1,63	16,86	274,82	-123,85	31	3,36	54,76	-147,26	72	—	—	—	15,19	247,59	+148,80	150	1,08	17,60	-4,97	22		
5	Красный	2,61	23,54	614,39		15,24	397,76			—	—			1,82	47,50					1,23	32,10		
		1,91	22,62	432,04	-182,35	29	2,77	52,90	-344,86	86	—	—	—	7,81	149,17	+101,67	214	1,63	31,13	-0,97	3		
6	Свежий	2,30	26,15	601,45		10,72	246,56			0,31	7,13			1,63	37,49					0,92	21,16		
		1,78	24,36	433,60	-167,85	27	12,99	231,99	-14,57	6	1,35	24,03	+16,90	237	2,84	50,55	+13,06	34	0,96	17,88	-3,28	15	
7	Свежий	1,85	21,55	398,67		10,92	202,02			—	—			5,34	98,79					1,22	22,57		
		1,50	15,05	225,75	-172,92	43	5,93	88,95	-113,07	55	—	—	—	13,43	201,45	+102,66	103	0,86	12,90	-9,67	42		
8	Свежий	2,32	23,03	534,29		17,57	407,62			—	—			1,71	39,67					1,49	34,56		
		1,75	22,24	389,20	-145,09	27	14,76	258,30	-149,32	36	—	—	—	4,32	75,60	+35,93	90	0,92	16,10	-18,46	53		
9	Свежий	2,63	24,80	652,24		17,18	451,83			—	—			0,58	15,25					2,00	52,60		
		2,08	22,09	459,41	-192,83	29	13,46	279,97	-171,86	38	—	—	—	2,35	48,88	+33,63	220	1,66	34,52	-18,08	34		
10	Свежий	2,48	24,34	603,63		13,19	327,11			1,31	32,48			1,98	49,10					1,77	43,89		
		1,90	18,31	347,89	-255,74	42	4,28	81,32	-245,79	75	9,98	189,62	+157,14	483	4,34	82,46	+33,36	67	1,23	23,37	-20,52	46	
11	Сидеритизированный	2,42	23,48	568,21		15,24	368,80			0,77	18,63			1,83	44,28					1,32	31,94		
		1,89	22,86	432,05	-136,16	23	2,07	39,12	-329,68	89	4,03	94,80	+76,17	408	6,98	131,92	+87,64	197	1,18	22,30	-9,64	30	
12	Свежий	2,46	24,46	601,71		9,97	245,26			3,37	82,90			1,70	41,82					1,32	32,47		
		1,85	20,95	387,57	-214,14	35	2,53	46,80	-198,46	80	7,18	132,83	+49,93	60	9,08	167,98	+126,16	301	0,94	17,39	-15,08	46	

Примечание Образцы 1—3, 6, 8—12 из Краснооктябрьского месторождения; образцы 4, 5, 7 из Кужуккульского месторождения; образцы 1—5 иллюстрируют процессы природного обезжелезивания; образцы 6—12 иллюстрируют процессы вторичной минерализации. Пустые клетки в табл. означают «не опр.»

7—9). При этом Ti ведет себя, как Fe^{3+} и Al, т. е. выносится на 34—53%, содержание Zr убывает на 39—52%, Ga — на 42%. К сожалению, выводы о поведении малых элементов базируются на единичных анализах (см. табл. 2, образцы 7—9).

В целом при процессе разрыхления и частичного осветления каменистого боксита, сопровождающегося появлением незначительного количества вторичных сидерита, хлорита и пирита, из единицы объема (1 см^3) выносилось 184—350 мг вещества. Объемный вес уменьшался в среднем от 2,27 до 1,86.

И, наконец, в тех измененных каменистых бокситах, в которых содержание Fe^{2+} (в составе сидерита и шамозита) достигает 4—10%, отмечается уменьшение содержания Fe^{3+} на 75—89%, вынос 23—42% Al, при увеличении содержания Si на 67—301% и Fe^{2+} на 60—483% к исходному их содержанию в неизмененных красных бокситах (см. табл. 1, образцы 10—12).

При этом не все Fe^{3+} переходит в Fe^{2+} и остается в породе в виде сидерита и шамозита, часть его удаляется из породы. В сильно сидеритизированных белых измененных бокситах выносится примерно 60—100 мг/см³ Fe^{3+} , а в хлоритизированном голубовато-зеленоватом боксите — до 164 мг/см³; Ti при этом ведет себя, как и в предыдущих случаях, он выносится на 30—46% от его начального содержания (см. табл. 1, образцы 10—12). Для сильно сидеритизированного каменистого белого боксита характерны также вынос V и Cr и увеличение содержания Ni и Cu (см. табл. 2, обр. 10).

Общий вынос из породы — 250—332 мг/см³. Объемный вес падает от 2,42—2,48 до 1,85—1,90.

Подобная закономерность в поведении V и Cr наблюдается и при изучении цемента каменистого боксита: свежего, шамозитизированного и сидеритизированного (табл. 3). Содержание V убывает от 66 до 24 г/т, Cr — от 13 до 6 г/т. Содержание Ga несколько возрастает — от 35 до 50 г/т. Содержание Zr при сидеритизации практически не меняется. Эти данные не учитывают изменения объемного веса породы.

Для вновь возникающих в бокситах минералов — сидерита, шамозита и пирита — характерны более низкие содержания малых элементов, чем те, которые наблюдаются во «вмещающих» их бокситах (табл. 4).

Таким образом, пересчет данных химических анализов на содержание элементов в единице объема свежих и измененных бокситов обнаруживает, что при процессах вторичного изменения каменистых бокситов происходят значительные перемещения слагающих их компонентов. Наряду с Fe^{3+} убывает от 7 до 43% Al и привносится значительное количество Si, который идет на построение каолинита и шамозита за счет гиббсита, т. е. происходит частичная ресиликация бокситов, ухудшение их качества под действием растворов, приносивших SiO_2 и обладавших способностью выносить Al^{3+} , Fe^{3+} , Fe^{2+} и другие элементы.

Одновременный вынос Al^{3+} , Fe^{3+} и Fe^{2+} мог происходить только в кислой среде при pH 2,2 для концентраций 0,01 M или при pH 3,5 для более низких концентраций (10^{-5} M) (Pedro, 1964).

Конечно, можно допустить, что такие условия могли локально создаваться в местах скопления органических растительных остатков, что способствовало обесцвечиванию исходного материала в данном участке и формированию каолинита.

Возникающий при вторичной минерализации парагенез минералов — сидерита, хлорита и пирита — свидетельствует о восстановительном характере действовавших на бокситы растворов. Очевидно, грунтовые воды при окислении органического вещества надбокситовых углистых пород теряли свой кислород и приобрели восстановительную реакцию, способствуя восстановлению окисного железа бокситов в закисное. В восстановительных условиях одновременный вынос Al и Fe для concentra-

Распределение малых элементов в све

№ обр.	Zr				Ga				V		
	г/т	мг/см ³	абсолютная разность	вынос, прив- нос, %	г/т	мг/см ³	абсолютная разность	вынос, прив- нос, %	г/т	мг/см ³	абсолютная разность
1	340	0,772			42	0,095			370	0,839	
	370	0,710	—0,062	7,7	80	0,153	+0,058	63	250	0,480	—0,359
2	240	0,549							438	1,003	
	407	0,777	+0,228	41					443	0,789	—0,214
3	340	0,775			42	0,095			370	0,843	
	400	0,764	—0,011	1,4	30	0,057	—0,038	40	125	0,238	—0,605
4	252	0,462									
	230	0,390	—0,072	15							
5	266	0,694									
	237	0,452	—0,242	34							
7	250	0,462									
	148	0,222	—0,240	52							
9	533	1,401			53	0,132					
	407	0,846	—0,555	39	40	0,083	—0,049	37			
10									280	0,694	
									200	0,380	—0,314

ций 0,01 М мог происходить уже при pH 4, а для более низких концентраций — при pH 6,5 (Charlot, 1957; Pedro, 1964).

В тех случаях, когда происходило обеление каменистого боксита, не сопровождавшееся выносом Al и привносом кремнезема, можно предположить, что этот процесс шел в восстановительной среде под действием вод, насыщенных CO₂, при pH 4—7,7, когда Al находится в нерастворимой гидроокисной форме, а Fe в виде Fe²⁺ еще растворимо (для

Таблица 3

Содержание малых элементов в цементе свежих и измененных каменистых бокситов Краснооктябрьского месторождения, г/т

Образцы	Ga	Zr	V	Cr
Цемент свежего красного каменистого боксита	35	340	66	13
Цемент голубовато-зеленоватого шамозитизированного каменистого боксита	40	67	62	7
Цемент белого сидеритизированного каменистого боксита	50	363	24	6

концентраций 0,01 М) и может выноситься в форме карбонатов (Charlot, 1957). В инертной среде воды, обогащенные CO₂ (pH 4—4,5), обуславливали «промежуточное» поведение Fe, которое частично выносилось в виде Fe²⁺, частично оставалось на месте в виде Fe³⁺ (Pedro, 1964).

Этот случай наблюдается при обелении бокситов, не сопровождающемся генерацией минералов восстановительного характера. Воды, изменявшие бокситы, обогащались CO₂ за счет разложения органического вещества отдельных прослоев, сейчас представляющих собой каолинитовые и глиноземисто-каолинитовые углистые породы. Этому предположению несколько противоречит поведение малых элементов, так как

ЖИХ и измененных каменных бокситах

Cr					Ni				Cu			
вынос, %	г/т	мг/см³	абсолютная разность	вынос, %	г/т	мг/см³	абсолютная разность	вынос, прив- нос, %	г/т	мг/см³	абсолютная разность	прив- нос, %
42	59 27	0,133 0,051	—0,082	61	12 12	0,027 0,023	—0,004	14	5 6	0,011 0,011	0	0
21	141 136	0,322 0,259	—0,063	19	8 28	0,018 0,053	+0,035	194	17 29	0,039 0,055	+0,016	41
71	59 26	0,134 0,049	—0,085	63	12 18	0,027 0,034	+0,007	25	5 24	0,011 0,045	+0,034	309
45	58 49	0,143 0,093	—0,050	34	5 16	0,012 0,030	+0,018	150	5 15	0,012 0,028	+0,016	133

Примечание. Номера образцов соответствуют номерам табл. 1. Пустые клетки в табл. означают «не опр.».

при воздействии вод с CO_2 должны, казалось бы, выноситься в виде карбонатов вместе с Fe^{2+} такие элементы, как Cu и Ni, и накапливаться Ti, Zr, Ga, V и Cr. Как показали пересчеты, при процессах изменения, наряду с Fe^{3+} и Al^{3+} , как правило, выносился Ti, Zr, V, Cr, а содержание Ni и Cu главным образом увеличивалось. Возможно, перенос малых элементов мог происходить в виде их металлоорганических соединений. Как нам кажется, для каких-то окончательных выводов о поведении малых элементов при процессах изменения бокситов приведенных данных недостаточно.

Таблица 4

Среднее содержание малых элементов во вторичных минералах каменных бокситов Краснооктябрьского месторождения, г/т

Минерал	Ga	Zr	V	Cr	Ni	Cu
Сидерит (3 образца)	5	38	70	12	5	5
Шамозит (1 образец)	30	60	210	10	6	5
Пирит (2 образца)	27	37	59	5	26	5

Важно подчеркнуть, что вторичные процессы, каков бы ни был их характер, приводят в результате к значительным изменениям химического и литологического состава бокситов. А это означает, что нельзя не учитывать влияния вторичных процессов, приступая к изучению бокситовых месторождений. В этом случае необходимо оценить изменения в первичных бокситах качественно и количественно, т. е. установить, как ведут себя главные и второстепенные химические компоненты бокситов, какие они претерпевают перемещения, что привносится в бокситовую породу извне на поздних стадиях ее существования в эпигенезе или гипергенезе, как при этом меняется первоначальный литологический облик бокситовых пород.

Это важно с двух точек зрения. Во-первых, вторичные процессы были одной из причин, которые обусловили неравномерное распределение главных химических компонентов — Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , в настоящее время наблюдаемое в бокситовых месторождениях. С этим фактом часто приходится сталкиваться при добыче бокситов. Следовательно, при качественной оценке отдельных залежей и всего месторождения в целом с самого начала надо учитывать характер и закономерности распространения вторичных изменений бокситов. Кроме того, следует знать, как эти более поздние процессы сказались на литологическом составе бокситов. Тогда при выделении литологических типов (рыхлых, глинистых, каменистых и т. д.) можно будет учесть, какие из них первичные, какие возникли позднее за счет этих первичных. Знание таких деталей тоже может оказать определенную помощь при оценке месторождения.

Во-вторых, знать характер вторичных изменений бокситов необходимо при проведении минералого-геохимических исследований бокситов. Без этого совершенно невозможно подобрать каменный материал, на основе изучения которого можно было бы достоверно установить закономерности распределения химических элементов в бокситах при процессах их образования и, что особенно важно, решить общие вопросы генезиса месторождения. Для таких исследований необходимо опираться на образцы заведомо первичных бокситов и бокситовых пород, не затронутых более поздними процессами изменения. В противном случае картина распределения химических элементов не будет отражать истинный процесс бокситообразования, а полученные величины содержаний, единичные и средние, будут неприменимы для генетических выводов и построений.

ЛИТЕРАТУРА

- Бенеславский С. И. Минералогия осадочных бокситов.— В сб.: Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Булгакова А. П. Наложенная гипергенная минерализация в богатых железных рудах Лебединского месторождения КМА.— В сб.: Кора выветривания, вып. 8. «Наука», 1967.
- Бушинский Г. И. Случай природного обеднения бокситов. *Travaux Com. intern. pour l'étude bauxites, oxydes, hydroxydes d'aluminium*, No. 5, 1968. Zagreb. Acad. Yougosl. Sci.
- Кротов Б. П. К вопросу о генезисе нижнемеловых месторождений на Урале.— В сб.: Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Кротов Б. П., Столярова Т. И. Соколовское месторождение бобовых железистых бокситов в Каменском районе Челябинской области и его генезис.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1942, № 4.
- Куземкина Е. Н. О некоторых вторичных процессах в мезозойских бокситах Северо-Западного Тургая.— В сб.: Кора выветривания, М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Лисицына Н. А., Пастухова М. В. Вторичная минерализация в бокситовой толще и кора выветривания тургайских и северо-казахстанских бокситов.— Геология рудных месторождений, 1961, № 1.
- Лисицына Н. А., Пастухова М. В. Структурные типы мезокайнозойских бокситов Казахстана и Западной Сибири. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Лисицына Н. А., Лубченко И. Ю. Некоторые данные о влиянии вторичной минерализации на распределение элементов в коре выветривания основных пород.— Литол. и полезн. ископ., 1966, № 6.
- Спирин С. Л., Пасова Ф. Г. Закономерности размещения и литологический состав бокситоносных отложений в юго-западной части Чулымо-Енисейской впадины.— В сб.: Минеральное сырье, вып. 1. М., 1960.
- Шарова А. К., Гладковский А. К. Минеральный состав, происхождение и изменение нижнемеловых бокситов восточного склона Урала и Тургайской равнины.— В сб.: Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Charlot G. L'analyse qualitative et les réactions en solution. Masson, Paris, 365 p., 1957.
- Pedro G. Contribution a l'étude expérimentale de l'altération géochimique des roches cristallines. Thés, Paris, 1964.

УДК 552.45 (470.22)

ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ СЕГОЗЕРСКИХ КВАРЦИТО-ПЕСЧАНИКОВ (КАРЕЛИЯ)

И. М. СИМАНОВИЧ

В преобразовании сегозерских кварцито-песчаников выделяется ряд стадий — от начального эпигенеза до регионального метаморфизма. Эпигенетические преобразования устанавливаются по наличию структур растворения под давлением и развитию регенерации кварца. Метагенез распознается по пластической деформации кварца и искажению структур дифференциального скольжения. Различаются два типа процессов метаморфизма: региональный и динамотермальный. В породах, преобразованных процессами регионального метаморфизма, развиты рекристаллизационные бластические структуры. В кварцито-песчаниках с базальным серицит-мусковитовым цементом псаммитовая структура полностью сохранилась. Для динамотермального метаморфизма характерны сланцеватость и рекристаллизационно-грануляционный бластез. Самым существенным проявлением стадии метаморфизма является метаморфизм обломочного кварца. Метаморфизм соответствует высокотемпературной субфации фации зеленых сланцев.

Наиболее полные сведения о постседиментационном преобразовании древних (рифейских) терригенных пород платформенного осадочного чехла содержатся в работах А. В. Копелиовича (1965) и В. Д. Шутова (1962). Для познания глубоких стадий преобразования осадочных пород представлялось весьма интересным исследовать постседиментационное изменение дорифейских образований осадочного чехла на Русской платформе, доступных наблюдению в пределах Балтийского щита. А. В. Копелиович и автор (Копелиович, Симанович, 1962; Симанович, 1966) изучили среднепротерозойские кварцито-песчаники Прионежья (петрозаводская и шокшинская свиты). Было установлено глубокое эпигенетическое преобразование прионежских кварцито-песчаников, осложненное последующей стадией начального метаморфизма (метагенеза), который привел к преобразованию структур пород, сформированных в стадию глубинного эпигенеза, а также к формированию серицита, пиррофиллита, гематита, рутила и других минералов.

Настоящая работа — продолжение цикла исследований постседиментационного преобразования терригенных осадков древнейших платформ. По современным представлениям, ятулийские отложения (и их аналоги), в состав которых входят кварцито-песчаники сегозерской серии, — самые древние формации осадочного чехла Русской платформы (Новикова, 1965). Естественно поэтому ожидать наиболее глубокого для пород платформенного чехла постседиментационного преобразования этих толщ. Изучение специфики преобразования древнейших терригенных платформенных отложений должно иметь большое значение для развития теории стадийального анализа и познания особенностей формирования докембрийских платформенных структур.

Стратиграфия и литология ятулийских образований наиболее детально освещены в работах В. А. Соколова (1966), который выделяет три

формационных типа ятулийских отложений: Койкарско-Медвежьегорский (маломощные озерные и аллювиальные терригенные отложения, основные эффузивы и карбонаты), Сегозерский (гравелистые и песчанистые осадки бассейнового типа с прослоями кварцевых конгломератов и глинистых сланцев, основные эффузивы) и Онежский (карбонатные и шунгитсодержащие породы, вулканогенные и терригенные породы в подчиненном количестве).

В составе Сегозерского типа выделяются ниже-, средне- и верхне-ятулийские отложения. В районе Сегозера нижнеятулийские отложения представлены циклично построенными преимущественно кварцевыми песчаными и гравелистыми отложениями, в которых наблюдается переменное содержание полевых шпатов и слюдистого (глинистого) цемента. Нижнеятулийские отложения залегают непосредственно на коре выветривания кристаллических пород фундамента; верхняя граница нижнего ятулия в районе Сегозера маркируется покровами основных вулканитов. Средний ятулий также представлен преимущественно кварцевыми песчано-гравелистыми отложениями с кварцевыми конгломератами и гравелитами в основании. Отложения среднего ятулия Сегозерского типа согласно перекрываются покровами основных эффузивов. Верхнеятулийские отложения района Сегозера представлены конгломерато-сланцево-песчаными породами в основании и карбонатными в кровле.

Изученные образцы сегозерских кварцито-песчаников нижнего ятулия отобраны преимущественно из обнажений прибрежной полосы и островов Сегозера. Ятулийская толща в районе Сегозера складает асимметричную мульду, осложненную синклинальными структурами и разломами. В основном нами исследованы обнажения южного берега озера — относительно спокойно моноклинально залегающие отложения с углами падения $20\text{--}30^\circ$ и обнажения островов Каличьего архипелага, где отмечается система субширотных разломов.

Кварцевые песчаные породы сегозерской серии регионально метаморфизованы. Преобразования структур пород в зависимости от их локализации в зоне спокойного моноклинального залегания или же в зоне разломов существенно различны. Поэтому нами отдельно приводятся описания главнейших типов пород, метаморфизм которых может рассматриваться как региональный и динамотермальный. Последний проявлен локально, в участках развития субширотных разломов.

Эпигенез и метаморфизм кварцевых песчаных пород также контролировался содержанием серицита и мусковита, цементирующих зерна кварца и полевых шпатов. Переменное содержание полевых шпатов (0—20%) существенно не влияет на общий ход постседиментационного преобразования.

Ниже приводится описание постседиментационных преобразований по типам метаморфизма. Для каждого типа отдельно описываются кварцито-песчаники, не содержащие серицит-мусковитового цемента или содержащие его в малом количестве, а также кварцито-песчаники с базальным серицит-мусковитовым цементом.

Региональный метаморфизм. Кварцито-песчаники с базальным серицит-мусковитовым цементом. Породы сложены в основном зернами кварца (95% обломочной части) и полевого шпата (1—5%), сцементированными серицитом и мусковитом. Цемент составляет 30—60% объема пород, тип цементации базальный и порово-базальный. Кроме светлых слюд в цементе пород участками отмечаются аутигенный кварц, биотит, хлорит и кальцит. Акцессорные минералы — циркон, турмалин, пренит и анатаз.

Следует оговориться, что обломочными минералами в строгом смысле можно считать лишь циркон и полевые шпаты; кварц в процессе постседиментационного преобразования утратил типоморфные признаки терригенного минерала (за исключением размеров и формы), поэтому при-

менение к нему термина «обломочный» условно. Биотит, хлорит, кальцит, пренит, турмалин и аутигенный кварц — новообразованные минералы.

Обломочный кварц метаморфизован. Его метаморфизм с сохранением псаммитовой структуры пород впервые установлен нами как раз на описываемых разностях. Для доказательства метаморфизма кварца были применены статистические подсчеты частот встречаемости минеральных включений и включений минералообразующей среды в зернах кварца. Оказалось, что распределение включений в кварце сегозерских песчаных пород упорядоченное, в то время как кварц слабо преобразованных песчаных пород, как правило, отличается неупорядоченным, пестрым распределением частот встречаемости различных типов включений (Симанович, 1969). Дальнейшее изучение показало, что для диагностики метаморфизма обломочного кварца не обязательно применять статистические подсчеты. В отличие от неизмененного обломочного кварца, типоморфные особенности которого обусловлены его происхождением за счет самых различных типов кварцсодержащих кристаллических пород, метаморфизованный обломочный кварц, в частности, в описываемых породах, обладает рядом специфических черт.

1. Метаморфизованные кварцевые зерна, как правило, слабодфектны и обычно лишены мозаичного строения. Встречается только полигональная мозаичность с изометричными индивидами. В монокристаллических зернах иногда отмечается блочность линейная и неправильная, а также волнистое угасание (Симанович, 1968).

2. Содержание включений минералообразующей среды в зернах кварца обычно невелико. Зерна кварца с высокой и очень высокой насыщенностью включениями минералообразующей среды, отмечающиеся практически в любой кварцевой песчаной породе, отсутствуют. Почти не встречаются очень характерные для терригенного кварца цепочки газожидких включений. Часто присутствуют ограненные газожидкие включения, имеющие форму отрицательного многогранника, которые крайне редко встречаются в терригенном кварце. Для сегозерских кварцито-песчаников присутствие ограненных газожидких включений служит индикатором метаморфизма кварца. Характерно, что ограненные включения минералообразующей среды отмечаются не только в «обломочном» кварце, но и в обрастающих его регенерационных каемках, что свидетельствует об одновременном метаморфизме обломочного и аутигенного кварца.

Однотипность (и, по-видимому, единый генезис) включений минералообразующей среды в кварце сегозерских кварцито-песчаников подтверждается кривой декрепитации кварца, на которой отмечается лишь один максимум в интервале 320—340°.

3. Ассоциация минеральных включений в «обломочном» кварце очень бедна. Часто встречаются рутил и мусковит, гораздо реже — циркон и апатит. По нашим данным, терригенный кварц, как правило, отличается более широким набором минеральных включений. Включения мусковита в кварце однотипны с мусковитом цемента и, вероятно, имеют метаморфогенное происхождение.

Таким образом, метаморфизм терригенного кварца привел к существенной перестройке структуры кварцевых зерен, выразившейся в значительном уменьшении их дефектности, замене «терригенной» ассоциации включений минералообразующей среды на «метаморфогенную», а также уничтожении некоторых видов минеральных включений и образовании включений мусковита.

Обломочные полевые шпаты (преобладает альбит, реже встречается микроклин) часто не обнаруживают никаких признаков постседиментационного преобразования или же частично замещаются и корродируются мусковитом, биотитом, аутигенным кварцем и кальцитом. Иногда эти

минералы (в сочетании кварц — мусковит, мусковит — кальцит) образуют полные псевдоморфозы по полевым шпатам.

Слюдистые минералы развиты в цементе пород и по полевым шпатам. Окристаллизованность и размеры слюд значительно варьируют. Полевые шпаты обычно замещаются довольно крупными (до 0,1—0,2 мм) пластинчатыми выделениями мусковита; в цементирующей массе, особенно в закрытых порах, отмечается мелкочешуйчатый серицит. Вероятно, степень окристаллизации светлых слюд определялась замещением калийсодержащих минералов (полевых шпатов и, возможно, обломочного биотита). Следовательно, в процессе метаморфизма сегозерских кварцито-песчаников К — инертный компонент. В некоторых образцах отмечены псевдоморфозы биотита по полевым шпатам. Биотит образует таблички и листочки тех же размеров, что и мусковит, имеет яркую интерференционную окраску и плеохроизм: Ng' — зеленовато-бурый; Np' — светло-желтый, почти бесцветный.

В цементирующей массе обнаружены также реликты обломочных слюд. В одних случаях они аморфизованы и замещены смесью окислов железа и титанистых минералов; в других — гидратированы (структуры типа «столбика монет») и замещены кварцем. Встречающиеся иногда выделения хлорита, имеющие вермикулитовидные формы, вероятнее всего, также развиты по обломочному биотиту. Об этом свидетельствует глубокая фестончатая коррозия зерен кварца выделениями хлорита, вероятно, связанная с резким локальным повышением щелочности при разложении биотита. Хлорит интерферирует в серых тонах, плеохроизм его: Ng' — бледно-зеленый, Np' — бесцветный.

Участками в цементе пород отмечается аутигенный кварц, чаще всего в виде регенерационных каемок, продолжающих оптическую ориентировку обломочных зерен. Однако нередко оптическая связь аутигенного кварца с обломочными зернами отсутствует, что связано, по-видимому, с его последующим метаморфизмом. В аутигенном кварце присутствуют включения минералообразующей среды (часто ограненные) и серицита. Отмечается замещение аутигенного кварца крупными листочками мусковита.

Аутигенный кварц также замещает зерна полевых шпатов, иногда до образования полных псевдоморфоз. В этом случае в кварце почти всегда отмечаются очень мелкие округлые выделения кальцита и пузырьки газа, вероятнее всего, углекислоты.

Кальцит присутствует лишь в некоторых образцах, в виде монокристаллических выделений размером 0,1—0,4 мм. Он корродирует кварц и вместе с мусковитом замещает полевые шпаты.

Из других новообразований необходимо отметить мелкие (0,05—0,1 мм), прекрасно ограненные, квадратные и прямоугольные кристаллики анатаза, а также удлиненные призматические выделения турмалина размером до 0,2—0,3 мм, плеохроирующего по схеме: Np — травяно-зеленый, Ng — светло-зеленый. Внутри призматических выделений турмалина нередко отмечается более темное изометричное, округлых форм, ядро, из чего можно заключить, что кристаллизация турмалина происходила главным образом как регенерация обломочных зерен.

Иногда в цементе пород отмечаются выделения пренита. Формы пренита таблитчатые, плеохроизм отсутствует, угасание прямое, интерференционная окраска желтая и оранжевая второго порядка, удлинение отрицательное.

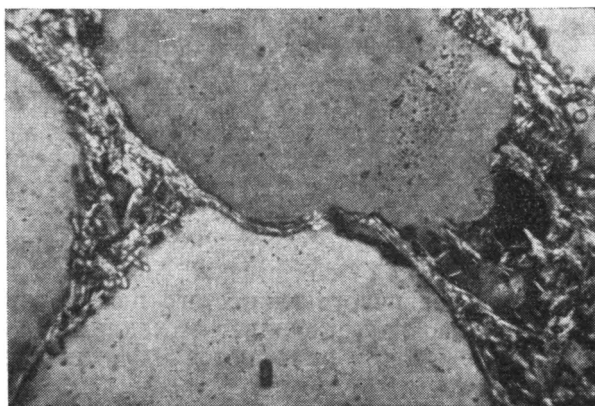
Структурные преобразования эпигенетического типа в породах проявлены сравнительно слабо. В изученных образцах с большим содержанием цемента, который, по-видимому, в этап эпигенеза был сложен глинистыми минералами и обломочными слюдами, структуры гравитационной коррозии, очень характерные для глубоко эпигенетически изменен-

ных пород этого типа, обычно отсутствуют. Реже отмечается слабое развитие конформных (фиг. 1) и микростилолитовых структур, часто осложненных и искаженных последующими метаморфогенными преобразованиями.

Метаморфогенные структурные преобразования представлены рекристаллизационным бластезом, поражающим обычно лишь периферийные части зерен кварца (Копелиович, Симанович, 1966₁). Миграция границ осуществляется через конформные и микростилолитовые сопряжения зерен кварца, что свидетельствует о дометаморфогенном формировании структур растворения под давлением (фиг. 2). Ориентированность слюд в цементе пород отсутствует.

Кварцито-песчаники среднезернистые, содержащие серицит и мусковит. К этой группе отнесены породы, сложенные в основном метаморфизованным обломочным и аутигенным кварцем (80—95%), содержащие также слюды (серицит и мусковит, 1—15%) и полевые шпаты (0—15%). Кроме того, отмечаются циркон (обломочный), биотит, хлорит, альбит, андалузит, пренит, тремолит, анатаз, рутил и сфен (новообразованные). Содержание терригенных минералов обычно очень невелико; некоторые из них отмечались лишь в единичных образцах.

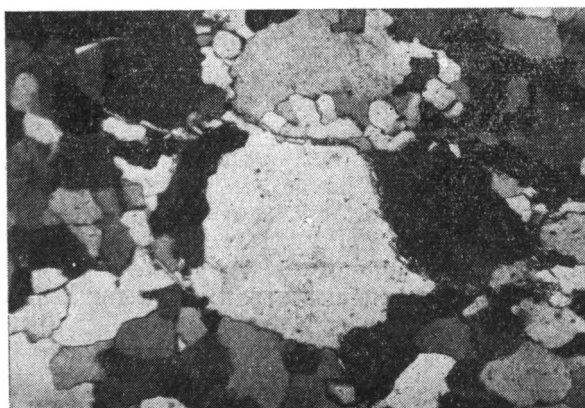
Кварц — основной структурообразующий минерал пород. Поэтому целесообразно, описывая



Фиг. 1. Конформный контакт между зернами кварца
Николи +, $\times 222$



Фиг. 2. Миграция границы через конформный контакт зерен (бластическое замещение кварца кварцем)
Николи +, $\times 222$



Фиг. 3. Полный бластез мелкопесчаной фракции раз-
нозернистого кварцито-песчаника
Николи +, $\times 40$

преобразования обломочного кварца, одновременно рассмотреть эпигенетическое и метагенетическое преобразование структур пород.

В эпигенетическую стадию происходило формирование структур растворения под давлением (конформных, реже — микростиллолитовых) и образование аутигенного кварца, регенерирующего обломочные зерна. Необходимо отметить весьма слабое развитие структур растворения под давлением и значительную их искаженность рекристаллизационным бластезом. В стадию метагенеза аутигенный кварц метаморфизовался одновременно с обломочным.

Метаморфизм обломочного и аутигенного кварца сильно варьирует в зависимости от содержания серицита и мусковита, сформировавшихся за счет первичного глинистого цемента пород. Так, в равнозернистых, среднезернистых кварцито-песчаниках, почти не содержащих в своем составе слюд, отмечаются следующие признаки метаморфизма кварца.

1. Наличие ограненных газово-жидких включений, частота встречаемости которых явно ниже, чем в кварце кварцито-песчаников с базальным цементом.
2. Узкий набор минеральных включений. В основном присутствует игольчатый рутил, реже встречаются циркон и апатит.
3. Редкая встречаемость изометрично-полигональной мозаичности и полное отсутствие других видов мозаичности.
4. Переход цепочек и зон включений минералообразующей среды из одних «обломочных» зерен в другие, а также из «обломочных» зерен в аутигенный кварц.

В то же время в зернах кварца отчетливо проявлена блочность, которая, вероятно, ведет себя как консервативный элемент внутренней структуры кварца. Наблюдается также неравномерная насыщенность зерен кварца включениями минералообразующей среды, что, по-видимому, свидетельствует о неполном уничтожении жидких и газово-жидких включений обломочного кварца.

С увеличением содержания слюдистых минералов в цементе пород метаморфизованность обломочного кварца заметно возрастает и достигает максимального развития в описанных выше разностях с базальным цементом. Следовательно, причина заметно меньшего метаморфизма кварца в породах с малым содержанием слюдистого цемента — их незначительная пористость и проницаемость, что связано с дометаморфогенным (эпигенетическим) формированием конформно-регенерационных структур. Вероятно, при метаморфизме обломочного кварца взаимодействие его с поровыми растворами играло первостепенную роль.

Для метаморфогенного преобразования структур пород характерна обратная зависимость: чем меньше серицита и мусковита в породах, тем интенсивнее проходит рекристаллизационный бластез и полнее уничтожаются первичные (седиментационные) структуры.

Основным элементом метаморфогенного рекристаллизационного бластеза кварцевых песчаных пород, как уже указывалось, является диффузионное перемещение границ кварцевых индивидов. Часто наблюдается лишь незначительный переход оптической ориентировки из одного кварцевого зерна в другое (мы будем называть это явление «бластическим замещением»). Иногда же взаимное бластическое замещение обломочных кварцевых зерен проходит настолько полно, что обломочная структура пород совершенно исчезает и кварцевые индивиды контактируют друг с другом лишь по новообразованным бластическим сопряжениям. Такой полный бластез наблюдался для мелкопесчаной фракции некоторых разномзернистых разновидностей (фиг. 3). Примечательно, что крупные кварцевые зерна в основном сохраняют при этом свои обломочные контуры и как бы цементируются бластическим агрегатом кварца.

Даже незначительное присутствие серицита и мусковита в интерстициях между зернами кварца резко тормозит бластическое замещение. Следовательно, присутствие первичного глинистого цемента в породах консервирует их обломочные структуры. В породах, содержащих светлые слюды в количестве 5—15%, обычно характерно преимущественное сохранение обломочных контуров кварцевых зерен, осложненных рекристаллизационным бластезом лишь в периферических частях.

Миграция границ индивидов особенно интенсивно и в широких масштабах происходит в аутигенном кварце, что, вероятно, связано с его очищенностью от разнообразных включений, а также, возможно, с иным распределением дислокаций в кристаллической решетке. Часто наблюдается аутигенный кварц, оптически не связанный ни с одним из соседних метаморфизованных обломочных зерен кварца. Это явление объясняется распространением оптической ориентировки какого-либо обломочного зерна посредством бластического замещения на значительные участки аутигенного кварца, иногда даже локализованные в поры, не соприкасающиеся (в плоскости шлифа) с данным зерном.

Наблюдалось следующее соотношение: два «обломочных» зерна кварца имеют совершенно одинаковую оптическую ориентировку и общую регенерационную кайму, также соответствующую им по оптической ориентировке.

Такое явление можно объяснить лишь миграцией границ от одного из обломочных зерен через аутигенный кварц с полным бластическим замещением регенерационных каемок и соседнего «обломочного» зерна.

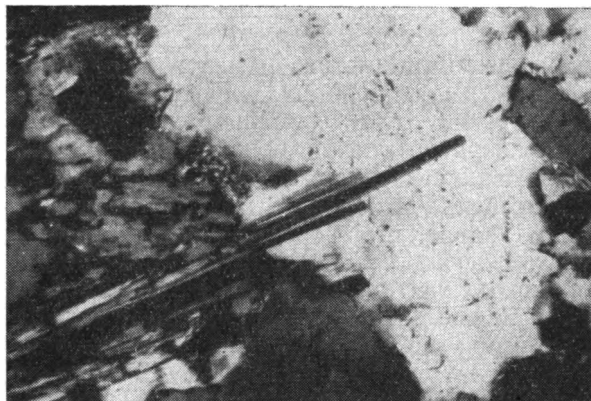
В кварцевых зернах некоторых образцов отмечаются проявления пластической деформации — полосы Бема, реже — пояса деформации (Симанович, 1968). Отсутствие четко выраженного пластинкования свидетельствует о последующем метаморфизме пластически деформированного кварца. Наблюдалось уничтожение полосок Бема мигрирующей от соседнего зерна границей, что является прямым доказательством формирования структур пластической деформации до этапа метаморфизма.

Полевые шпаты обычно представлены полисинтетически сдвоенным альбитом и решетчатым микроклином примерно в равных соотношениях или с некоторым преобладанием того или другого минерала. В некоторых образцах полевые шпаты частично или полностью замещены кварцем.

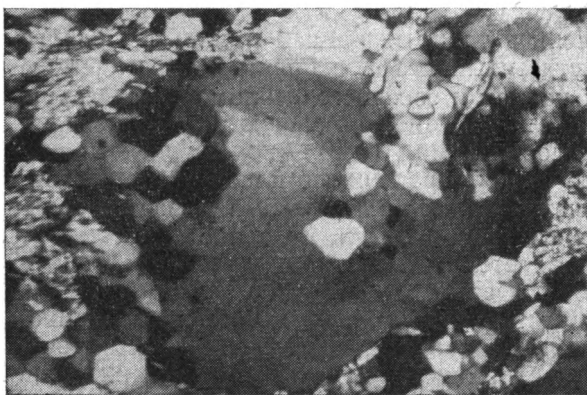
Обычно устанавливается одинаковая оптическая ориентировка кварца, замещающего зерно полевого шпата, и кварца, регенерирующего соседнее обломочное зерно, что свидетельствует об окварцевании полевых шпатов в стадию глубинного эпигенеза. Иногда полевые шпаты частично замещаются и корродируются мусковитом. Чаще же всего они полностью сохраняют свою внутреннюю структуру, а также контуры обломочных зерен. Таким образом, полевые шпаты, подверженные различным метасоматическим преобразованиям в стадию глубинного эпигенеза, обнаруживают поразительную устойчивость в процессах регионального метаморфизма, отличающихся достаточно высокой термальностью.

В некоторых случаях удается наблюдать непосредственные взаимные контакты зерен полевых шпатов. Явление миграции границ из одного зерна в другое отсутствует. Таким образом, в стадии метаморфизма наряду с цирконом полевые шпаты являются наиболее консервативными обломочными компонентами пород.

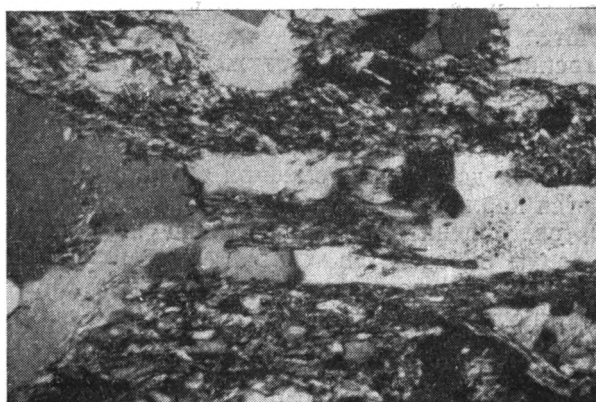
В одном образце наблюдалась альбитизация полевых шпатов. Формы проявления альбитизации микроклина разнообразны. Чаще всего отмечается «сетчатая» альбитизация, соответствующая ячейкам микроклиновой двойниковой решетки. В зернах со слабо выраженным двойникованием присутствуют веретенообразные выделения альбита, практически неотличимые от пертитовых вростков. Постседиментогенное происхождение этих «пертитовых» вростков устанавливается по серии посте-



Фиг. 4. Призматические кристаллы тремолита
Николи +, $\times 100$



Фиг. 5. Грануляция «обломочного» кварца
Николи +, $\times 100$



Фиг. 6. Направленная регенерация «обломочного» кварца (слева) и лентообразные кварцевые образования, ориентированные по сланцеватости
Николи +, $\times 100$

пленных переходов от отдельных разобщенных выделений альбита в обломочных зернах до почти полного замещения микроклина альбитом. Альбит обломочный также замещается новообразованным альбитом, лишенным двойникового строения или же с очень слабо проявленным двойникованием. Реликты обломочного альбита с четкими двойниками при этом выглядят в виде островов в массе новообразованного альбита. На границе новообразованного и обломочного альбита полоска Бекке обычно отсутствует, реже наблюдается несколько более высокий показатель преломления обломочного альбита.

Серицит, мусковит, биотит и хлорит по своим константам и положению в структурах пород мало отличаются от тех же минералов в описанных выше кварцито-песчаниках с базальным цементом. Следует только отметить участие мусковита в формировании структур типа дифференционного скольжения: в ряде случаев кварцевые зерна преобразованы рекристаллизационно-грануляционным бластезом, поражающим периферийные части зерен, а мусковит ориентированно располагается между зернами кварца, как бы утыкаясь в них.

Пренит в описываемых породах иногда встречается в довольно обильном количестве (до 1—3%). Для него характерны хорошо окристаллизованные призматические формы выделений с четко выраженной поперечной спайностью. Размер кристал-

лов пренита 0,005—0,2 мм (в длину). Удлинение положительное, но знак зоны спайности отрицательный.

Андалузит присутствует (в единичных образцах) в виде неправильных образований размером 0,2—0,5 мм и хорошо ограненных, иногда ромбических выделений размером 0,1—0,2 мм. Минерал переполнен мельчайшими включениями лейкоксена и анатаза, приуроченными преимущественно к ядрам его выделений. Двупреломление андалузита низкое, угасание прямое, удлинение отрицательное. Бесцветен. Показатель преломления: $Ng' > 1,634 > Np'$ — свидетельствует о маложелезистом составе андалузита.

Анализ и сфен обычно находятся в тесном сростании, но иногда эти агрегаты дифференцированы, и в их центральных частях отчетливо наблюдается сфен, интерферирующий в перламутровых тонах, с высоким показателем преломления, а периферические части выделений сложены очень мелкими ясно различимыми кристалликами анатаза.

Тремолит (встречается редко) образует сноповидные агрегаты сильно удлиненных кристаллов. Размер некоторых его выделений 1—3 мм (в длину). Благодаря исключительной кристаллизационной силе он развивается по любым минералам породы и независимо от ее структуры (фиг. 4). Интерференционная окраска минерала оранжевая второго порядка, удлинение положительное, угасание $c: Ng-11-17^\circ$.

Динамотермальный метаморфизм. Кварцито-песчаники средне-крупнозернистые. Структурная ткань пород имеет следующий облик. Относительно крупные (0,3—0,5 мм, реже 0,5—1 мм) кварцевые зерна, обычно удлиненные, иногда изометричные, как бы цементируются сравнительно мелкозернистым (размер индивидов, 0,05—0,2 мм) агрегатом, состоящим из полигональных выделений кварца (гранулированный кварц). В интерстициях между обломочными зернами, а также в гранулированном кварце присутствует мусковит, составляющий 0—10% объема пород.

В структуре пород отмечается рассланцованность, выраженная в разных образцах в различной степени. Рассланцованность проявляется в удлиненности обломочных зерен и ориентированности листочков мусковита. В некоторых образцах отмечаются реликты регенерационных кварцевых каемок.

Агрегаты гранулированного кварца сформировались за счет грануляции метаморфогенного обломочного и в меньшей степени аутигенного кварца. В породах наблюдаются все стадии грануляции «обломочного» кварца — от возникновения единичного мелкого индивида, имеющего иную по сравнению с обломочным зерном оптическую ориентировку, до полного замещения обломочного зерна агрегатом гранулированного кварца (фиг. 5). Реликтовые контуры гранулированных «обломочных» зерен можно наблюдать по расположению листочков мусковита, но чаще гранулированный кварц сливается в общий агрегат, как бы цементирующий не затронутые (или слабо затронутые) грануляцией «обломочные» зерна.

Метаморфизм негранулированных обломочных зерен выражается в почти полном отсутствии минеральных включений. Отмечаются включения рутила, очень редко — циркона и апатита. Включения минералообразующей среды содержатся в незначительном количестве, причем почти отсутствуют характерные для неизмененного обломочного кварца цепочки и ленты газовой-жидких включений. Кроме того, все без исключения зерна кварца, не затронутые грануляцией, характеризуются единым рисунком структурных дефектов кварца: прерывистым фронтальным волнистым угасанием в сочетании с неправильной, реже — линейной блочностью. Проявления пластической деформации отсутствуют.

Минеральные включения в кварце — циркон и апатит, — вероятно, реликтовые, сохранившиеся при метаморфизме кварца. Игольчатый рутил

явно претерпел перекристаллизацию в процессе метаморфизма кварца. Иногда иголки рутила четко располагаются по удлинению кварца и совпадают по ориентировке с направлением рассланцевания пород.

Кварцито-песчаники слюдистые рассланцованные. Преобладающие минералы пород — кварц и мусковит, причем последний слагает в разных участках 30—50% объема пород. Присутствуют также биотит, турмалин (новообразованные), полевые шпаты и циркон (обломочные).

Породы очень сильно рассланцованы. Рассланцевание четко видно по ориентированности листочков мусковита, вытянутости выделений кварца, а также по приобретению последним преобладающей оптической ориентировки. В целом структуру пород можно считать бластописаминовой — обломочные контуры относительно крупных кварцевых зерен отчетливо различимы.

Обломочный кварц метаморфизован. Отмечается очень малая дефектность зерен кварца и слабая насыщенность их включениями. Типоморфные индивидуальные особенности обломочных кварцевых зерен практически полностью уничтожены метаморфизмом.

Мелкие зерна кварца сильно удлинены по сланцеватости пород. Более крупные зерна обычно не рассланцованы, но в торцовых («теневых») по отношению к общему направлению рассланцевания пород участках зерен кварца наблюдаются «выросты» новообразованного кварца. Первоначальные контуры обломочных зерен обычно отчетливо различимы по включениям разноориентированных чешуек серицита. В направлениях рассланцевания «обломочный» кварц обрастает регенерационными каемками, продолжающими оптическую ориентировку «обломочных» ядер и унаследующими их структурные дефекты. Ширина регенерационных каемок до 0,2—0,3 мм. От регенерационной каймы часто отходят отростки новообразованного кварца в виде лент, четко ориентированных по сланцеватости пород (фиг. 6). Оптическая ориентировка этих выделений обычно не продолжает оптическую ориентировку «обломочных» зерен и регенерационных каемок. Нередко можно наблюдать, как такие удлиненные выделения четковидно соединяют мелкие обломочные зерна кварца. Такие цепочки иногда имеют протяженность до 3 мм и более.

Таким образом, роль растворов в формировании рассланцовой структуры пород несомненна. При интенсивных дифференциальных движениях в породах давление на разные участки зерен распределяется неравномерно. Наиболее высокие напряжения возникают на поверхностях зерен, расположенных вдоль направления дифференциальных движений; в торцовых же («теневых») участках образуются области пониженных давлений. Следовательно, переотложение вещества осуществляется, как и в глубинном эпигенезе, по принципу Рикке. Подобное объяснение формирования «бородатых» зерен кварца приводит Н. В. Логвиненко (1968).

Описанный процесс в общих чертах похож на растворение и переотложение кремнекислоты в глубинном эпигенезе, но и существенно отличается от него. В эпигенезе растворение кварца происходит под действием статических нагрузок, в разбираемом же процессе — под действием динамических напряжений и в условиях повышенных температур. Поэтому отсутствуют характерные для эпигенеза фестончатые и микростилолитовые структуры гравитационной коррозии. Характерны уплотненные, ориентированные формы растворения обломочных зерен и строго ориентированная по направлению сланцеватости регенерация метаморфизованных зерен кварца.

Мусковит сильно ориентирован в направлении рассланцевания, но хорошо окристаллизованные его выделения, как и выделения биотита, присутствуют лишь в «теневых» зонах, за крупными нерассланцованными зернами кварца.

Полевые шпаты изменены слабо, но также подвергаются некоторому растворению и иногда приобретают веретенообразную форму.

Таким образом, сегозерские кварцито-песчаники претерпели достаточно сложные и глубокие постседиментационные изменения. В их преобразованиях можно выделить ряд стадий и этапов — от начального эпигенеза до высокотемпературной ступени фации зеленых сланцев (таблица).

Стадии и этапы преобразования сегозерских кварцито-песчаников

Стадии и этапы		Новообразованные структуры	Изменения минералов	Минеральные новообразования
Диагенез		?	?	?
Начальный эпигенез		?	Гидратация, хлоритизация и аморфизация обломочного биотита	Хлорит
Глубинный эпигенез		Растворения под давлением, конформно-регенерационные	Растворение обломочного кварца, замещение полевых шпатов и обломочных слюд кварцем	Кварц
Метагенез		Дифференциального скольжения	Пластическая деформация кварца	Серицит
	региональный	Рекристаллизационные бластические, иногда полнобластические в мелкозернистой фракции	Метаморфизм обломочного и аутигенного кварца, биотитизация, мусковитизация и альбитизация полевых шпатов	Мусковит, биотит, турмалин, анатаз, хлорит, альбит, тремолит, апатит, пренит, андалузит, сфен, рутил
Метаморфизм	динамический	Рекристаллизационно-грануляционные бластические, дифференциального скольжения, рассланцевания	Метаморфизм обломочного и аутигенного кварца, грануляция кварца, направленное растворение кварца	Мусковит, ильменит, рутил, турмалин, хлорит, кварц

Никаких признаков самой начальной стадии изменения осадочных пород — диагенеза — не сохранилось.

Начальный эпигенез в песчаных породах обычно характеризуется преобразованием глинистого вещества цемента и изменением обломочных слюд. Реликты форм гидратизированного и аморфизованного биотита, а также развитый по биотиту хлорит в сегозерских кварцито-песчаниках можно, по-видимому, отнести к этому этапу преобразования.

Глубинный эпигенез проявлен достаточно отчетливо, но относительно слабо. В основном представлены такие проявления этого этапа, как конформные структуры растворения под давлением и сопряженный с ними регенерационный кварц. Микростилолиты встречаются очень редко, фестончатые структуры гравитационной коррозии отсутствуют. Ограниченное развитие процессов глубинного эпигенеза, вероятно, связано с относительно незначительным погружением пород ятулия под толщами более молодых осадков, а также, возможно, со сравнительно малым временем протекания этих процессов, прерванных последующими стадиями метагенеза и метаморфизма.

В постэпигенетических преобразованиях сегозерских песчаных пород различаются два этапа — метагенез и метаморфизм. Первый из них выделяется в значительной мере условно и распознается главным образом по пластической деформации кварца, затушеванной последующим его метаморфизмом, а также по искаженным в дальнейшем преобразованиях пород структурам дифференциального скольжения.

Метаморфизм — ведущий процесс преобразования сегозерских кварцито-песчаников. Структурные изменения кварцевых терригенных пород

в эту стадию особенно сложны и глубоки. В метаморфизме отмечается и наибольшее разнообразие минеральных новообразований. Как следует из описаний, преобразования структур относительно спокойно залегающих пород и пород в зоне разломов существенно различны. На основании этих различий нами выделены два типа метаморфизма: региональный и динамотермальный.

Породы, преобразованные процессами регионального метаморфизма, характеризуются развитием рекристаллизационных бластических структур. В кварцито-песчаниках с базальным серицит-мусковитовым (бывшим глинистым) цементом полностью сохраняется псаммитовая структура.

Для динамотермально преобразованных пород характерны сланцеватость, рекристаллизационно-грануляционный бластез и в разностях с базальным цементом направленные растворение и регенерация кварца. Разумеется, между этими двумя крайними типами процессов метаморфизма существуют постепенные переходы: например, в породах наряду с рекристаллизационными могут присутствовать рекристаллизационно-грануляционные бластические структуры.

Самым же существенным проявлением процессов метаморфизма, регионального и динамотермального, следует считать метаморфизм обломочного кварца. Полное преобразование минералов цемента и метаморфизм кварца, составляющего 60—95% объема пород, практически знаменуют почти полную метаморфогенную перестройку их минерального состава.

В настоящей работе постседиментационные преобразования пород рассмотрены с позиций стадийного анализа — общепринятого в современной литологии метода изучения осадочных образований. То обстоятельство, что рассматриваемые породы, несмотря на значительную сохранность седиментогенных текстур и структур, почти целиком сложены метаморфогенными минералами (преобразованными обломочными и новообразованными), позволяет применять к ним и петрологический метод парагенетического анализа.

В сегозерских кварцито-песчаниках отмечаются следующие метаморфогенные минеральные ассоциации: кварц — мусковит, кварц — мусковит — биотит, кварц — мусковит — пренит, кварц — мусковит — хлорит — кальцит, кварц — мусковит — биотит — хлорит — андалузит, кварц — мусковит — хлорит — тремолит — альбит. Особенно важен факт присутствия андалузита. Критическая температура реакции его образования (нижний предел), почти не зависящая от давления, составляет примерно 480° (Винклер, 1969).

Тремолит кристаллизуется при температуре около 450°. Таким образом, по своему метаморфизму рассматриваемые породы относятся к высокотемпературной субфации фации зеленых сланцев.

Рассматривая преобразования изученных пород в целом, мы приходим к выводу о главенствующей роли термального фактора. Статическое давление в стадию эпигенеза привело к относительно слабому развitiю структур растворения под давлением. Метагенез и метаморфизм фации зеленых сланцев следует связывать с последующей эпохой тектонической перестройки, сформировавшей современный структурный план рассматриваемых образований. С этим временем, вероятно, связан значительный прогрев осадочных толщ, причем температура достигала 450—500°.

ЛИТЕРАТУРА

- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., «Мир», 1969.
Копелиович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. — Тр. ГИН АН СССР, М., 1965, вып. 121.
Копелиович А. В., Симанович И. М. Бластические структуры в некоторых типах метаморфизованных песчаных пород. — Литол. и полезн. ископ., 1966, № 1.

- Копелиович А. В., Симанович И. М. Постседиментационные преобразования пород иотнийской формации Прионежья.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 1., 1966.
- Логвиненко Н. В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л., «Наука», 1968.
- Новикова А. С. О строении Восточно-Европейской платформы в протерозое.— Геотектоника, 1965, № 1.
- Симанович И. М. Эпигенез и начальный метаморфизм шокшинских кварцито-песчаников.— Тр. ГИН АН СССР, М., 1966, вып. 153.
- Симанович И. М. Типы и разновидности структурных дефектов обломочного кварца.— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 6.
- Симанович И. М. О метаморфизме обломочного кварца сегозерских кварцитов (Карелия).— Докл. АН СССР, 1969, т. 187, № 4.
- Соколов В. А. Вопросы геологии ятулия Карелии.— В сб.: Геология и закономерности распространения полезных ископаемых Карелии. 1966.
- Шутов В. Д. Зоны эпигенеза в терригенных отложениях платформенного чехла.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 3.

Институт геологии
Якутского филиала СО АН СССР
Якутск

Дата поступления
9.VI.1970

УДК 552.51 (571.66)

КАТАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПЕСЧАНО-ГРАВИЙНЫХ ПОРОД ВЕРХНЕГО МЕЛА РАЙОНА ПЕНЖИНСКОЙ ГУБЫ НА КАМЧАТКЕ

В. И. КОПОРУЛИН

Минеральная перестройка песчано-гравийных пород в катагенезе захватывает их исходный глинистый цемент и многие обломочные компоненты. Ход процессов минеральных преобразований зависит от условий накопления осадков, глубины их последующего погружения, состава исходного глинистого цемента, размерности обломочного материала пород и условий залегания, интенсивности и характера диагенетических процессов.

Район северной оконечности Пенжинской губы (фиг. 1) представляет собой северо-западную окраину Корякско-Камчатской геосинклинальной области. По В. Ф. Белому и др. (1964), геосинклинальное развитие этого района продолжалось до палеогена. За это время здесь накопился комплекс осадочных и в меньшем количестве вулканогенно-осадочных образований мощностью в несколько тысяч метров. Была слабая интрузивная деятельность.

Верхнемеловые отложения этого района охватывают интервал от сеномана до верхнего сенона включительно. По М. А. Пергаменту (1960), среди них выделяются маметчинская свита, пенжинский горизонт, быстринская, веселовская и пилалваямская свиты. Общая мощность этих отложений на восточном побережье Пенжинской губы 4000 м; непосредственно выше их здесь залегают палеогеновые осадки мощностью до 1400 м. На западном побережье присутствуют лишь маметчинская свита и пенжинский горизонт общей мощностью до 1000 м. Выше их с резким разрывом залегают отложения неогена мощностью в несколько сот метров. Автором были изучены маметчинская свита, пенжинский горизонт, быстринская и часть веселовской свиты восточного побережья, маметчинская свита и пенжинский горизонт западного побережья Пенжинской губы (фиг. 2).

Разрез верхнего мела представлен чередующимися слоями конгломератовых, песчано-гравийных и алевролитово-глинистых пород мощностью от нескольких десятков до первых сотен метров. Встречаются прослои туфогенных пород и пласты каменного угля. Отложения смяты в складки с углами наклона крыльев от 10—15 до 30—40°, иногда осложненные разрывами.

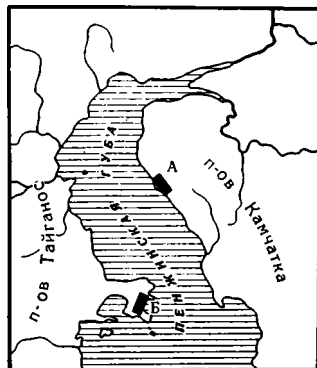
В разрезах установлены морские и континентальные отложения. Среди морских выделены фации: песчано-алевритовых осадков сравнительно удаленных от побережья частей мелкого моря; гравийно-песчаных осадков открытого подвижного прибрежного мелководья; песчаных осадков открытого мелководья; песчано-гравийных осадков приустьевой части подводной дельты; галечниковых осадков подводной дельты. Среди континентальных отложений установлены фации: гравийно-галечниковых осадков русла горных рек; гравийно-песчаных осадков русла равнинных

рек; песчано-алевритовых осадков поймы равнинных рек; песчано-алевритовых осадков открытого пресноводного озера; алевритовых осадков заболачивающегося пресноводного озера; торфяных болот (Копорулин, Вознесенский, 1969).

Алеврито-глинистые породы по составу породообразующих и акцессорных компонентов тождественны песчано-гравийным. Глинистая фракция в алевролитах и глинах представлена в основном монтмориллонитом при небольшом содержании хлорита, гидрослюда и смешанно-слоистых фаз. Изредка каолинит и хлорит преобладают среди других глинистых минералов.

Особенности катагенетических преобразований пород. Характер катагенетических преобразований пород восточного и западного побережий существенно различен. В породах западного побережья не удается уловить каких-либо отчетливых преобразований минерального состава (см. фиг. 2, б). В них в ходе катагенеза происходило, по-видимому, лишь уплотнение под действием веса лежащих выше осадков. Некоторое значение имела деформация или растворение одних обломков в зоне контакта с другими. Деформации подвергались в первую очередь обломки эффузивов, а растворению — зерна кварца и полевых шпатов.

В породах восточного побережья происходила интенсивная минеральная перестройка первичного глинистого цемента, а также коррозия и замещение некоторых обломочных компонентов. Среди новообразованных минералов широко представлены цеолиты и хлорит.



Фиг. 1. Местоположение района и отдельных разрезов
А — мыс Конгломератовый; Б — полуостров Елистратов; местоположение разрезов зачернено

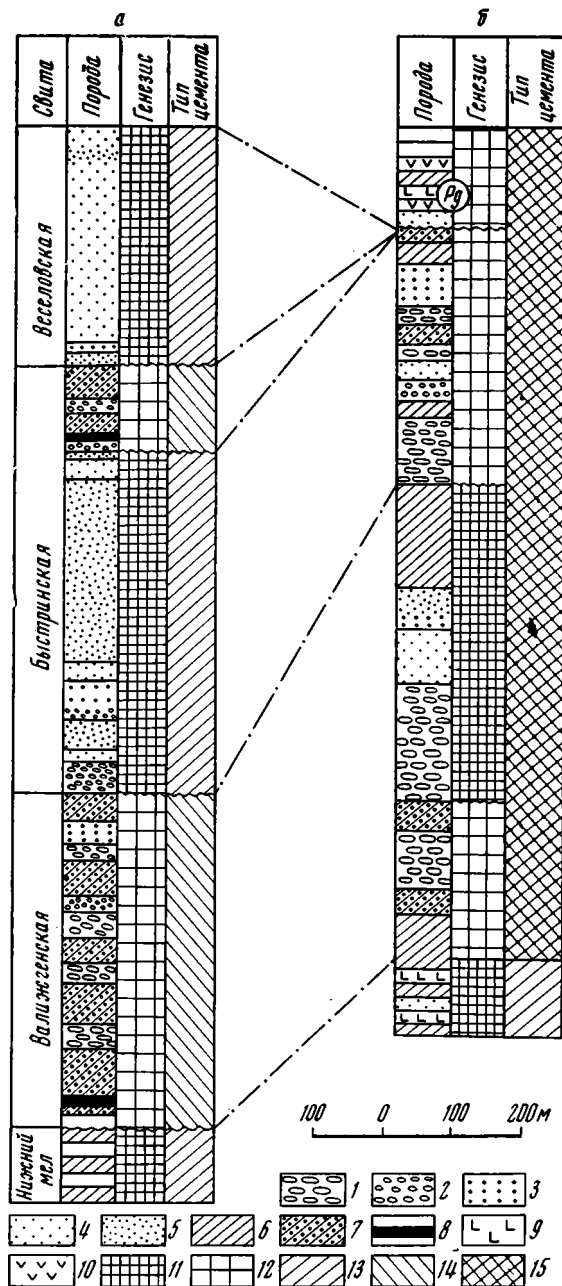
Таблица 1

Межплоскостные расстояния и интенсивности рефлексов ломонтита (леонгардита)

Северо-Западная Камчатка		Диллбург, Пенсильвания, США (Lapham, 1963)		Северо-Западная Камчатка		Диллбург, Пенсильвания, США (Lapham, 1963)	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
—	—	100	9,49	5	3,00	55	3,03
10	9,1	—	—	—	—	—	—
0,5	7,7	—	—	3	2,86	38	2,81
7	6,7	50	6,86	3	2,76	18	2,80
2	6,1	15	6,19	4	2,56	20	2,57
—	—	20	6,05	3	2,51	10	2,52
4	5,0	—	—	5	2,419	40	2,44
2	4,68	18	4,73	3	2,337	25	2,36
5	4,42	30	4,50	2	2,248	—	—
10	4,14	95	4,15	1	2,195	2	2,17
0,5	3,91	—	—	5	2,136	10	2,15
2	3,62	30	3,66	2	2,081	2	2,082
10	3,47	90	3,51	0,5	2,032	—	—
3	3,36	15	3,30	—	—	—	—
3	3,23	22	3,27	2	1,990	1	1,991
—	—	12	3,20	—	—	12	1,955
3	3,12	25	3,15	4	1,943	—	—

Кристаллы цеолита имеют $Ng_1=1,524$, $Np_1=1,513$, $Ng-Np=0,12$, $c:Ng=25^\circ$, по своим оптическим свойствам они близки к ломонтиту. По рентгенограмме (табл. 1), этот минерал близок ломонтиту (леонгардиту) из диабазов Пенсильвании, США (Lapham, 1963).

У хлорита $Nm=1,608-1,616$, двупреломление в зеленых и зеленовато-серых тонах, плеохроизм слабый в зеленых оттенках. По оптическим



Фиг. 2. Колонки верхнемеловых отложений восточного (а) и западного (б) побережий Пенжинской губы

Породы: 1 — конгломерат, 2 — гравелит, 3 — песчаник крупнозернистый, 4 — песчаник среднезернистый, 5 — песчаник мелкозернистый, 6 — алевролит, 7 — чередование алевролитов и песчаников с прослоями угля и углистых пород, 8 — каменный уголь, 9 — вулканический пепел, 10 — лавы; генезис осадков: 11 — морской, 12 — континентальный; типы цемента: 13 — преимущественно аутигенный хлоритовый, 14 — преимущественно аутигенный цеолитовый, 15 — первичный терригенный, не измененный процессами катагенеза

свойствам он наиболее близок к диабантиту. При рентгеновском изучении минерал обнаруживает типичную картину хлорита: на рентгенограммах, насыщенных глицерином образцов, фиксируется целочисленная серия базальных отражений с $d=14,2$; 7,1; 4,74; 3,54; 2,83 и т. д. (табл. 2). При прокаливании до 550° рефлекс d_{001} сжимается от 14,2 до 13,5—13,8. В составе образца присутствует небольшая примесь гидрослюда (рефлекс с $d=9,8$), кварца (рефлекс с $d=4,24$), полевых шпатов (рефлекс с $d=6,4$).

Обычно в породах встречаются совместно хлорит и цеолит; но преобладает то один, то другой. В случае резкого преобладания хлорита он выполняет практически все поры и обладает крустификационным строением, более четко проявляющимся в периферических участках пор. Непосредственно вдоль границы с обломками обычно выделяется тонкая каемочка (3—5 мк) более темного, слегка буроватого хлорита (фиг. 3, а). Нередко скопления окислов железа (фиг. 3, б) оконтуривают тонкой полоской (2—5 мк) крустификационный хлорит.

Цеолиты в породах с преобладанием аутигенного хлорита приурочены к центральным участкам пор, где образуют мелкие кристаллики или волокнистые агрегаты. В редких случаях смесь тонкоагрегатного цеолита и хлорита при заметном преобладании первого располагается в периферической части пор, в то

Межплоскостные расстояния и интенсивности рефлексов аутигенного хлорита

Насыщенный глицерином		Прокаленный при 550° С		Насыщенный глицерином		Прокаленный при 550° С	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
8	14,2	5	13,5	0,5	2,230	2	2,132
3p	9,8	3	9,9	3	2,124	1	1,983
7	7,1	—	—	2	1,821	—	—
1	6,4	—	—	4	1,813	1	1,818
2	4,74	—	—	0,5	1,780	—	—
1	4,48	0,5	4,52	0,5	1,751	—	—
4	4,24	3,5	4,22	—	1,710	—	—
2	4,03	1	4,03	1	1,668	1p	1,668
1	3,75	2	3,73	0,5	1,657	—	—
3	3,54	—	—	5	1,537	2	1,537
10	3,34	10	3,34	2	1,449	—	—
6	3,20	7	3,20	1	1,453	—	—
1	3,01	1	2,95	1	1,421	—	—
2	2,93	—	—	4	1,374	—	—
3	2,83	—	—	—	—	—	—
0,5	2,67	—	—	—	—	—	—
3	2,60	2	2,59	—	—	—	—
3	2,451	2	2,52	—	—	—	—
1	2,373	—	—	—	—	—	—
3	2,280	1	2,289	—	—	—	—

время как центральная часть их выполнена хлоритом отчетливого крустификационного строения. Ширина зоны тонкоагрегатного цеолитового материала достигает 15—20 мк.

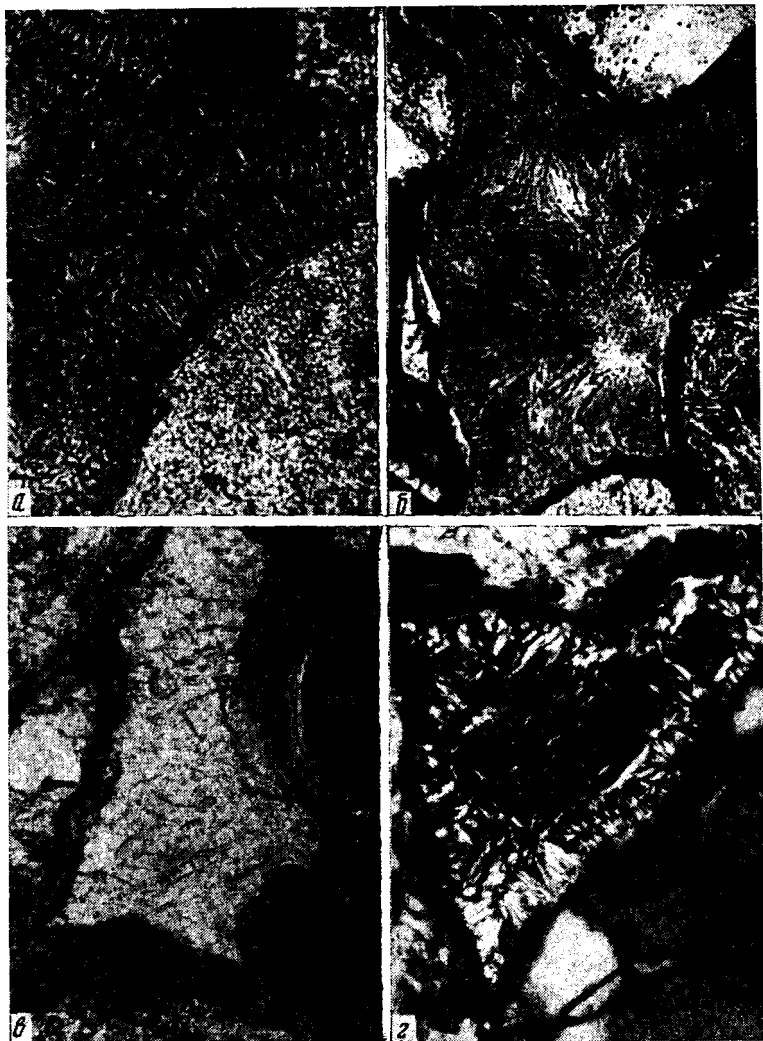
В породах, где цеолит резко преобладает в цементе пород, он выполняет почти все поры, а хлорит располагается в виде тонкой (2—10 мк) крустификационной каемочки вдоль границы с обломками. Обычно цеолит представлен крупными кристаллами с четкими трещинами спайности и облачным угасанием (фиг. 3, в). Реже он имеет тонкоагрегатное строение и состоит из мелких, беспорядочно ориентированных чешуек или волокон. В некоторых случаях такие волокна ориентированы длинными осями в направлении к центру пор и весь агрегат имеет крустификационное строение (фиг. 3, г).

Отчетливые изменения в катагенезе установлены для многих обломочных зерен. При этом происходит их растворение и замещение новообразованными цеолитами или хлоритом.

Замещение цеолитами наиболее характерно для плагиоклазов. Новообразованный цеолит, в основном, по-видимому, ломонтит, присутствует в виде неправильных мелких выделений среди обломков, но в некоторых случаях образует монокристаллы, размер и форма которых соответствуют исходным обломочным зернам. Обломки роговой обманки и эпидота в результате цеолитизации приобретают очень неправильную форму или даже расчленяются на отдельные островки. Аутигенный цеолит всегда крупнокристаллический и не выходит за пределы исходного обломочного зерна. При цеолитизации обломков изверженных пород цеолитовый материал локализуется в пределах выделений полевых шпатов.

Хлоритизация охватывает полевые шпаты, кварц, обломки пород, биотит, роговую обманку, эпидот. Зерна кварца хлоритизируются с поверхности, а полевые шпаты и обломки пород с поверхности и середины зерна. В полевых шпатах этот процесс часто начинается от трещин спайности и в дальнейшем захватывает все большие участки, образуя неправильные хлоритизированные зоны.

Строение хлоритового материала, образовавшегося при замещении обломочных зерен, тонкоагрегатное, в виде беспорядочно ориентирован-



Фиг. 3. Строение цемента пород

а — аутигенный хлорит (диабантит) в поре; крупнозернистый песчаник, фация открытого подвижного морского мелководья, микрофото, никель один, $\times 600$; *б* — аутигенный хлорит с каемочкой окислов железа (черное) по периферии пор, крупнозернистый песчаник, фация приустьевой части подводной дельты, микрофото, никель один, $\times 600$; *в* — крупнокристаллический цеолитовый цемент в поре, по периферии — тонкая пленочка крустификационного хлорита, крупнозернистый песчаник, фация русла равнинных рек; микрофото, никель один, $\times 600$; *г* — тонкодисперсный цеолитовый цемент крустификационного строения, крупнозернистый песчаник, фация русла равнинных рек; микрофото, никель два, $\times 600$

ных чешуек. Этим он резко отличается от крустификационного хлорита, образовавшегося в порах.

Изменение обломочных компонентов пород хорошо коррелируется с изменениями первичного глинистого цемента. Там, где в цементе идет преимущественное формирование хлорита, преобладает замещение обломочных зерен хлоритом; там же, где основным новообразованным минералом цемента является цеолит, обломочные зерна замещаются цеолитом.

В изученных разрезах процессы катагенетических преобразований с преимущественным формированием хлорита развиты в осадках морского

генезиса. Преимущественное формирование аутигенного цеолита приурочено к континентальным отложениям.

Интенсивность минеральной перестройки зависит от литологического состава пород и их положения в разрезе. Наиболее энергично она протекает в гравелистах и крупнозернистых песчаниках, слабее в среднезернистых песчаниках и еще слабее в мелкозернистых песчаниках. В алевролитах не удается установить никаких преобразований минерального состава глинистой фракции. При одинаковой размерности пород более интенсивные изменения характерны для слоев мощностью в десятки и сотни метров и значительное менее интенсивные — для отдельных прослоев мощностью в несколько метров, заключенных среди мощных горизонтов алевролитов.

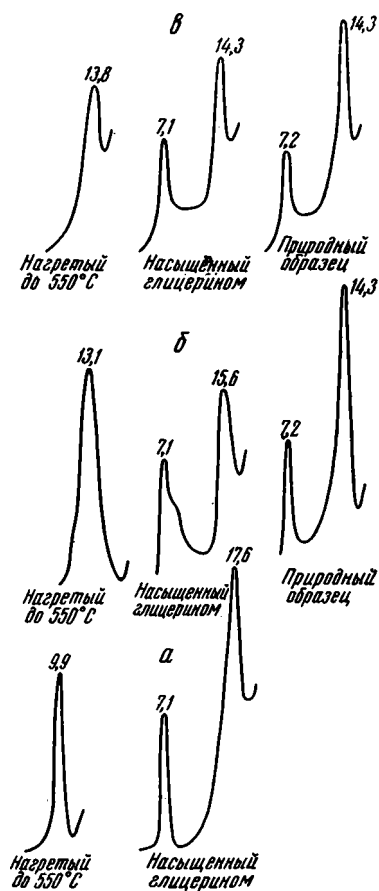
На фиг. 4 приведены характерные фрагменты дифрактограмм образцов глинистой фракции, выделенной из алевролита (фиг. 4, а) среднезернистого (фиг. 4, б) и крупнозернистого (фиг. 4, в) песчаника. Каждая из дифрактограмм характеризует области малых углов отражений, соответствующих отражениям с $d=7-18$ Å. В первом образце присутствует монтмориллонит (рефлекс с $d=17,6$ Å в насыщенном глицерином образце, сжимающийся до 9,9 Å при прокаливании при 550°) и небольшая примесь каолинита (рефлекс с $d=7,1$ Å в насыщенном состоянии).

Второй образец представлен смешаннослойным минералом типа чередования пакетов монтмориллонита и хлорита. В природном состоянии он обладает рефлексом 001 с $d=14,3$ Å, при насыщении глицерином увеличивающимся до 15,6 Å и после нагревания уменьшающимся до 13,1 Å.

Третий образец сложен практически нацело хлоритом: рефлекс с $d_{001}=14,3$ Å в природном и насыщенном состоянии, но при нагревании сжимающийся до 13,8 Å.

Эти образцы иллюстрируют последовательность преобразования монтмориллонита в хлорит через смешаннослойные минералы типа чередования пакетов монтмориллонита и хлорита.

Континентальные отложения, находящиеся на различных стадиях катагенетических преобразований, позволяют наметить этапы формирования цеолитового цемента. Вначале образуется тонкодисперсный цеолит в центре пор и небольшое количество хлорита по их периферии. Хлорит не образует сплошной крустификационной каемочки, а представлен разобщенными иголочками на границе с обломками. Оба минерала (хлорит и цеолит) сосуществуют с неизмененным монтмориллонитом. В дальнейшем монтмориллонит полностью исчезает, аутигенный хлорит образует хорошо оформленную каемочку по периферии пор, а тонкодисперс-



Фиг. 4. Фрагменты дифрактограмм глинистой фракции пород, иллюстрирующие последовательность трансформации монтмориллонита в хлорит
а — монтмориллонит; б — смешаннослойная фаза хлорит-монтмориллонит; в — хлорит

ный цеолит, слагающий все центральные части пор, перекристаллизовывается в монокристаллические выделения.

В некоторых слоях песчаников и гравелитов континентального генезиса цемент представлен каолинитом, образующим вермикулитовые агрегаты. Наиболее обычен он в породах озерного, озерно-болотного, реже руслового генезиса. Присутствие в них большого количества крупных и мелких растительных остатков и корешков растений, а также мощных пластов угля, залегающих непосредственно выше, свидетельствует о воздействии на осадок еще в диagenезе процессов болотного выветривания, что приводило к разложению монтмориллонита и переходу его в каолинит. Исчезновение малостойкого монтмориллонита еще в диagenезе исключало возможность формирования аутигенных хлорита и цеолитов в катагенезе.

Наблюдения за образованием цеолитов и хлоритов в природной обстановке и лабораторных условиях. В настоящее время существуют многочисленные указания на возможность формирования ломонтита и хлорита в эпигенезе (Ренгартен, 1950; Бурьянова, 1956; Казёнкина, 1959; Запорожцева, 1960; Коссовская, 1962; Noage a. oth, 1964). Имеющиеся данные не подтверждают высказанное Д. Кумбсом и др. (Coombs a. oth., 1959) предположение о формировании ломонтита только на больших глубинах в стратифере. Так, А. Стейнер (Steiner, 1952) наблюдал образование ломонтита вместе с другими кальциевыми цеолитами при изменении вулканогенных и осадочных пород области Вайракей в Новой Зеландии. Процесс развивается в настоящее время на глубине 170—300 м при температуре 170—220°. В юрских песчано-гравийных породах Иркутского бассейна цеолиты (ломонтит — томсонит) совместно с хлоритом возникали при изменении первичного гидрослюдистого цемента и плагиоклазов. Процесс развивался на глубине в несколько сот метров, в условиях высокощелочных натриево-кальциевых гидрокарбонатных подземных вод (Копорулин, 1961). Образование ломонтита вместе с другими цеолитами наблюдалось в туфах мелового возраста в Пуэрто-Рико (Otalogu, 1964) в связи с воздействием подземных вод на полевые шпаты и глинистый цемент. Широко развит аутигенный ломонтит в песчаниках и гравелитах юрского и мелового возраста Тарбагатайского месторождения каменных углей. Е. В. Бурьянова и В. В. Богданов (1967) подчеркивают, что породы здесь находятся на низких стадиях катагенеза и не испытали значительного погружения.

Данные об искусственном получении цеолитов многочисленны и указывают, что эти минералы формируются в широком диапазоне температур (от комнатной до первых сотен градусов). Для возникновения цеолитов благоприятна щелочная среда. При этом, как подчеркнули В. П. Петров (1967), Э. Э. Сендеров и Н. И. Хитаров (1970), повышение щелочности растворов значительно снижает температуру образования минералов.

Далеко не все минералы цеолитов, существующие в природе, удается синтезировать в лабораторных условиях. Последнее относится и к ломонтиту. По-видимому, природные процессы протекают в условиях, трудно достижимых в обстановке искусственного синтеза. Не исключено, что формирование ломонтита в природе происходит за счет изменения других цеолитов-предшественников.

Эксперименты по получению хлорита за счет монтмориллонита были осуществлены рядом исследователей (Henin, Caillère, 1949; Slaughter, Milne, 1960). Они обрабатывали суспензию монтмориллонита раствором $MgCl_2$, а затем добавляли раствор NH_4OH (Henin, Caillère, 1949) или $LiOH$ и $NaOH$ (Slaughter, Milne, 1960). В результате часть монтмориллонита превращалась в хлоритоподобный глинистый минерал. По своим структурным признакам он с течением времени все более приближался к типичному хлориту. В соответствии с представлениями упомянутых

авторов преобразование монтмориллонита в хлорит предполагает адсорбцию слоя гидроокиси магния на поверхности единичного пакета монтмориллонита и возникновение в дальнейшем прочных структурных связей между решеткой монтмориллонита и бруситовым слоем гидроокиси магния.

Хлорит и гидрослюда за счет монтмориллонита были получены в искусственной морской воде (Whitehouse, McCarter, 1958). Образование хлорита происходило в результате обогащения магнием монтмориллонита. Интенсивность изменений и количество новообразованных минералов зависели в большей степени от соотношения концентраций Mg и K в морской воде и в меньшей степени от общей солености. Течение этого процесса тормозилось при наличии в воде органических веществ. Образование хлорита из монтмориллонита в этих опытах происходило за счет Mg, присутствовавшего в воде; за счет K той же воды формировалась гидрослюда.

По своему характеру процессы формирования хлорита из монтмориллонита, происходившие в описываемых породах на Камчатке в катагенезе, в известной степени близки к экспериментальным. Об этом говорит и стадийный характер процесса с образованием промежуточных фаз (см. фиг. 4).

Влияние pH среды на формирование хлорита и цеолитов показано на диаграммах устойчивости фаз для системы $\text{Na}_2\text{O}—\text{Al}_2\text{O}_3—\text{SiO}_2—\text{H}_2\text{O}$ и $\text{K}_2\text{O}—\text{MgO}—\text{FeO}—\text{Al}_2\text{O}_3—\text{H}_2\text{O}$ при температуре 25° и давлении 1 атм (Гаррельс, Крайст, 1968). В первой из систем область устойчивости цеолита при pH 9,5—12,5, во второй хлорит устойчив при pH 7—10.

На основе изложенного можно утверждать, что совместное появление новообразованных ломонтита и хлорита в катагенезе отражает близкие условия их образования, а ассоциация хлорит—ломонтит может рассматриваться как парагенетическая. Ее возникновение в породах может происходить в широком диапазоне погружения (от первых сотен до нескольких тысяч метров). Важным условием образования этих минералов является щелочная среда поровых растворов.

О факторах катагенетических преобразований песчано-гравийных пород. Изложенные данные показывают слабую перестройку минерального состава песчано-гравийных пород верхнего мела на западном побережье Пенжинской губы и интенсивную — на восточном.

Главной причиной слабого проявления минеральных преобразований в породах западного побережья является, по-видимому, небольшая глубина их захоронения под покровом более молодых осадков, и, наоборот, глубокое преобразование минерального состава пород восточного побережья определялось большими (до 5000—6000 м) глубинами их погружения в стратифере.

Характер процессов минеральной перестройки пород восточного побережья дает основание предполагать существование в них повышенной щелочности поровых растворов. Это могло быть связано с действием двух причин: в условиях значительной мощности перекрывающих осадков гидролиз обломочных компонентов самих пород сопровождался выделением в раствор ионов Na, K, сильно повышавших значения pH; значительная часть разреза верхнемеловых отложений накапливалась в морских условиях и, таким образом, эти отложения уже изначально были сильно обогащены щелочными элементами, вошедшими затем в состав подземных вод.

Все процессы катагенеза протекали, без сомнения, в условиях повышенных температур. На последнее указывают не только большие глубины погружения пород, но и приуроченность территории к геосинклинальной области с повышенным геотермическим градиентом.

Преимущественное формирование цеолита в песчано-гравийных породах континентального и хлорита в породах морского генезиса связано

с неодинаковыми условиями их накопления. По данным химического изучения, песчаники и гравелиты морского генезиса содержат в среднем Fe 5,5%, Mg 2,5%, а континентальные породы, соответственно, 3,5—4% и 1—1,4%.

Состав породообразующих и акцессорных минералов в морских и континентальных отложениях сходен. Наиболее вероятно, что различия в химическом составе пород обусловлены специфическими особенностями изменения этих осадков непосредственно после их накопления, но до захоронения под сколько-нибудь мощной толщей других слоев. Континентальные осадки после своего отложения еще довольно долго находились в сфере действия процессов выветривания и, таким образом, из них были вынесены некоторые количества Mg и Fe. Осадки морского генезиса после накопления были сразу же изолированы от действия выветривания и сохранили первичный состав. Некоторое обогащение магнием морских осадков по сравнению с континентальными могло быть связано с сорбцией этого элемента глинистыми минералами из морской воды.

Наиболее вероятно, что именно повышенное содержание Fe и Mg в породах морского генезиса и определило более широкое развитие в них аутигенного хлорита по сравнению с цеолитом. В континентальных же отложениях, где породы изначально были обеднены Mg и Fe, формировались главным образом цеолиты при низком содержании хлорита. Выделения окислов железа по периферии пор, сложенных аутигенным хлоритом, представляют, по-видимому, избыточные количества Fe по сравнению с тем, что необходимо для формирования хлорита. Не случайно, что такие выделения установлены лишь в морских отложениях.

Отмечавшиеся выше различия в интенсивности катагенетических преобразований пород в зависимости от их гранулометрического состава связаны с их различной водопроницаемостью. Действительно, ряд возрастающей интенсивности катагенеза обломочных пород от алевролитов к крупнозернистым песчаникам и гравелитам совпадает с рядом возрастающей пористости пород и соответственно проницаемости для подземных вод и диффундирующих ионов. С этими же причинами связано и слабое проявление минеральных преобразований в маломощных слоях средне- и крупнозернистых песчаников и гравелитов, заключенных среди горизонтов алевролитов большой мощности.

Интенсивность катагенетических преобразований песчано-гравийных пород верхнемеловой толщи западного и восточного побережий Пенжинской губы различная. Породы западного побережья не испытали практически никакой перестройки их первичного состава, а восточного — подверглись значительным изменениям, которые затронули главным образом исходный глинистый цемент. Эти различия обусловлены, по-видимому, неодинаковой мощностью перекрывающих осадков: низкой (несколько сотен метров) на западном побережье и высокой (до 4000 м) на восточном.

На восточном побережье намечается зависимость характера интенсивности минеральной перестройки пород от условий их накопления (морские или континентальные), гранулометрического состава, условий залегания в разрезе (мощность слоев самих песчаников и гравелитов и заключающих их алевроито-глинистых пород), интенсивности преобразования в диагенезе. Все это создает значительную пестроту изменений, присутствие в непосредственном соседстве пород, подвергшихся глубокому изменению и почти не затронутых им.

ЛИТЕРАТУРА

- Белый В. Ф., Николаевский А. А., Тильман С. М., Шило Н. А. Тектоническая карта Северо-Востока СССР (масштаб 1:2 500 000).— В сб.: Тектоника и глубинное строение Северо-Востока СССР, Магадан, 1964.
Бурянова Е. З. Аутигенный ломонтит из среднедевонских песчаников Тувы.— Инф. сб. ВСЕГЕИ, Л., 1956, № 3.

- Бурьянова Е. З., Богданов В. В. Закономерности распределения аутигенных цеолитов (ломонтита и гейландита) в осадочных породах Тарбагатайского месторождения угля.— Литол. и полезн. ископ., 1967, № 2.
- Гаррельс Р. М., Крайст Ч. Л. Растворы, минералы, равновесия. М., «Мир», 1968.
- Запорожцева А. С. О региональном распространении ломонтита в меловых отложениях Ленского угленосного бассейна.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 9.
- Казенкина Г. А. Ломонтит в конгломератах березовской свиты Тугнуйской впадины (Западное Забайкалье).— Докл. АН СССР, 1959, т. 124, № 4.
- Копорулин В. И. О происхождении цеолитового цемента в песчано-гравийных породах угленосной толщи юго-восточной части Иркутского бассейна.— Докл. АН СССР, 1961, т. 137, № 1.
- Копорулин В. И., Вознесенский А. И. Некоторые черты литологии верхнемеловых отложений побережья Пенжинской губы.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 6.
- Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Пергамент М. А. Стратиграфии верхнемеловых отложений северо-западной Камчатки (Пенжинский район). М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Петров В. П. Вулканическое стекло и цеолитообразование.— В сб.: Водные вулканические стекла и поствулканические материалы. М., «Наука», 1967.
- Ренгартен Н. В. Ломонтит и анальцит из нижнеюрских отложений на Северном Кавказе. Докл. АН СССР, 1960, т. 70, № 3.
- Сендеров Э. Э., Хитаров Н. И. Цеолиты, их синтез и условия образования в природе. М., «Наука», 1970.
- Coombs D. S., Ellis A. Y., Fyfe W. S., Taylor A. M. The zeolite facies with comments on the interpretation of hydrothermal synthesis. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1959, v. 17, No. 1-2.
- Henin S., Caillière S. Experimental formation of chlorite from montmorillonite. *Mineral. Mag.*, 1949, v. 28, No. 205.
- Hoare J. M., Condon W. H., Patton W. W. Occurrence and origin of laumontite in Cretaceous sedimentary rocks in Western Alaska. *Geol. Surv. Profess. Paper*, 501—C, 1964.
- Lapham D. V. Leonhardite and laumontite in diabase from Dillsburg. Pennsylvania. *Amer. Mineralogist.*, 1963, v. 48, No. 5/6.
- Otalora G. Zeolites and related minerals in Cretaceous rocks of east—central Puerto Rico. *Amer. J. Sci.*, 1964, v. 262, No. 6.
- Slaughter M., Milne H. The formation of chloritelike structure from montmorillonite. *Clay and clay minerals*. (7-th Conf. 1958) 1960.
- Steiner A., Hydrothermal rock alteration at Wierakei, New Zealand. *Econom. Geology*, 1953, v. 48, No. 1.
- Whitehouse U. G., McCarter R. S. Diagenetic modification of clay mineral types in artificial sea water. *Clay and Clay Minerals*. (5-th Conf. 1956) 1958.

Геологический институт АН СССР
Москва

Дата поступления
3.IV.1970

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 549.26 + 552.144

**НЕОБЫЧНАЯ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ОБРАЗОВАНИЯ
МИНЕРАЛОВ ЖЕЛЕЗА ПРИ ДИАГЕНЕЗЕ**

С. С. ЧЕКИН

На Бельском месторождении нижнеюрских каолининовых аргиллитов в Иркутской области автор описал (Чекин, 1965) своеобразные оолиты, состоящие из чередующихся концентров шамозита и каолинита. Изучение дополнительного каменного материала показало, что на этом месторождении шамозит-каолининовые оолиты и агрегаты различной формы образовались путем псевдоморфного замещения этими минералами кристаллов и конкреций аутигенных сульфидов железа. Этот факт противоречит общепринятой концепции, согласно которой шамозит (лептохлориты) — один из наиболее ранних, а пирит — один из наиболее поздних диагенетических минералов (Страхов, 1962; Формозова, 1960).

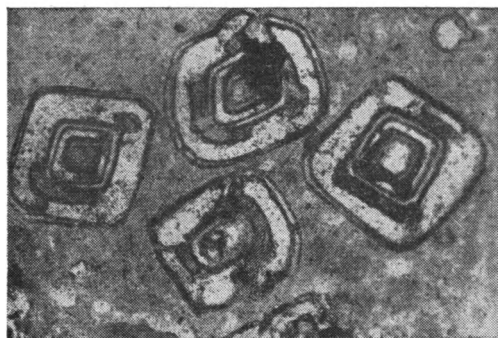
В районе Бельского месторождения на сульфатно-карбонатных породах нижнего и среднего кембрия и развитой по ним коре выветривания с размывом залегают юрские аллювиально-озерные песчано-глинистые угленосные осадки. В нижней их части выделяется ряд линзовидных залежей каолининовых аргиллитов мощностью до 20 м. Эти аргиллиты повсеместно подстилаются кремнево-глинистой брекчией, представляющей собой перемещенные и остаточные продукты выветривания кембрийских пород. Аргиллиты представляют собой переотложенные продукты нижнемезозойской коры выветривания (Чекин, 1968). Обычно они твердые, слабосланцеватые, светло-серые, темно-серые, черные, бурые, однородные или пятнистые зеленовато-бурые; судя по их физическим свойствам (повышенная прочность, низкая пористость) и тесной ассоциации с каменными длиннопламенными углями, они в своей эволюции достигли этапа раннего катагенеза (по классификации Н. В. Логвиненко, 1968).

Сложены аргиллиты тонкими частичками каолинита, неразличимыми под световым микроскопом. В них, помимо каолинит-шамозитовых агрегатов, рассеяны алевритовые и песчаные частицы каолинита, биотита, хлорита, кварца, сульфидов, полевого шпата и циркона. В составе глинистой фракции, как показывают данные рентгеновского анализа, преобладает каолинит с неупорядоченной структурой.

Шамозит широко распространен в виде тонкой примеси в основной массе и образует совместно с каолинитом индивидуализированные агрегаты различной формы. Размеры этих агрегатов 0,01—2,0 мм. Встреча-

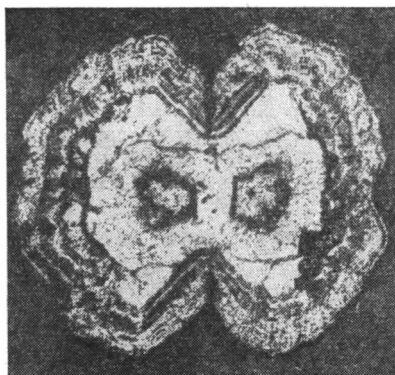
ются они в количестве от одного до нескольких десятков на 1 см^2 площади шлифа. Форма агрегатов кубическая, призматическая, сферическая и сноповидная (фиг. 1—5). Агрегаты сложены каолинитом и шамозитом в различных пропорциях. В некоторых агрегатах, особенно кубической формы, присутствует много пирита. Кроме того, в виде примесей отмечаются почти все минералы, присутствующие во вмещающих аргиллитах.

Агрегаты изучались в шлифах, аншлифах и иммерсии, а также с помощью рентгеноструктурного, дифференциального термического и химического анализов. Данные различных анализов, частично опубликован-



Фиг. 1. Каолинит-шамозитовые агрегаты кубической формы

Прозрачный шлиф, $\times 70$, светлое — каолинит, серое и темно-серое — шамозит, черное — пирит, без анализатора



Фиг. 2. Каолинит-шамозитовый агрегат сноповидной формы

Прозрачный шлиф, $\times 90$, светлое — каолинит, серое — шамозит, без анализатора

ные ранее (Чекин, 1965), согласно указывают, что агрегаты сложены шамозитом и каолинитом; кроме того, было показано, что каолинит агрегатов имеет более упорядоченную структуру, чем каолинит вмещающей массы.

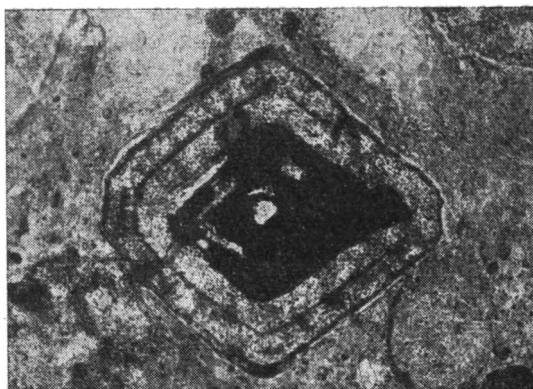
Ниже описываются агрегаты различных морфологических типов.

1. Каолинит-шамозитовые агрегаты в виде кубов со сглаженными ребрами. Для агрегатов характерно зональное строение благодаря распределению каолинита и шамозита в виде зон, повторяющих форму куба. Встречаются сложные образования наподобие кристаллических двойников.

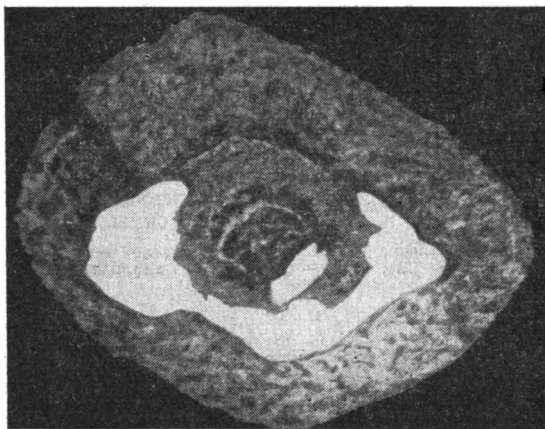
В качестве ядер и включений присутствуют пирит и кварц. Мелкие включения пирита имеют неправильную форму и встречаются в центральных и периферических частях агрегатов, но крупные включения пирита обычно занимают центральную часть агрегата и также имеют форму кубических и иногда скелетных кристаллов (см. фиг. 3, 4).

Реликты кристаллов пирита также зональные, что видно лишь после травления пришлифованной поверхности насыщенным раствором CaF_2 в HNO_3 . При этом отмечается, что зональность пирита в общем согласна с зональностью конкреций, наиболее устойчивые его зоны переходят в каолинитовые зоны вмещающих агрегатов, а наименее устойчивые — в шамозитовые.

2. Агрегаты, имеющие форму трехгранной, четырех- или шестигранной призмы, встречаются изредка либо самостоятельно, либо со сноповидными конкрециями. Размеры этих агрегатов небольшие (до $0,01$ — $0,02 \text{ мм}$ в длину и $0,003$ — $0,01 \text{ мм}$ в ширину), окончания иногда пирамидальные.



Фиг. 3. Каолинит-шамозитовый агрегат кубической формы со «скелетным» реликтом пирита (черное)
Прозрачный шликф, $\times 150$



Фиг. 4. Каолинит-шамозитовый агрегат кубической формы.
Аншлиф, $\times 135$, светлое — пирит, серое — шамозит, темно-серое — каолинит

Зоны каолинита и шамозита в призматических агрегатах также проходят параллельно их поверхностям. В качестве ядер изредка встречается пирит.

3. Агрегаты, имеющие форму снопа, связки, «песочных часов» и т. п., наиболее часто встречаются в глинах (см. фиг. 5). Сноповидные агрегаты, как и описанные выше разновидности, равномерно распределены в основной глинистой массе или сконцентрированы в тонких (15 мм) прослойках. Сноповидные агрегаты в длину размером 0,01—1,5 мм, причем более крупные из них имеют и более резко выраженную сноповидную, а более мелкие — боченкообразную форму. Со сноповидными и боченкообразными агрегатами часто ассоциируют более мелкие призматические агрегаты. Обычно в пределах одного шлифа можно видеть все постепенные переходы от призматических агрегатов к сноповидным. Агрегаты часто включают реликтовые ядра или зерна пирита неправильной или удлиненной формы, причем последние расположены радиально. Реликты пирита встречаются либо в шамозитовых участках конкреций,

либо в каолинитовых. В центральных частях некоторых агрегатов видно, что отдельные зоны образуют поверхность цилиндра и только периферические зоны — характерные сноповидные формы (см. фиг. 2).

4. Агрегаты, описанные автором ранее под названием каолинит-шамозитовых оолитов (Чекин, 1965), представляют собой образования субсферической или неправильной округлой формы размером 0,03—2 мм.

Сферические агрегаты обычно концентрически-зональные с чередованием светлых, бурых и зеленых зон, сложенных каолинитом и шамозитом в отдельные или совместно. Помимо одиночных оолитов встречаются и сложные, состоящие из двух-трех и более простых оолитов. Агрегаты включают редкие мелкие неправильные зерна пирита, обычно приуроченные к центральным зонам.

Несмотря на очень разнообразную морфологию и внутреннее строение, изученные агрегаты имеют один и тот же каолинит-шамозитовый состав. Кроме того, во многих агрегатах, особенно малозональных, присутствуют реликты пирита.

Форма кубических агрегатов, их внутреннее строение, зональное строение реликтов пирита и характер взаимоотношения этого минерала с

каолинитом и шамозитом свидетельствуют о том, что эти агрегаты представляют собой псевдоморфозы по кристаллам пирита. Следует отметить, что неизменные кубические кристаллы пирита также встречаются ниже и выше замещенных кристаллов по разрезу, что указывает на диагенетическое происхождение псевдоморфоз.

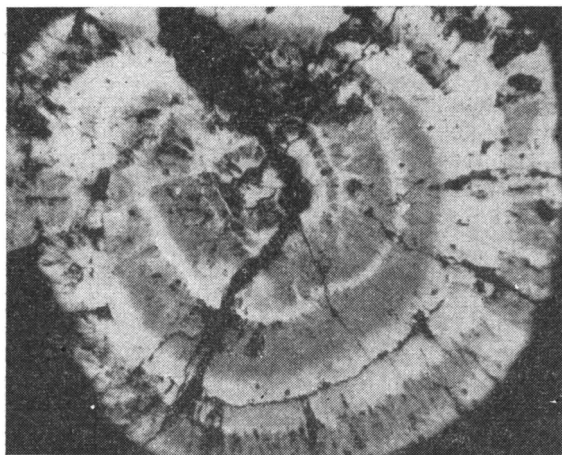
Сноповидные агрегаты также содержат включения и ядра пирита неправильной или удлиненной формы. Кроме того, многие мелкие конкреции имеют форму трех-, четырех- и шестигранных призм и также включают неправильные зерна пирита.

Сноповидные агрегаты морфологически сходны с расщепленными кристаллами, широко описанными в литературе (Григорьев, 1961). Судя по наличию реликтов пирита в конкрециях, можно предположить, что эти конкреции первоначально состояли из пирита или из каких-либо других менее устойчивых сульфидов железа (возможно, марказита). Известно (Минералы, 1967), что пирит может встречаться в виде кристаллов псевдотетрагонального, псевдо-тригонального и псевдоромбического облика.

Только в одном образце были встречены незамещенные конкреции сульфидов, которые по морфологии и внутреннему строению весьма сходны со сферическими каолинит-шамозитовыми агрегатами. В одних конкрециях отмечается чередование концентров пирита и мельниковита или пирита, обогащенного в



Фиг. 5. Каолинит-шамозитовые агрегаты сноповидной формы с реликтами пирита (черное)
Прозрачный шлиф, $\times 150$, без анализатора



Фиг. 6. Пирит — мельниковитовая сферическая зональная конкреция.
Аншлиф $\times 135$, светлое — пирит, серое — мельниковит



Фиг. 7. Пирит — мельниковитовая сферическая конкреция с глобулярной структурой.
Аншлиф, светлое — пирит, серое — мельниковит

различной степени мельниковитом, в других — сферические пирит-мельниковитовые образования или глобулы размером 0,05—0,1 мм (фиг. 6, 7). Считают, что такие пиритовые сферы образуются в раннем диагенезе при участии сульфатредуцирующих бактерий (Дегенс, 1967).

Таким образом, для всех морфологических разновидностей каолинит-шамозитовых образований можно предложить единый генезис — псевдоморфное замещение шамозитом и каолинитом первично образованных кубических и призматических кристаллов, расщепленных кристаллов и сферолитовых агрегатов сульфидов железа.

Такие факты, как совместное присутствие почти незамещенных кристаллов пирита и полных псевдоморфоз по ним каолинита и шамозита, чередование в одном разрезе псевдоморфоз и незамещенных конкреций сульфидов железа, указывают на образование псевдоморфоз или на замещение пирита каолинитом и шамозитом в стадию диагенеза осадка или раннего катагенеза по классификации Н. В. Логвиненко (1968).

На основании имеющихся данных трудно судить о том, какие причины обусловили появление той или иной формы кристаллов и агрегатов первичных сульфидов, так как морфологические особенности конкреций пока не коррелируются с какими-либо другими видимыми особенностями структуры и состава глин. Возможно, разнообразие конкреций обусловлено тем, что на разных стадиях накопления осадков и в отдельных участках кристаллизовались минералогически различные сульфиды железа.

Замещение шамозитом и каолинитом сульфидов железа в осадках, насколько известно автору, в литературе еще не было описано.

В литературе по железным рудам господствует представление о первичном генезисе хлоритовых (в частности, шамозитовых) оолитов. Так, в статье, посвященной обзору геологии и минералогии оолитовых железных руд месторождений мира, Л. Н. Формозова (1960) пишет: «...железистые хлориты в оолитах во всех месторождениях первичные». Однако шамозитовые оолиты некоторых железорудных месторождений мира (Уобэна, Ньюфаундленд, Нортгемптон, Англия и др.) имеют много общего с изученными нами сферическими псевдоморфозами. Так, каолинит-шамозитовые оолиты некоторых рудных горизонтов Нортгемптонского и других юрских месторождений Англии (Taylor, 1949; Коев, 1955) также обычно состоят из тонких, чередующихся концентров каолинита и шамозита; кроме того, отмечаются конкреции пирита.

Можно ожидать, что установленный факт замещения сульфидов железа шамозитом позволит по-новому подойти к пониманию процессов минералообразования в диагенезе.

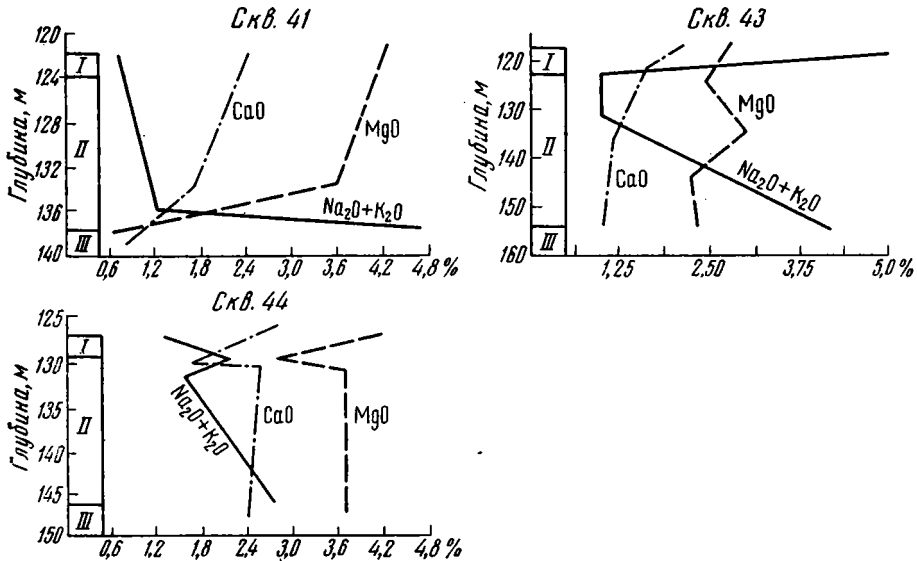
ЛИТЕРАТУРА

- Григорьев Д. П. Онтогенез минералов. Изд-во Львовск. ун-та, 1961.
Дегенс Е. Т. Геохимия осадочных образований. М. «Мир», 1967.
Логвиненко Н. В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л. «Наука», 1968.
Коев Е. Природа силикатов и карбонатов железа, находящихся в песчаных бурых железняках Нортгемптона в Центральной Англии — В сб.: Железорудные месторождения мира. Изд-во иностр. лит., 1955.
Минералы, т. II, вып. 3. М., «Наука», 1967.
Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. II, М., Изд-во АН СССР, 1962.
Формозова Л. Н. Формационные типы месторождений оолитовых железных руд. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. III, М., изд-во АН СССР, 1960.
Чекин С. С. Минералогия шамозит-каолинитовых оолитов из нижнеюрских аргиллитов Бельского месторождения (Иркутская область) — Литол. и полезн. ископ., 1965, № 1.
Чекин С. С. О возрасте древней коры выветривания Иркутского амфитеатра — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 6.
Taylor J. H. Petrology of the Northampton Sand Ironstone Formation. Memoirs Geol. Surv. of Great Britain. 1949.

О ГЕНЕЗИСЕ МОНТМОРИЛЛОНИТОВЫХ ГЛИН КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ БАЗАЛЬТОВ КУСТАНАЙСКОЙ ОБЛАСТИ

О. Р. ТЕРНОВСКИЙ

В Кустанайской области известна монтмориллоновая кора выветривания базальтов пермотриаса. Наиболее четко она прослежена в районе Верхне-Убаганского массива, где скважинами вскрыт ее полный профиль мощностью около 20 м.

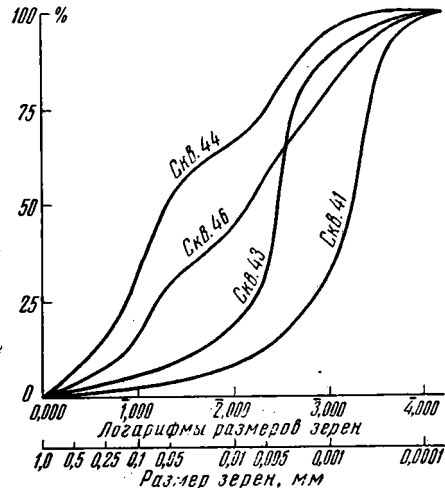


Фиг. 1

Фиг. 1. Графики распределения щелочных и щелочноземельных окислов в коре выветривания по скважинам 41, 43, 44

Зоны (цифры графика): I — каолинит — гидрослюда, монтмориллоновая, II — монтмориллоновая, III — дезинтеграции

Фиг. 2. Кумулятивные кривые глин коры выветривания по скважинам 41, 43, 44, 46



Фиг. 2

В этом профиле различаются три зоны (снизу вверх): дезинтеграции — дресва коренных пород; монтмориллоновая (мощность 15 м) — монтмориллонит с примесью 10—15% кристобалита; каолинистая (мощность 3 м), с кристобалитом, гидрослюдой и монтмориллоном.

Таблица 1

Химический состав эффузивных пород

№ сква- жины	№ пробы	Глубина, м	H ₂ O	SiO ₂		Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₃	П. п. п.	Σ
				общая	свободная											
41	65, 66, 69, 70	144, 5—151, 0	3, 43	72, 78	30, 25	12, 63	0, 16	1, 30	0, 56	0, 85	0, 97	4, 50	0, 94	0, 42	2, 23	99, 4
43	80, 81	156, 0—161, 0	5, 93	73, 08	20, 28	12, 76	0, 21	1, 36	0, 73	0, 89	1, 95	2, 29	1, 65	0, 40	3, 56	99, 4
46	94	129, 0	0, 99	68, 55	17, 68	12, 75	0, 31	0, 77	4, 31	1, 00	0, 47	4, 08	1, 28	0, 38	5, 15	99, 6
44	90, 91	144, 0—162, 0	5, 77	49, 18	—	14, 25	1, 58	10, 24	4, 78	2, 17	3, 70	1, 35	1, 18	0, 19	7, 55	99, 37

Анализ помещенные в таблицах 1—3, выполнены в химической лаборатории Казанского геологического института. (Аналитик — Л. Г. Латыпова.

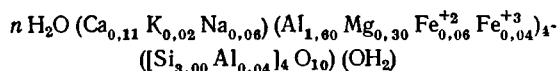
Базальты состоят из вулканического стекла, плагиоклазов, пироксенов и оливина. При выветривании вулканическое стекло разлагается одним из первых с образованием монтмориллонита. Плагиоклазы замещаются тоже монтмориллонитом. В зоне дезинтеграции отчетливо сохранилась структура материнских пород и наряду с монтмориллонитом появляются кристобалит и гидрослюда.

При выветривании материнских пород происходил вынос щелочей (таблицы 1, 2, фиг. 1), pH суспензий монтмориллонитовых глин по 27 пробам в среднем равняется 9, что указывает на щелочную среду их формирования.

Бентонитовые глины коры выветривания не однородны. В нижней части разреза они более грубые, преимущественно «алевритовые», выше преобладают тонкодисперсные, реже слабоалевритистые с содержанием мелкопелитовых частиц около 70% (фиг. 2). Рассчитанный по кумулятивным кривым коэффициент сортировки S_0 равен соответственно 1,7; 1,1; 1,6; 0,9; а коэффициент асимметрии S_k — 5,6; 0,23; 6,8; 2,0. Разброс данных коэффициентов свидетельствует о низкой сортировке материала и в какой-то степени указывает на образование глин в коре выветривания.

Глины монтмориллонитовой зоны состоят на 75—90% из монтмориллонита с примесью кристобалита (10—25%). На рентгенограммах (фиг. 3) они дают серию базальных рефлексов (*ool*), которые представляют собой полную интегральную последовательность от структуры с периодичностью по оси «с» 17,0 Å при насыщении этиленгликолем: (001) = 17 Å, (002) = 8,5 Å, (003) = 5,55 Å, (004) = 4,25 Å, (005) = 3,40 Å. В природной (необработанной) глине значения (001) рефлекса = 12,3—13,4 Å. Подобные дифракционные картины типичны для монтмориллонита (Мак-Юан, 1965). Рефлекс 4,04 Å, принадлежит α-кристобалиту.

Рассчитанные по методу А. Г. Булаха (1967) структурные формулы монтмориллонита образцов 73,74 скважины 41, 43 имеют следующий вид:



Эта формула теоретически соответствует диактаэдрическому монтмориллониту, который характеризуется преобладанием Al в октаэдрическом и Si в тетраэдрическом

Таблица 2

Химический состав бентонитовых глин монтмориллонитовой зоны

№ сква- жины	№ образца	Глубина, м	H ₂ O, %	SiO ₂ , %		Содержание на абсолютно сухое вещество, %									П. п. п.	Σ
				общая	свободная	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₃		
41	54	124,0	10,39	74,25	19,75	12,57	1,13	0,47	0,17	1,24	3,00	0,00	0,74	0,77	5,31	99,65
»	55	125,0	11,11	74,67	24,35	11,91	1,16	0,49	0,21	0,92	3,35	0,00	0,61	0,96	5,06	99,35
»	56	126,1	10,53	76,97	—	10,11	1,80	0,33	0,19	1,11	2,43	0,03	0,78	0,47	5,21	99,45
»	58	129,5	7,61	76,55	29,31	11,06	1,69	0,86	0,41	0,63	4,34	0,23	1,00	0,29	3,86	100,42
»	59	132,5	8,28	80,2	39,19	3,44	1,44	0,88	0,17	0,92	2,12	0,07	0,77	0,60	4,60	99,74
»	60	134,5	8,07	75,83	27,42	11,24	1,30	0,62	0,37	0,89	3,71	0,24	0,96	0,88	4,92	100,46
»	61	136,5	10,47	76,92	30,64	10,99	1,99	0,45	0,20	0,83	2,81	0,23	0,79	0,10	4,61	99,42
»	62	137,5	9,46	72,03	21,20	12,37	1,02	0,42	0,43	1,54	3,91	0,24	1,14	0,22	5,43	100,75
»	73	139,6	10,08	73,39	19,32	13,03	1,36	0,85	0,29	1,32	2,67	0,62	0,91	0,36	6,06	100,86
43	74	124,5	4,96	66,91	18,93	15,16	1,15	0,61	0,35	1,58	1,98	1,61	1,51	0,40	4,98	100,20
»	75	126,0	5,89	71,24	16,83	13,90	2,36	0,82	0,42	0,87	2,51	2,55	1,58	0,47	5,72	100,44
»	76	128,2	6,77	76,00	23,11	12,29	2,14	0,27	0,51	1,32	1,36	0,77	1,33	0,83	2,48	99,30
»	77	130,0	9,98	73,38	27,69	12,17	1,82	0,39	0,25	0,82	2,54	0,29	0,99	0,69	5,73	99,1
»	78	142,0	5,14	69,53	21,80	16,05	1,90	0,47	0,48	0,78	2,96	0,43	0,94	0,12	6,96	100,62
»	79	147,8	7,92	75,83	23,27	11,89	1,09	0,33	0,19	1,11	1,82	1,55	1,19	0,43	4,36	99,32
44	86	126	6,03	49,01	3,51	20,63	8,32	0,16	2,21	0,89	3,21	0,28	0,75	0,25	10,38	100,09
»	87	128	9,79	56,65	9,32	18,77	7,36	0,93	1,08	1,02	2,34	1,41	0,68	0,43	8,15	98,75
»	88	130,3	8,96	55,67	7,53	18,31	7,16*	2,12*	1,41	2,21	3,70	0,48	0,78	0,18	8,48	100,5

* Содержание Fe₂O₃ и FeO связано с примесью магнетита.
Аналитик — Латыпова Л. Г.

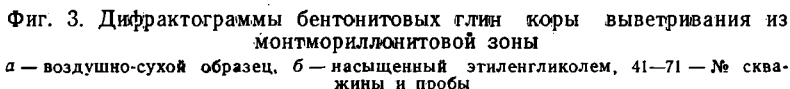


Таблица 3

№ скважины	№ образца	Глубина, м	Состав поглощенных комплексов в мг-экв на 100 г				Сумма поглощения комплекса, %	Коэффициент щелочности K+Na Ca+Mg
			Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺		
41	55	125,0	25,6	23,0	0,6	19,4	68,6	0,41
41	58	129,5	20,6	18,9	0,4	17,2	57,1	0,19
41	59	132,5	19,7	16,7	0,8	15,9	58,0	0,45
41	60	134,5	20,7	18,3	0,4	17,2	56,6	0,19
41	61	136,5	23,1	20,3	1,1	17,6	62,1	0,42
41	62	137,5	26,9	24,5	0,5	16,0	73,0	0,42
41	75	123,0	16,6	31,4	0,9	12,1	61,0	0,27
41	76	128,2	18,1	14,6	0,8	10,3	43,8	0,34
41	77	130,0	24,2	20,9	0,9	17,1	63,1	0,40
41	78	142,0	15,4	21,6	0,9	12,6	50,5	0,36
41	79	147,8	12,3	20,01	0,84	12,2	45,4	0,40
44	86	126	15,2	18,4	1,1	14,8	49,5	0,47
44	87	128	26,9	21,3	1,7	16,9	66,8	0,43
44	88	130,3	22,9	24,6	1,7	21,9	71,1	0,49

118

По составу и содержанию обменных катионов глины монтмориллонитовой зоны относятся к щелочноземельным магниево-кальциевым (табл. 3). Отмечается повышенное содержание щелочных катионов и преобладание Na над K. Сумма обменных катионов в среднем равна 60 мг·экв на 100 г. Если учесть, что в реакции обмена принимают участие главным образом частицы меньше 5 мк, то можно считать, что сумма обменных катионов в пересчете на данную величину возрастает и будет составлять около 75 мг·экв на 100 г. Эти данные позволяют отнести изученные нами глины к монтмориллонитовому типу.

ЛИТЕРАТУРА

- Булах А. Г. Руководство и таблицы для расчета формул минералов. М., «Недра», 1967.
Мак-Юан Д. М. Монтмориллонитовые минералы. В сб.: Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М., «Мир», 1965.

Геологический институт
Казань

Дата поступления
9.VIII.1970

УДК 553.691

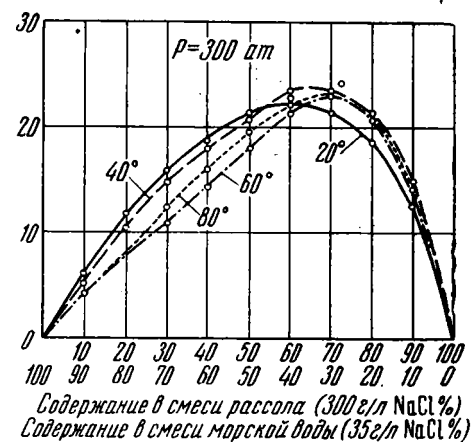
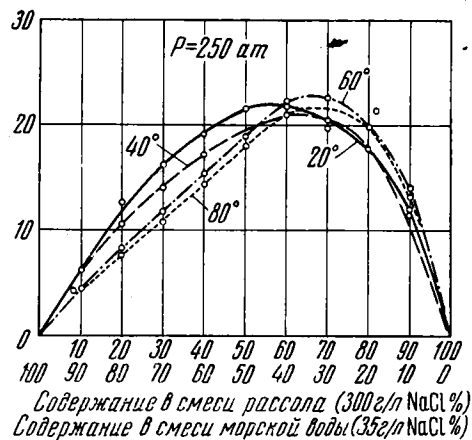
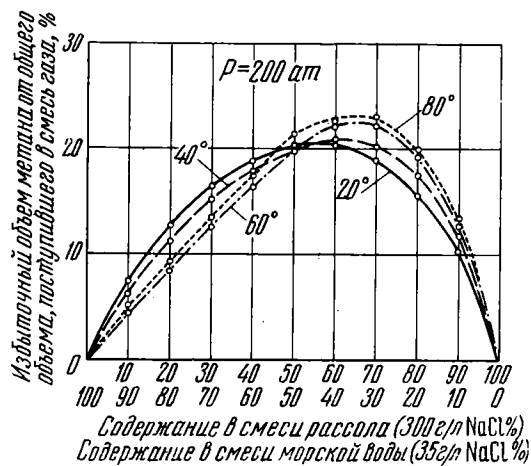
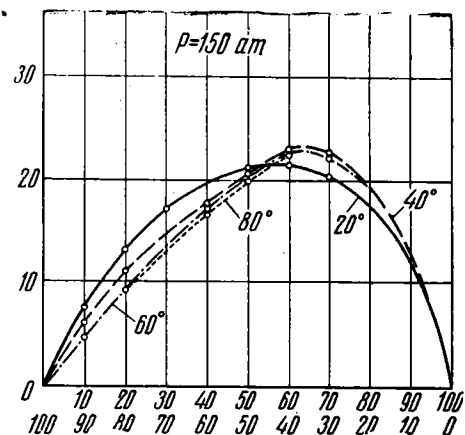
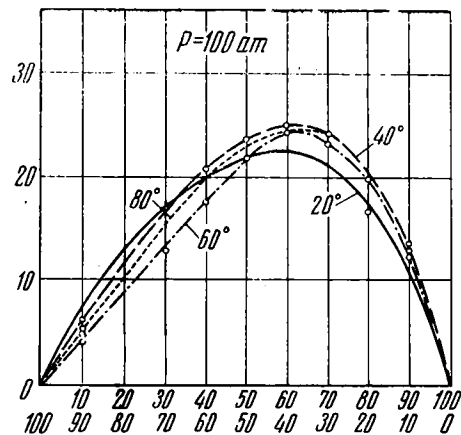
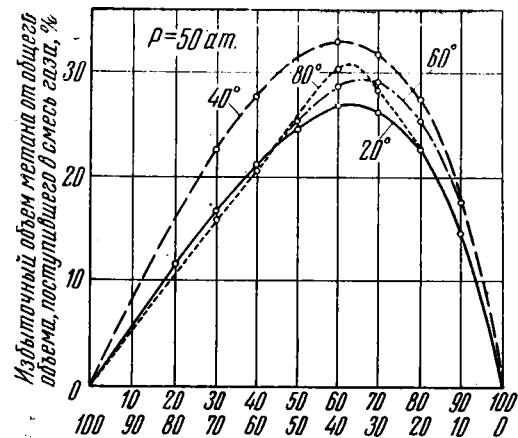
РОЛЬ СМЕШИВАНИЯ ВОД РАЗЛИЧНОЙ СОЛЕННОСТИ В ФОРМИРОВАНИИ ГАЗОВЫХ ЗАЛЕЖЕЙ И ФАКТОРЫ, ОБУСЛОВЛИВАЮЩИЕ СОЗДАНИЕ АНОМАЛЬНО ВЫСОКИХ ПЛАСТОВЫХ ДАВЛЕНИЙ В СОЛЕНОСНЫХ БАССЕЙНАХ

Э. С. ГОНЧАРОВ, И. Б. КУЛИБАКИНА

На пространственную связь крупных зон нефтегазоаккумуляции и эвапоритовых образований указывали многие исследователи (Буялов, 1966; Варенцев, Рябухин, Юдин, 1968; Васильев, 1970 и др.). Однако эта связь объяснялась главным образом благоприятными условиями для сохранения органического материала в соленосных бассейнах. В то же время такие бассейны являются не только надежным хранилищем органического материала, но и характеризуются специфическими геохимическими особенностями, способствующими формированию газовых залежей. Как известно, подземные воды всегда содержат некоторое количество растворенных углеводородов. Выделение растворенных газов в свободную фазу происходит при снижении давления в пластовой системе, что может быть обусловлено региональным воздыманием территории. Такой же эффект могут вызвать процессы засолонения пластовых вод. При смешивании вод различной солености, предельно насыщенных газом, неизбежно создаются условия пересыщения смеси при любых пропорциях смешивания. Выделение газа в свободную фазу происходит при смешивании газонасыщенных вод различной солености в природном резервуаре, являющемся частью артезианской водонапорной системы.

Ниже приведены таблица и графики, характеризующие выделение газа в свободную фазу, происходящее при смешивании предельно насыщенных метаном водных растворов, содержащих NaCl 35 и 300 г/л (таблица, фиг. 1 и 2).

В таблице указаны пропорции смешивания рассола и морской воды, соответствующая соленость смеси (M), общий объем (V) метана, поступившего в смесь, и избыточный объем газа в смеси в процентах от его общего объема $\left(\frac{\Delta V}{V} \cdot 100\right)$ для различных термодинамических зон, характеризующихся изменением температуры (T) от 20 до 80° и давления (P) от 50 до 300 ат. V — общий объем газа в смеси — подсчитывается



Фиг. 1. Выделение газа (метана) в свободную фазу при смешивании газонасыщенных вод с соленостью 35 и 300 г/л NaCl

суммированием объемов газа, привнесенных в смеси предельно газонасыщенными рассолами с минерализацией 30 г/л и водой с минерализацией 35 г/л. ΔV — избыточный объем газа — определяется по разности общего объема газа, привнесенного в смесь, и объема газа, который может удержать смесь при данном давлении и температуре.

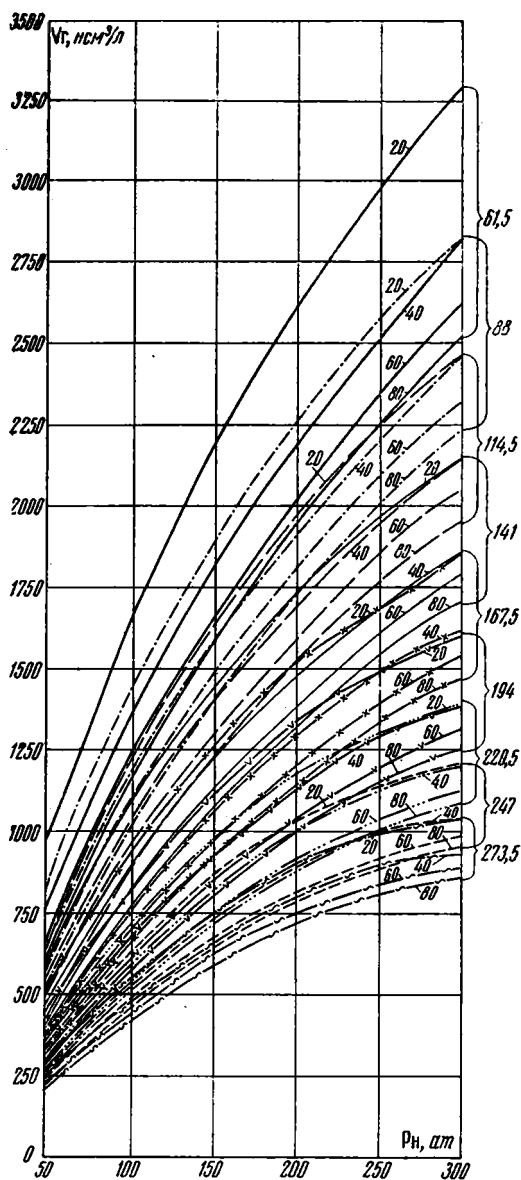
Объем газа, привнесенного в смесь рассолом и морской водой, и объем газа, который может удерживать смесь в растворенном состоянии, подсчитывается по кривым растворимости метана в пластовой воде соленостью 20—300 г/л (Гончаров, 1968).

Как видно из приведенной таблицы, существуют оптимальные условия смешивания предельно газонасыщенных вод независимо от температуры и давления при соотношении смешиваемых компонентов, близком к 6 (рассол): 4 (морская вода). Высокий процент выхода избыточных объемов газа отмечается также для приближающихся к оптимальным пропорциям смешивания. Существенных различий для выхода избыточных объемов газа в зависимости от температуры не отмечается.

Выход газа в свободную фазу в значительной степени определяется также давлением в пластовой системе (см. таблицу, см. фиг. 1). Наибольший выход газа (33%) отмечается при минимальном давлении в 50 ат. С ростом давления выход газа снижается от 25 ($P=50$ ат) до 23 ($P=150-250$ ат) — 23,4% ($P=300$ ат). Следовательно, снижение давления в интервале 150—250 ат не оказывает существенного влияния на выделение газа в свободную фазу. Некоторое увеличение выхода газа намечается при росте давления выше 250 ат.

Приведенные данные показывают, что при смешивании вод различной минерализации, предельно насыщенных газом, в свободную фазу выделяются огромные объемы воднорастворенного газа.

В природных условиях региональное предельное насыщение вод газом возможно лишь в газопroduцирующей системе. Обычно пластовые воды большинства нефтегазоносных бассейнов характеризуются тем или



Фиг. 2. Растворимость метана в продуктах смешивания морской воды (35 г/л NaCl) и рассола (300 г/л NaCl) при давлении 50—300 ат и температуре 20—80°

Выход газа в свободную фазу, происходящий при смешивании предельно насыщенных метаном водных растворов

Давление, ат	Темпера- тура, °C	1/9			2/8			3/7			4/6		
		M=61,5 г/л			M=88,0 г/л			M=114,5 г/л			M=141 г/л		
		V	$\frac{\Delta V}{V} \cdot 100$	$\frac{P_{\text{пласт}}}{P_{\text{гидр}}}$	V	$\frac{\Delta V}{V} \cdot 100$	$\frac{P_{\text{пласт}}}{P_{\text{гидр}}}$	V	$\frac{\Delta V}{V} \cdot 100$	$\frac{P_{\text{пласт}}}{P_{\text{гидр}}}$	V	$\frac{\Delta V}{V} \cdot 100$	$\frac{P_{\text{пласт}}}{P_{\text{гидр}}}$
50	20	1044	6,4	1,1	958	13,2	1,18	872	17,2	1,35	786	21,6	1,34
	40	848,2	7,7	1,12	781,4	15,9	1,22	714,5	22,3	1,33	647,8	27,4	1,40
	60	702,3	5,6	1,06	649,6	11,5	1,13	596,9	16,6	1,19	544,2	21,2	1,28
	80	656,4	5,5	1,04	609,8	11,4	1,14	555,2	16,1	1,26	504,6	20,7	1,28
100	20	1794,8	7,4	1,13	1639,6	13,2	1,225	1494,4	17,5	1,31	1349,2	19,8	1,37
	40	1438,9	5,7	1,08	1327,8	11,7	1,118	1216,7	16,4	1,24	1105,6	20,4	1,31
	60	1278,2	4,1	1,05	1181,4	7,70	1,12	1084,6	12,4	1,19	987,8	17,3	1,26
	80	1211,4	5,1	1,07	1119,8	10,3	1,14	1028,2	14,6	1,205	946,6	20,0	1,29
150	20	2351,7	7,4	1,12	2163,4	12,9	1,24	1975,1	17,2	1,33	1786,8	19,6	1,4
	40	1928,3	5,9	1,1	1781,6	11,0	1,2	1634,9	14,4	1,27	1488,2	17,5	1,34
	60	1736,3	5,0	1,07	1607,6	9,4	1,13	1478,9	13,0	1,21	1350,2	16,5	1,35
	80	1656,8	4,5	1,07	1533,6	9,2	1,13	1410,4	13,4	1,21	1287,2	17,2	1,36
200	20	2809,6	7,1	1,3	2684,2	12,7	1,465	2358,8	16,4	1,375	2133,4	18,7	1,485
	40	2333,2	6,1	1,108	2154,4	11,3	1,205	1975,6	15,0	1,28	1796,8	17,9	1,395
	60	2121,7	4,4	1,063	1963,4	8,0	1,13	1805,1	12,5	1,195	1646,8	16,4	1,285
	80	2056,8	4,7	1,08	1963,6	9,0	1,155	1750,4	13,3	1,225	1597,2	17,5	1,315
250	20	3183,6	6,14		2927,2	12,0		2660,8	16,2		2414,4	19,2	
	40	2670,1	6,0		2463,2	10,7		2255,3	14,1		2049,4	17,2	
	60	2449,3	4,26		2263,6	7,9		2077,9	10,8		1892,2	14,4	
	80	2362,2	4,3		2184,4	8,2		2006,6	1,8		1828,8	15,4	
300	20	3490,5	5,9		3204,0	11,7		2917,5	15,8		2631,0	18,7	
	40	2986,7	5,1		2748,4	10,5		2510,1	14,9		2271,8	18,0	
	60	2725,3	4,2		2513,6	7,8		2301,9	10,9		2090,2	14,4	
	80	2644,3	4,1		2438,6	7,8		2232,9	12,4		2027,2	16,0	

Давление, ат	Температура, °C	5/5			6/4			7/3			8/2			9/1		
		M=167,5 г/л			M=194 г/л			M=220,5 г/л			M=247 г/л			M=273 г/л		
		V	$\frac{\Delta V}{V} \cdot 100$	$\frac{P_{\text{пласт}}}{P_{\text{гидр}}}$	V	$\frac{\Delta V}{V} \cdot 100$	$\frac{P_{\text{пласт}}}{P_{\text{гидр}}}$	V	$\frac{\Delta V}{V} \cdot 100$	$\frac{P_{\text{пласт}}}{P_{\text{гидр}}}$	V	$\frac{\Delta V}{V} \cdot 100$	$\frac{P_{\text{пласт}}}{P_{\text{гидр}}}$	V	$\frac{\Delta V}{V} \cdot 100$	$\frac{P_{\text{пласт}}}{P_{\text{гидр}}}$
50	20	699,5	24,5	1,40	613	27,4	1,42	527	26,0	1,4	441	22,9	1,34	355	14,6	1,2
	40	601,5	32,16	1,54	514,2	32,9	1,5	447,4	31,3	1,5	380	27,6	1,44	313,8	18,1	1,26
	60	491,5	25,3	1,37	438,8	28,7	1,42	386,1	28,8	1,4	333,4	25,0	1,34	280,7	18,1	1,12
	80	454,0	25,6	1,36	403,4	30,6	1,4	352,8	27,7	1,36	302,2	22,9	1,30	251,6	14,5	1,18
100	20	1204,0	21,9	1,41	1058,8	22,8	1,42	913,6	21,7	1,34	768,4	19,3	1,3	623,2	11,8	1,15
	40	994,5	23,6	1,38	883,4	25,0	1,41	772,3	24,3	1,42	661,2	21,3	1,31	550,1	13,7	1,2
	60	891,0	21,8	1,34	794,2	24,5	1,39	697,4	23,4	1,37	600,6	20,1	1,29	503,8	12,7	1,18
	80	845,0	23,1	1,34	753,4	25,4	1,40	661,8	24,5	1,28	570,2	20,7	1,30	478,6	12,7	1,19
150	20	1598,5	21,0	1,48	1410,2	21,5	1,47	1221,9	20,2	1,43	1033,6	17,3	1,35	845,3	11,9	1,19
	40	1341,5	20,2	1,41	1194,8	22,6	1,48	1048,1	22,0	1,44	901,4	19,9	1,36	754,7	13,2	1,22
	60	1221,5	19,8	1,37	1092,8	22,5	1,44	964,1	22,6	1,45	835,4	19,4	1,39	706,7	13,0	1,21
	80	1164	20,5	1,37	1040,8	22,8	1,37	917,6	22,3	1,41	794,4	19,4	1,43	671,2	12,8	1,21
200	20	1908,0	20,3	1,595	1682,6	20,6	1,75	1457,2	18,7	1,72	1231,8	15,8	1,675	1006,4	10,4	1,295
	40	1618,0	20,3	1,515	1439,2	20,9	1,715	1260,4	20,3	2,10	1081,6	17,7	1,9	902,8	11,9	1,27
	60	1488,5	19,9	1,405	1330,2	22,3	1,545	1171,9	22,3	1,70	1013,6	19,6	1,725	855,3	12,9	1,305
	80	1444	21,3	1,44	1290,8	22,5	1,64	1137,6	23,3	1,74	984,4	20,0	1,725	831,2	13,4	1,33
250	20	2158	21,6		1901,6	22,0		1645,2	20,6		1388,8	17,9		1132,4	12,3	
	40	1842,5	19,1		1635,6	21,0		1428,7	20,5		1221,8	18,0		1014,9	11,8	
	60	1706,5	18,3		1510,8	21,2		1335,1	20,2		1149,4	20,0		963,7	13,7	
	80	1651	19		1473,2	22,4		1295,4	22,7		1117,6	20,0		939,8	14,3	
300	20	2344,5	21,3		2058,0	22,5		1171,5	21,4		1485,0	18,7		1198,5	12,6	
	40	2033,5	20,7		1795,2	23,4		1556,9	23,2		1318,6	21,1		1080,3	14,4	
	60	1878,5	17,8		1666,8	21,4		1455,1	23,0		1243,4	20,8		1031,7	14,7	
	80	1821,2	19,4		1615,8	22,8		1410,1	23,3		1204,4	20,9		998,7	14,4	

Примечание. Прирост давления для случая смешивания газонасыщенных вод в замкнутой системе при давлении 250—300 ат не приведен, поскольку экспериментальные исследования G. Long и G. Chieici, на основе которых составлена настоящая таблица, не характеризуют растворимость метана при упругости его выше 300 ат.

ным дефицитом насыщения газом. Однако смешивание вод различной минерализации может оказать высаливающее действие на газ не только в случае предельного насыщения им обоих смешивающихся компонентов. Даже если рапа имеет нулевую газонасыщенность, при смешивании ее с предельно газонасыщенными водами достаточно низкой солености может иметь место существенное (до 14%) выделение газа в свободную фазу (при поступлении рапы в относительно небольших пропорциях).

Таким образом, в природных условиях выделение газа в свободную фазу может происходить в широком диапазоне условий смешивания вод различной газонасыщенности и может иметь место даже в случае смешивания существенно недонасыщенных газом маломинерализованных вод и рассолов.

Если смешивание газонасыщенных вод различной солености происходит в замкнутом объеме природного резервуара (например, в межсольевых отложениях), то пересыщение смеси выразится в росте упругости растворенных газов и может послужить причиной образования зоны аномально высокого пластового давления. Величину прироста давления в ограниченном объеме природного резервуара можно определить из графика, представленного серией кривых, показывающих растворимость метана в водах различной солености (в зависимости от пропорций смешивания) при давлениях 50—300 ат и температурах 20, 40, 60 и 80°. Если известен суммарный объем газа, привнесенного в смесь рассолом и обычной морской водой (см. таблицу), то по графику фиг. 2 можно определить то давление, которое создается бы в пластовой системе в случае ее полной изоляции. Как видно из графика и таблицы, пластовое

давление в системе может превысить начальное в 1,02—1,75 раза $\left(\frac{P_{\text{пласт}}}{P_{\text{гидр}}}\right)$

Величина пластового давления в значительной степени зависит от пропорций смешивания, причем максимальное избыточное давление, как и максимальный выход газа в свободную фазу, отмечается при пропорциях смешивания, близких к 6:4.

Образование аномально высоких пластовых давлений (АВПД) может привести к гидроразрыву пластов и расширению системы сообщающихся резервуаров, способствовать инъекции рассолов в соседние природные резервуары, заполненные относительно мало минерализованными газонасыщенными водами и приводить к ускорению процесса формирования свободной газовой фазы и в конечном счете газовых залежей. Наличие АВПД отмечается в большинстве соленосных бассейнов мира. Так, АВПД, превышающие нормальное гидростатическое более чем в 1,5 раза, известны в крупнейших газовых залежах мира с запасом более 1 трлн. м³, экранированных эвапоритовыми образованиями (Слохтерен, Хасси Р'Мель, Вуктыльское месторождение)¹. АВПД отмечены также для ряда других газовых залежей, связанных с эвапоритами (месторождения Амударьинской впадины, Алжирской Сахары, Иркутского амфитеатра и др.).

Это указывает на то, что в определенных условиях смешивание газонасыщенных вод различной минерализации может происходить не в артезианской водоносной системе, а в пространственно ограниченных природных резервуарах.

Таким образом, анализ приведенного выше материала свидетельствует о том, что осадочные бассейны, характеризующиеся присутствием эвапоритовых образований, отличаются особенно благоприятной физико-химической обстановкой, способствующей формированию газовых и нефтяных залежей, причем процессы формирования залежей нефти и газа могут интенсифицироваться за счет высвобождения внутренних энергетических ресурсов среды.

¹ Имеется в виду аномальное давление, не связанное с высотой газовой залежи.

ЛИТЕРАТУРА

- Буялов Н. И. Галогенные отложения на территории СССР и их связь с нефтегазодностью.— Докл. АН БССР, 1966, т. 10.
- Варенцов М. И., Рябухин Г. Е., Юдин Г. Т. Месторождения гиганты (нефтяные и газовые сокровища мира). М., «Знание», 1966.
- Васильев Ю. М. Соленосные отложения и их роль в геологии.— Тр. МИНХ и ГП, М., 1970, вып. 20.
- Гончаров Э. С. Особенности формирования газовых месторождений в области распространения соленосных формаций.— В сб.: Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений. 1968.
- Рябухин Г. Е., Алиев Е. Р., Рудик В. А. Нефтегазодность Ближнего и Среднего Востока в связи с проявлением соляной тектоники.— Тр. МИНХ и ГП, М., 1970, вып. 90.

ВНИИГаз
Москва

Дата поступления
13.1.1971

ХРОНИКА

СЕМИНАР ПО ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНОМУ АНАЛИЗУ ОСАДОЧНЫХ РУДОНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ Al — Fe — Mn

Б. М. МИХАЙЛОВ, В. А. БРОНЕВОЙ, А. Д. ПЕТРОВСКИЙ

Семинар по литолого-фациальному анализу осадочных рудоносных формаций Al—Fe—Mn состоялся в Ленинграде 12—15 мая 1971 г. Организация семинара проведена Комиссией по осадочным породам при ОГГТ АН СССР и Всесоюзным ордена Ленина геологическим научно-исследовательским институтом (ВСЕГЕИ). В работе семинара приняли участие более 200 человек из 33 организаций Министерства геологии СССР, АН СССР, Министерства высшего образования СССР и Министерства цветных металлов СССР.

На пленарных заседаниях было заслушано 6 докладов общего характера.

В докладе Б. М. Михайлова, В. А. Броневого, В. Л. Либровича и А. Д. Петровского (ВСЕГЕИ) «Основные принципы выделения и типизации осадочных рудоносных формаций», рассмотрен вопрос о правомочности и целесообразности выделения осадочных рудоносных формаций, как устойчивых естественно-исторических комплексов пород, закономерно возникающих при строго определенных параметрах среды и тесно связанных с тем или иным полезным ископаемым. Предлагая выделять осадочные рудоносные формации по конкретным парагенезам пород, т. е. по устойчивым их «сонахождениям», авторы одновременно считают обязательным дальнейшее выяснение генетических связей между породами формаций, поскольку лишь на базе генетических построений может быть создана действительно научная основа прогноза месторождений осадочных полезных ископаемых.

В. П. Рахманов и В. К. Чайковский (ЛОПИ) в своем докладе рассмотрели основные генетические типы осадочных марганцевосных формаций. В платформенных, геосинклинальных и переходных группах формаций они выделили терригенную, карбонатную, и вулканогенно-осадочную подгруппы. Детализация в пределах подгрупп проводилась по составу парагенезов, слагающих формацию пород. Авторы выступили против выделения самостоятельной гондитовой формации, отметив, что она является метаморфизованным аналогом основной марганцевосной кварцево-песчаной формации.

А. Д. Петровский (ВСЕГЕИ) рассмотрел состояние проблемы вулканогенно-осадочных марганцевосных формаций в СССР. Он отметил более широкое, чем считалось прежде, участие вулканических процессов в формировании марганцеворудных накоплений. Развивая идеи Н. С. Шатского, Н. П. Хераскова, Е. А. Соколовой, докладчик выделил 4 самостоятельных типа вулканогенно-осадочных марганцевосных формаций, отметив характерные особенности и практическую значимость каждого.

И. М. Варенцов (ГИН) привел сравнительную характеристику процессов накопления руд железа и марганца в современных озерных и морских водоемах. Железо-марганцевые конкреции и корковидные образования являются лишь морфологическими разновидностями единого процесса накопления железа и марганца на абсорбционно-активных поверхностях.

В. А. Броневой и Б. М. Михайлов (ВСЕГЕИ) в докладе, посвященном основным вопросам геохимии Al, Si, Fe, Ti при формировании бокситоносных формаций, рассказали о главнейших направлениях в экспериментальных и теоретических исследованиях по моделированию природных процессов, связанных с образованием бокситов. Авторы показали, что развитие этих процессов в принципе конвергентно и зависит прежде всего от температуры, pH и состава грунтовых вод.

Комплексное использование при анализе процессов бокситообразования не только геологических наблюдений, но и физико-химических расчетов, результатов эксперимен-

тального изучения различных систем с участием алюминия, а также данных по гидрохимии современных грунтовых вод позволило авторам построить теоретическую модель гумидного выветривания алюмосиликатов и определить основные геохимические параметры среды возможного бокситообразования. В частности, было показано, что при современных кислотно-основных свойствах грунтовых и метеорных вод гумидных областей бокситообразование может происходить только в тропической зоне и только в форме латеритного процесса. Условия для хемогенно-осадочного бокситообразования в настоящее время практически не реализуются, но для древних эпох и эта модификация процесса бокситообразования была возможна.

В. А. Теняков (ВИМС) посвятил свой доклад геологическому строению и бокситоносности Австралии — крупнейшей бокситоносной провинции мира. На основе личных наблюдений и анализа опубликованных материалов он пришел к выводу, что в Австралии подавляющее большинство промышленных залежей бокситов — не элювиальные, а осадочные образования делювиально-пролювиального генезиса. Запасы бокситов Австралии, по оценке В. А. Тенякова, намного превышают запасы таких классических бокситорудных регионов мира, как Западная Африка, Ямайка, Суринам и др.

После проведения пленарных заседаний 80 участников семинара выехали в г. Бокситогорск для ознакомления с разрезами бокситовых карьеров. В г. Бокситогорске был заслушан доклад главного геолога ТГЗ С. А. Попова «Тихвинский бокситоносный район», а во время осмотра карьеров проведена дискуссия о перспективах поисков бокситов на северо-западе Русской платформы и генезисе бокситов тихвинского типа в других регионах СССР.

Разрезы карьеров ТГЗ, по мнению большинства членов экскурсии, не оставляют сомнения в осадочном генезисе рудных залежей, возникших в результате переотложения водными потоками остаточных накоплений алюминия и железа.

Оставшиеся в Ленинграде участники семинара заслушали и обсудили ряд других докладов.

А. И. Махарадзе (КИМС) сообщил новые данные о месторождениях и проявлениях марганца, железа, фосфора, кремния в Западной Грузии, свидетельствующие об участии в их формировании эндогенных процессов, связанных с вулканизмом.

С. М. Кореневский (ВСЕГЕИ) на большом фактическом материале показал присутствие накоплений марганца в галогенных формациях.

К. А. Григорьева (ВСЕГЕИ) доложила об особенностях среднепалеозойских марганценовых формаций Сарысу-Тенизского поднятия и эпигенетической природе железо-марганцевого оруденения. Она подчеркнула большую роль гипергенных процессов в образовании окисных руд.

С. Н. Тарасова (Западно-Сибирской геол. упр.) сообщила новые данные о вещественном составе, геологической обстановке и условиях образования марганценовой карбонатной формации рифей — нижнего кембрия в Кузнецком Алатау. Она отметила вулканогенно-осадочную природу рудных накоплений.

В. К. Чайковский (ЛОПИ) выступил с гипотезой формирования олигоценовых марганцевых руд Причерноморской зоны за счет химического выпадения марганца, принесенного из глубоководных застойных зон Черного моря.

Е. Ф. Станкевич, Ю. В. Баталин, Ф. Л. Дмитриев и Н. П. Петров сообщили о концентрациях свободного глинозема в некоторых эвапоритовых формациях СССР.

Участники семинара отметили необходимость парагенетического подхода к выделению, изучению и типизации осадочных рудоносных формаций, имея при этом в виду обязательное выяснение генетических связей между породами формаций, как основы для разработки научного прогноза месторождений полезных ископаемых зоны гипергенеза. Важны также вопросы о конкретных объемах и границах осадочных рудоносных формаций и закономерностях рудообразования в зоне гипергенеза.

ВСЕГЕИ
Ленинград

Дата поступления
7.VIII.1971

ИНФОРМАЦИЯ О VIII МЕЖДУНАРОДНОМ КОНГРЕССЕ СЕДИМЕНТОЛОГОВ

И. В. ХВОРОВА

С 30 августа по 4 сентября 1971 в г. Гейдельберге (ФРГ) состоялся очередной конгресс Международной ассоциации седиментологов. Он проходил при участии Международной ассоциации по изучению минерального сырья и Международной ассоциации по математической геологии.

Ведущей проблемы в программе Конгресса не было; она включала более 20 «равноправных» тем такого содержания: карбонаты, эвапориты, диагенез и ранний метаморфизм кластических пород, седиментация в Средиземном, Черном морях и Персид-

ском заливе, турбидиты, седиментация в разных фациальных условиях (флювиальная, озерная, шельфовая и глубоководная), красноцветные отложения, органическое вещество в осадках, отражение палеоклиматических изменений в отложениях, глинистые минералы, руды в осадочных породах, математические модели в седиментационных процессах и др.

Большое количество поставленных вопросов позволило широкому кругу литологов, работающих над разными проблемами, обменяться опытом и обсудить наиболее интересные и сложные положения, однако такая многотемность имела и недостатки. Часто на разных секциях одновременно проходили доклады близкие по содержанию, что вызвало определенные неудобства. Кроме того, чувствовалась необходимость постановки доклада общего значения, отвечающего наиболее важной из современных проблем литологии, который привлек бы внимание всех участников конгресса.

Заслужой оргкомитета являлось предварительное опубликование тезисов докладов.

В работе конгресса принимали участие следующие советские литологи: Брангулис А. П., Вистелиус А. Б., Доленко Г. Н., Жарков М. А., Казанский Ю. П., Попов В. М., Саркисян С. Г., Тажибаева П. Т., Хворова И. В., Хейсканен К. И., Шадлун Т. Н. Почти все они выступали с докладами на разных секциях.

Ниже отмечаются главные проблемы, обсуждавшиеся на секциях.

Карбонаты. На секции было заслушано 35 докладов. Основное внимание уделялось двум темам: рифам и процессам постседиментационного преобразования карбонатного материала.

Доклады по первой теме относились к современным и ископаемым рифам. На примерах современных рифов изучался главным образом процесс литификации. Было показано, что раннедиагенетические карбонатные материалы, заполняющие пустоты в первично-пористом биогермном сооружении, представлены фибровым арагонитом и высокомагнезиальным кальцитом. Значение того или другого определяется не средой осадкообразования, а составом рифостроителей. В коралловых постройках преобладает арагонит, а для водорослевых — характерен высокомагнезиальный кальцит. Интересные данные, полезные для палеогеографических реконструкций, приводились по морфологии строматолитов из залива Шарк (Австралия). В полосе сильного течения они отличаются высокими (до 1 м) «колоннами», в зоне волнений умеренной силы развиты мелкие ветвящиеся столбчатые формы, а в спокойных условиях — стратиформные стоматолиты и лопаты.

Много докладов было посвящено ископаемым рифам, с которыми нередко связаны нефтяные и газовые залежи (Канада, Мичиганский бассейн), а также рудные месторождения. В разных сообщениях рассматривались внутреннее строение и морфология рифов, их положение в общем фациальном профиле отложений, экология и постседиментационные преобразования.

Доклады по второй теме касались главным образом физико-химических и геохимических аспектов цементационных процессов в карбонатных породах, а также роли органического вещества в осаждении и растворении карбонатов. При этом во многих исследованиях широко использовались сканирующий электронный микроскоп, микроанализатор, изотопный и люминесцентный анализы.

Была отмечена большая роль подземных вод в образовании кальцитового цемента. Этот «вадозовый кальцит» отличается от седиментационного и диагенетического изотопным составом углерода и кислорода, иногда также элементами-примесями и люминесцентной характеристикой.

В некоторых докладах приводились результаты экспериментов по осаждению арагонита, кальцита и доломита. К числу таких сообщений относится доклад Ю. П. Казанского, В. Н. Катаева и Н. Т. Мандрыкова «Синтез карбонатов из углекисло-хлоридных растворов и их геологическая интерпретация».

Эвапориты. Большинство докладов было посвящено частным проблемам соленакопления и характеристике отдельных солеродных бассейнов. Некоторые доклады имели общее значение. К их числу следует отнести доклад М. Бронгерсма-Сандерс (Нидерланды), посвященный причинам цикличности эвапоритового осадконакопления, и доклад М. А. Жаркова о палеозойских солеродных бассейнах мира. На секции было продемонстрировано стремление к детальному изучению современного соленакопления.

Диагенез и ранний метаморфизм кластических пород. Проблема, как известно, получила большое развитие за последние 10—15 лет, и на фоне имеющихся обобщений большинство докладов носило скорее частный характер. Однако в них рассматривались разнообразие объектов (вулканогенно-осадочные, угленосные, флишевые отложения) и в целом можно было получить интересные сведения об особенностях преобразования пород в зависимости от их первичных свойств (состава и структуры).

Наметилась и новая тенденция: определять по ассоциации глинистых минералов и цеолитов температурный градиент, являющийся одним из факторов постседиментационного минерального преобразования (работы А. Ииэма, М. Утада, Д. Хелинга). Это первые «опытные» работы, но, по-видимому, само направление перспективно.

Седиментация в современных морских бассейнах. Рассматривалось осадкообразование в Средиземном, Черном морях и Персидском заливе. Особенно много докладов

посвящено Средиземному морю, которое в последние годы изучалось очень интенсивно. Было приведено много новых данных о рельефе дна, гидрологии, осадках, фауне. Большинство сообщений касалось отдельных крупных участков бассейна, но в некоторых докладах рассматривалась под тем или иным углом зрения седиментация в целом. В итоге сейчас имеется обширная информация о питании бассейна осадочным материалом, о механизме его разноса и скорости накопления, о шельфовых, склоновых и глубоководных осадках. Особенно интересны данные о четвертичных отложениях (данные бурения и грунтовых трубок), позволяющие восстановить четвертичную историю бассейна. Климатические колебания, происходящие в четвертичном периоде, существенно сказывались на гидрологии, осадках и фауне.

Турбидиты. Почти во всех докладах рассматривались отложения современных бассейнов, преимущественно океанов или тесно связанных с ними морей, причем широко использовались данные бурения и сейсмического профилирования. Было установлено, что песчано-алевритовые турбидиты иногда распространяются на расстояние до 900 км от питающей прибрежной зоны и образуют обширные шлейфы на абиссальных равнинах, достигая глубины свыше 3 км. Изучение строения турбидитов показало, что не всегда они строго соответствуют установленной модели: иногда материал, их составляющий, хорошо отсортирован, а вертикального изменения гранулометрии (graded bedding) не наблюдается.

Интересная толща, состоящая из чередования пелагических кремнистых осадков и типичных песчаных турбидитов с градиционным строением, была встречена на абиссальной равнине к югу от Австралии. Источником песчаного материала была Антарктида. Установлено, что климатические колебания в течение четвертичного периода определяли поступление песчаного материала, влияли на сообщества диатомовых водорослей и радиолярий, а также на скорость седиментации (1,5—2 см/1000 л во время похолодания и 3—4,5 см/1000 л при потеплении).

В целом в докладах был продемонстрирован большой материал, имеющий значение для характеристики океанской седиментации (так как турбидиты являются важным генетическим типом океанских осадков), а также для палеогеографических реконструкций, особенно в геосинклиналях.

Осадкообразование в разных фациальных условиях. На четырех секциях рассматривалась флювиальная и дельтовая, озерная, прибрежная и шельфовая, глубоководная седиментация.

Небольшое количество сообщений относилось к ископаемым отложениям, развитым на континентах. Это были обычного типа доклады частного характера.

В большинстве сообщений приводились результаты изучения современных осадков или океанских отложений, вскрытых бурением. Материал по океанам здесь был в центре внимания.

На секции по флювиальной и дельтовой седиментации рассматривались осадки, выносимые крупными реками Западной Африки, Америки (Миссисипи, Амазонкой и др.). Приводились данные о количестве и составе поставляемого материала, о путях его разноса и осаднении. На некоторых примерах было показано, что вносимый в океан песчаный материал часто переносится вдоль каньонов на континентальном склоне и образует обширные шлейфы у его основания; на пространствах между каньонами отлагаются также илистые осадки. Вся эта информация представляет большой интерес и будет, несомненно, учитываться при реконструкции седиментации в древних бассейнах.

Прибрежные и шельфовые отложения тоже характеризовались преимущественно на примерах океанов, причем особенно много материалов было приведено по Атлантике.

На секции по глубоководным осадкам часть докладов была посвящена современным и мезо-кайнозойским турбидитам. Один из докладчиков, Г. Н. Нельсон (Геологическая служба Калифорнии) предложил модель процесса формирования глубоководных вееров (deep-sea fan) в открытых океанах. По существу здесь дана характеристика определенного типа океанской формации и разобран механизм ее образования.

В нескольких докладах рассматривался весь осадочный разрез океанов (Атлантика). Хотя данные бурения уже опубликованы и поэтому материал не является совершенно новым, доклады привлекли большое внимание, так как в них рассмотрена история формирования отложений и установлены определенные переломные моменты в развитии седиментации.

Наиболее интересные доклады на секции по озерным отложениям тоже относились к современным объектам. Рассматривались осадки двух типов: существенно карбонатные и терригенные.

Первые исследовались на примере озер Афганистана и Турции, где происходит интенсивное карбонатообразование. Первичными минералами являются арагонит, кальцит и высокомагнезиальный кальцит. В диагенезе происходит их трансформация в другие минералы, в частности появляется доломит и магнезит. Состав первичных и диагенетических минералов определяется главным образом отношением Mg/Ca. Содержание Mg влияет и на состав глинистых минералов.

Второй тип озерной седиментации продемонстрирован на примере одного из озер Швейцарии.

О работе рудной секции. Как указывалось, VIII Конгресс седиментологов проходил при участии Геологического общества по изучению минерального сырья, и значительное количество докладов было посвящено рудам в осадочных породах. Подробные данные о работе рудной секции будут опубликованы в журнале «Геология рудных месторождений», поэтому здесь ограничимся краткой информацией.

Большинство докладов было посвящено стратиформным свинцовым и цинковым месторождениям в карбонатных толщах (месторождения «типа долины Миссисипи» и др.). Вопросы генезиса руд были основным мотивом почти всех докладов, в том числе и регионального характера. В докладах, посвященных стратиформным свинцово-цинковым рудам, хотя в большинстве случаев регионального характера, вопросы генезиса находились в центре внимания. Идея о первично осадочном, а не гидротермальном происхождении рудного вещества доминировала; одновременно признавалась большая роль вторичных преобразований в формировании рудных тел. Доклад известного советского специалиста по стратиформным месторождениям В. М. Попова соответствовал преобладавшим взглядам.

Из докладов, а также во время экскурсии в Известняковые Альпы, можно было убедиться, что руды приурочены преимущественно к доломитам и доломитизированным известнякам — светлым и темным, битуминозным. Минерализация известна в платформенных и геосинклинальных формациях. Нередко вмещающие толщи сохранили признаки мелководного происхождения и ритмичного строения, причем сульфидная минерализация как будто бы приурочена к определенным частям ритмов. Чаше, однако, вмещающие породы претерпевали сильную вторичную трансформацию и в них сохранились лишь следы первичной структуры; в таких толщах наблюдаются многочисленные стилолиты, закарстованность, трещиноватость, с которыми связана перетолщенная руда. На примере стратиформных флюорит-сфалерит-галенит-баритовых руд Иллинойса У. К. Парк и Г. К. Амштутц показали большую роль диа- и эпигенетических процессов в преобразовании вмещающих карбонатных пород и рудного вещества, а также установили стадийность преобразования. Они пришли к выводу, что современная форма рудных тел — суммарный результат серии последовательного отложения рудных минералов из рассолов, медленно мигрирующих в пористых вмещающих породах.

В некоторых докладах подчеркивалась роль структурного контроля в формировании месторождений: приуроченность рудных концентраций к зонам трещиноватости, связанным со сбросами.

На рудной секции были заслушаны также доклады о железных и марганцевых рудах в осадочных породах. Среди них особый интерес представляют сообщения о концентрации рудного вещества в современных вулканических зонах. В заливах некоторых вулканических островов с подводными фумарольными полями происходит накопление железистых осадков, местами образующих слои до 3 м. Изучались формы железа, химический состав осадков и поровых вод по разрезу и латеральному профилю, а также значения pH, Eh и I^0 . Все эти данные имеют большую важность для понимания процессов формирования эксталяционно-осадочных руд. Бактериологические исследования и изотопный анализ серы показали, что иногда сульфидная форма железа определяется деятельностью сульфатредуцирующих бактерий. В колонках среди железистого осадка местами обнаружено большое количество кремневого геля — возможного продукта разложения пемзы. Было показано, что в различных районах состав рудных осадков различен: в одних это железисто-опаловый осадок (Эгейское море, о. Тера), в других, кроме того, присутствуют окислы Mn.

В краткой информации нельзя осветить множество интересных фактов, приводившихся в докладах и выступлениях. Литологи, работающие над различными вопросами, вероятно, смогут познакомиться с материалами конгресса в специальных трудах, которые планируется издать в журнале «Седиментология» (*Sedimentology*), где публикуется много интересных новых материалов по различным актуальным проблемам литологии, в том числе и рассматривавшимся на конгрессе.

Анализируя работу VIII конгресса в целом, можно еще раз подчеркнуть большой интерес к современным осадкам, особенно так или иначе связанным с океанами. Следует отметить также стремление обычные классические фашиально-литологические исследования дополнить глубоким изучением процессов формирования вещественного состава пород, в том числе процессов, протекающих в постседиментационную стадию. Это относится к карбонатным и терригенным породам, а также к вулканогенным и кремнистым. В развитии такого направления большую роль играет широкое использование новых методов анализа (электронной микроскопии, микроанализатора, изотопии и др.).

Характерно, что многие доклады были сделаны от имени нескольких авторов. Такая тенденция к коллективным работам определяется необходимостью решать проблемы с привлечением специалистов по разным дисциплинам и методам.

На конгрессе не только обсуждались научные доклады, но и решались организационные вопросы. На общем собрании членов ассоциации (Генеральная ассамблея) были заслушаны краткие отчетные доклады президента ассоциации профессора

Г. Е. Рейнека, генерального секретаря — профессора С. Ф. Аллена, казначея доктора Д. Т. Г. Нота и главного редактора журнала «Седиментология» профессора Г. Фухтбауэра. Избран новый состав Совета ассоциации: президент — профессор И. Гублер (Франция), вице-президент профессор Г. М. Фридман (США), генеральный секретарь — профессор Аллен (Англия), казначей — Д. Ивота (Голландия), членами совета выбраны представители Австралии, Индии, Канады, Нидерландов, Румынии, СССР (И. В. Хворова), ФРГ. Главным редактором журнала «Седиментология» выбран профессор К. Ж. Сю (Швейцария), в число членов редколлегии от СССР вошла А. Г. Коссовская.

Геологический институт
АН СССР
Москва

Дата поступления
15.XI.1971

МАТЕМАТИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ НА 8-м МЕЖДУНАРОДНОМ СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКОМ КОНГРЕССЕ

(г. Гейдельберг, ФРГ, 1971 г.)

А. Б. ВИСТЕЛНУС

8-й Международный седиментологический конгресс в г. Гейдельберге (ФРГ) был организован тремя международными ассоциациями. Одна из них — Международная ассоциация математической геологии (МАМГ). В соответствии с этим и учитывая весьма разнообразные аспекты ее применения в седиментологии, конгресс уделил большое внимание математической геологии. В процессе организации конгресса за год до открытия была проведена дискуссия о выборе основной темы его работы в области математической геологии. По совету автора настоящей заметки за основную тему приняли проблему математические модели в седиментологии, которая была реализована на пленарном заседании в докладе проф. Г. Бонхам-Картера (руководитель комитета по вопросам образования МАМГ) и в сообщениях специальной секции, работавшей под председательством проф. Д. Ф. Мерриам (главный редактор журнала МАМГ). Кроме того, были проведены заседания секций по использованию многомерных методов (председатель — автор этой статьи), методам машинного моделирования (председатель — Бонхам-Картер), количественной седиментологии (председатель — доктор С. Сянгупта, член Совета МАМГ), обработке и измерению (руководитель — доктор Дж. Дэвис) и по различным математическим методам, не вошедшим в указанные секции (руководитель — доктор Немец, казначей МАМГ по социалистическим странам).

Болезнь вице-президента МАМГ проф. Крамбайна не позволила ему прибыть на конгресс.

Из советских специалистов в сессии приняли участие К. И. Хейсканен (Лаборатория математической геологии, Институт Геологии, (г. Петрозаводск) и автор настоящей строк (Лаборатория математической геологии ЛОМИ АН СССР, (г. Ленинград). Оба выступили с докладами на секции, посвященной математическим моделям в седиментологии.

Общий доклад Г. Бонхам-Картера «Математические модели, как они используются в седиментологии» не охватил всей проблемы. В нем были изложены принципы моделирования седиментологических процессов на счетных машинах и нахождения при этом оптимальных оценок параметров. Доклад развивал положения, изложенные Ф. В. Хэрбо и Г. Банхам-Картером в их известной книге¹. Принципиальная сторона вопроса моделирования, в частности все возрастающая роль пробатизма, подчеркнутые в свое время В. Крамбайном² не рассматривались.

На секциях по математической геологии доминировал вероятностный подход, оправдавший себя в течение последних двух десятилетий. В секции моделирования был интересен доклад доктора В. Шварцхера, рассмотревшего специфику марковского подхода к одновременному анализу процесса формирования мощностей и состава слоев. Дело в том, что в течение ряда лет развивалась идея о марковском типе процесса накопления мощностей слоев, откуда косвенно вытекала мысль о неполноте охвата проблемы русскими работами. В Шварцхер показал, что вопрос обстоит именно так, как это было в наших отечественных работах, чередование слоев в разрезах по составу близко к марковскому, мощности же слоев сформированы процессом иного типа. Нам кажется, что этот процесс отражается схемой Каптейна. В Шварцхер же впервые в седиментологической литературе перебрал мост от анализа

¹ J. W. Harbaugh and G. Bonham-Carter. Computer simulation in geology Wiley and Sons, N. Y., 1970.

² W. S. Krumbein. Review «Studies in Mathematical Geology» by A. B. Vistelnus. American Scientist, Spring, 1959.

марковских последовательностей к анализу непрерывных марковских процессов. Это очень перспективное направление, и нам следует усилить исследования в этой области.

Интересные новые сведения по геохимии свинца и цинка в отложениях дельты р. Нигер привел Р. А. Реймент, широко использовавший методы канонической корреляции. Оживленную дискуссию по постановке вопроса вызвал доклад Р. В. Тилмана (США), использовавшего дискриминантный анализ при восстановлении обстановок осадконакопления на основе наблюдений за гранулометрическим составом отложений.

В докладах советских специалистов была рассмотрена проблема формирования осадка за счет диффузии в турбулентном потоке (К. И. Хейсканен) и описаны свойства последовательностей слоев, формирующихся в правитационном поле за счет осаждения суспендированного осадка. Эта проблема была введена в общую задачу о математических методах геологической интерпретации кароттажа (А. Б. Вистелиус).

Сопоставляя деятельность соответствующих секций 8-го и 7-го конгрессов (в 7-м конгрессе в Англии автор также принимал участие), необходимо отметить следующее.

1. Число докладов, опирающихся на математическую геологию, сильно возросло, и влияние ее на седиментологию значительно усилилось.

2. Подавляющее большинство докладов по математической геологии опиралось на реальные запросы седиментологии; они возникли в связи с задачами, с которыми соприкасались авторы в своей деятельности и которые не смогли решить без математических средств.

3. Вероятностное представление о существе седиментологических процессов резко доминировало. Отсюда — особенно важное значение статистических методов. Широко использовались различные модели факторного анализа, в частности метода главных компонент, канонической корреляции, дискриминантный анализ. У нас многомерные методы статистики еще недостаточно применяются (не считая распространенного дискриминантного анализа), хотя и имеются работы по использованию метода главных компонент³. Все более проявляется огромное значение марковской проблематики.

4. Псевдоматематическое кустарничество, выдаваемое за независимость суждений, в решении задач седиментологии явно отходит в прошлое. Рецидивы его на конгрессе были единичны. Будущее седиментологии (как и многих других геологических дисциплин), как это наметилось на 7-м и подтвердилось на 8-м международных седиментологических конгрессах, в построении возможно полного набора стохастических моделей седиментологических процессов, выявляемых интенсивными, специально спланированными полевыми исследованиями и современной лабораторной техникой. Полевые работы приводят к нетривиальным гипотезам, лабораторная техника расширяет объем анализируемого материала, математика направляет планирование работ и осуществляет проверку создаваемых гипотез.

Дата поступления
7.X.1971

³ М. А. Романова. Современные песчаные отложения Центральных Каркумов. Л., «Наука», стр. 251, 1971 г.

БИБЛИОГРАФИЯ
ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ СТАТЕЙ, ОПУБЛИКОВАННЫХ В ЗАРУБЕЖНЫХ
ЖУРНАЛАХ, ПОСТУПИВШИХ В БИБЛИОТЕКУ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ
ЛИТЕРАТУРЫ СЕКЦИИ НАУК О ЗЕМЛЕ АН СССР
В ОКТЯБРЕ — ДЕКАБРЕ 1970 г.

- Armstrong A. K. Миссисипские доломиты из группы Лизборн, река Килик, район Маунт Бупто, Аляска.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologist*, vol. 54, No 2, p. 251—264, 1970.
- Austin G. S. Выветривание снежских кварцитов вблизи Нью-Ульм, Миннесота. *J. Sediment. Petrol.*, vol. 40, No. 1, p. 184—193, 1970.
- Barr J. L., Dinkelman M. C., Sandusky C. L. Великие эпохи угленакопления. *J. Sediment. Petrol.*, vol. 40, No. 1, p. 445—449, 1970.
- Beall A. O., jr. Тектурная дифференциация в пределах тонкозернистой песчаной фракции. *J. Geol.* vol. 78, No. 1, p. 77—93, 1970.
- Barthel K. W. Об отложениях литографических известняков района Солнхофен (Нижняя Титония, Германия). *Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Abhandl.*, Bd. 135, H. 1, S. 1—18, 1970.
- Berry R. D., Brophy G. P., Nagash A. Минералогия взвешенных суспензионных осадков в реках Тигр и Эфрат и реках Шатт — Араб, Ирак и современная история Месопотамской равнины. *J. Sediment. Petrol.*, vol. 40, No. 1, p. 131—139, 1970.
- Braun M., Friedman G. M. Структура дедоломитизации в углях — возможный ключ к поверхности несогласия. *J. Sediment. Petrol.* vol. 40, No. 1, p. 417—419, 1970.
- Buchbinder B., Friedman G. M. Частичная доломитизация микритовых ореолов: возможный ключ к генетической минералогии. *J. Sediment. Petrol.*, vol. 40, No. 1, p. 514—517, 1970.
- Casshyar S. M., Jain P. K. Осадочные структуры и анализы палеотечений бараккарских песчаников угольного района Чиримира (Курасна), Мадхи Предиш. *J. Geol. Soc. India.*, vol. 11, No. 1, p. 17—33, 1970.
- Ciornei P., Vasilescu O., Tanasuiica I. Петрографическое и химическое изучение доломитов в Вослобенском районе (Восточные Карпаты). *Dari de Seama ale Sedintelor.*, vol. 55, pt. 1, 1967—1968, p. 151—164, 1970.
- Davies D. K., Moore W. R. Распространение осадков Миссисипи в Мексиканском заливе. *J. Sediment. Petrol.*, vol. 40, No. 1, p. 339—353, 1970.
- Demkowski Z., Unrug R. Статистическое изучение циклического осадконакопления в Лазичских слоях (Верхнесилезский угольный бассейн). *Roczn. Polsk. towarz. geol.*, t. 40, zes. 1, p. 63—110, 1970.
- Ehrlich R., Weinberg B. Точный метод для характеристики формы зерна. *J. Sediment. Petrol.*, vol. 40, No. 1, p. 205—212, 1970.
- El-Wakeel S. K., Wahby S. D. Донные осадки озера Мапзалах, Египет. *J. Sediment. Petrol.*, vol. 40, No. 1, p. 480—496, 1970.
- Feldhausen P. H. Ориентировка осадков континентальной окраины Кейп Хаттерас. *J. Internat. Assoc. Mathemat. geol.*, vol. 2, No. 2, p. 113—129, 1970.
- Flehmig W. К изучению SiO_2 в игольчатых железистых оолитах. *Contr. Mineral. and Petrol.*, vol. 28, No. 1, p. 19—30, 1970.
- Haage R. К генезису оолитов из «калькоолитов» на примере нижних пестрых песчаников на юге ГДР. *Geol. Jg.* 19, H. 1, S. 106—112, 1970.
- Harder A. Содержание бора в осадках как метод фациального анализа. *Sediment. Geol.*, vol. 4, No. 2, p. 153—175, 1970.
- Hedberg H. D. Континентальная окраина с точки зрения геологов-нефтяников. *Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, vol. 54, No. 1, p. 3—43, 1970.
- Jankowsky W. Эмпирическое исследование некоторых факторов, влияющих на мощность эластичных волн в карбонатных породах. *Geophys. Prospect.*, vol. 18, No. 1, p. 103—118, 1970.
- Kenyon N. H. Песчаные полосы (ленты) в приливно-отливной зоне Европейского побережья. *Marine Geol.*, vol. 9, No. 1, p. 25—39, 1970.

- Laird M. G. Вертикальная слоистая структура — новый показатель осадочного строения. *J. Sediment. Petrol.*, vol. 40, No. 1, p. 428—434, 1970.
- Land L. S., Goreau T. F. Подводная литификация рифов Ямайки. *J. Sediment. Petrol.*, vol. 40, No. 1, p. 457—462, 1970.
- Lindsay J. P., Summerson C. H., Barrett P. J. Длинная ось обломочной структуры в «тиллитах» Массачусетс и формаций Гондваны, Онтарио. *J. Sediment. Petrol.*, vol. 40, No. 1, p. 475—479, 1970.
- Lynch M. P., Harrison W. Осадконакопление, вызванное деятельностью трубчатых амфиболов. *J. Sediment. Petrol.*, vol. 40, No. 1, p. 434—436, 1970.
- MacIntyre I. G. Осадки Западного Побережья Барбадос: различие в происхождении. *Marine Geol.*, vol. 9, No. 1, p. 5—23, 1970.
- Maiklem W. R. Карбонатные осадки в рифовом комплексе Каприкорн, Большой Барьерный Риф, Австралия. *J. Sediment. Petrol.*, vol. 40, 1, p. 55—80, 1970.
- McKinney T. F., Friedman G. M. Континентальные шельфовые осадки Большого Острова, Нью-Йорк. *J. Sediment. Petrol.*, vol. 40, No. 1, p. 213—248, 1970.
- Mandelbaum H. Определение и свойства различных показателей дельтовых осадков. *J. Sediment. Petrol.*, vol. 40, No. 1, p. 436—445, 1970.
- Marlowe J. I. Ведделит в донных осадках провинции Св. Лоуренс и Сагуней Ривер. *J. Sediment. Petrol.*, vol. 40, No. 1, p. 499—506, 1970.
- Moore B. R. Процессы размыва и заполнение глубоких речных впадин, река Огайо, Лауисвилль, Кентуки. *J. Sediment. Petrol.*, vol. 40, No. 1, p. 449—456, 1970.
- Moore T. C., jr., Van Andel Tj. H., Blow W. H., Heath G. R. Большой подводный склон юго-восточного континентального побережья Бразилии. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologist.*, vol. 54, No. 1, p. 125—128, 1970.
- Mothersill J. S. Связь величины зерен с прибрежной осадочной средой Верхнего Озера, Онтарио. *Canad. J. Earth Sci.*, vol. 7, No. 2, pt. 1, p. 522—527, 1970.
- Mukherjee K., Kapoor S. К распространению комплексов граувакковых аспидных сланцев в Аравальской системе, район Южная Бансвара, Раястан. *J. Geol. Soc. India.*, vol. 11, No. 1, p. 83—85, 1970.
- Neumann A. C., Gebelein C. D., Scoffin T. P. Состав, структура и эродированность латеральных отложений. *J. Sediment. Petrol.*, vol. 40, No. 1, p. 274—297, 1970.
- Niedoroda A. W., Tanner W. F. Предварительное изучение поперечных баров. *Marine Geol.*, vol. 9, No. 1, p. 41—62, 1970.
- O'Brien N. R., Burrell D. C. Минералогия и распределение осадочных фракций в ледниковом бассейне Аляски. *J. Sediment. Petrol.*, vol. 40, No. 2, p. 650—655, 1970.
- Otvos E. G., jr. Высокое давление в сланцах и их фации осадконакопления в кайнозойе Южной Луизианы. *J. Sediment. Petrol.*, vol. 40, No. 1, p. 412—417, 1970.
- Overbey W. K., Henniger B. R. Дробление песчанников посредством ультразвука. *J. Sediment. Petrol.*, vol. 40, No. 1, p. 465—472, 1970.
- Pittman E. D. Плаггиоклазовый полевой шпат как показатель происхождения в осадочных породах. *J. Sediment. Petrol.*, vol. 40, No. 2, p. 591—598, 1970.
- Prashnowsky A. A., Burger K. Биогеохимико-петрографическое исследование каолин-угольных глин в пластах Рурского карбона. *Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Abhandl.*, Bd. 136, H. 1, S. 1—79, 1970.
- Rees A. I. Магнитные свойства некоторых осадков каньона. *Marine Geol.*, vol. 9, No. 2, p. 12—16, 1970.
- Rothe P. Арагонитовые «водорослевые желваки» из лагун (Канарские острова). *J. Sediment. Petrol.*, vol. 40, No. 2, p. 497—499, 1970.
- Sharma G. D. Распространение межстадиальных вод в современных морских осадках Аляски. *J. Sediment. Petrol.*, vol. 40, No. 2, p. 722—733, 1970.
- Sengupta S. Осадконакопление Гондваны вокруг Бхеемарам (Бхимарам). *J. Sediment. Petrol.*, vol. 40, No. 1, p. 140—170, 1970.
- Schwab M. Тектоника, осадконакопление и вулканизм во время отложения пермских сланцев Средней Европы. *Ber. Deutsch. Ges. geol. Wiss. Reihe A*, Bd. 15, H. 1, S. 29—45, 1970.
- Sharma B. L., Damie G. V. Методика определения направления палеотечений. *J. Geol. Soc. India.*, vol. 11, No. 1, p. 45—53, 1970.
- Solohub J. T., Klován J. E. Эволюция параметров зерен в озерной среде. *J. Sediment. Petrol.*, vol. 40, No. 1, p. 81—101, 1970.
- Spears D. Каолинитовый аргиллит в угольных пластах Великобритании. *J. Sediment. Petrol.*, vol. 40, No. 1, p. 386—394, 1970.
- Teisseyre A. Современные пирогенные материалы в кулье горы Сади (Внутрисудетский Бассейн). *Bull. Acad. polon. Sci. Ser. sci. geol., geogr.*, vol. 18, No. 1, p. 21—27, 1970.
- Teisseyre A. К. Каолинизированный песчаный туф нижнего карбона (Внутрисудетский Бассейн). *Bull. Acad. Polon. Sci. Ser. sci. geol., geogr.*, vol. 18, No. 1, p. 13—19, 1970.
- Till R. Связь между распространением и составом осадков (геохимия и петрология) в лагуне Бимини, Багамские острова. *J. Sediment. Petrol.*, vol. 40, No. 1, p. 367—385, 1970.
- Wajda W. Тяжелые минералы в Нижних песках (Польша) побережья Балтики. *Roczn. Polsk. towar. Geol.*, t. 40, zes. 1, p. 131—149, 1970.

- Walker R. G. Распространение турбидитов и тонких илов в движущейся воде: изучение каменноугольных образцов формации Вествард, Северный Девон. *Proc. Geologist. Assoc.*, vol. 81, pt. 1, p. 43—67, 1970.
- Van Loon A. J. Характеристика разнородности основной массы и гальки в синтетических галечных аргиллитах и связанных с ними конгломератах на примере каменноугольных образцов из Северной Испании. *Geol. en mijnbouw.*, vol. 49, No. 1, p. 41—56, 1970.
- Watanabe M. Карбонатные конкреции в неогеновой третичной системе, северо-восточная Япония. *Sci. Repts. Tohoku Univ. Ser. 3*, vol. 11, No. 1, p. 69—112, 1970.
- Whitcombe P. J. Диагенез карбонатных пород группы известковых сланцев (каменноугольных) Южного Уэлса. *J. Sediment. Petrol.*, vol. 40, No. 1, p. 334—338, 1970.
- White S. M. Минералогия и геохимия континентальных шельфовых осадков побережья Вашингтон — Орегон. *J. Sediment. Petrol.*, vol. 40, No. 1, p. 38—54, 1970.
- Wood W. H. Дифференциация песков в результате их разветвления. *J. Sediment. Petrol.*, vol. 40, No. 1, p. 29—37, 1970.
- Yaalon D. H. Богатые железом монтмориллониты: дискуссия о «значении магния и железа в монтмориллонитовой формации из основных изверженных пород». *Soil Sci.*, vol. 110, No. 1, p. 74—76, 1970.
-

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Г. И. БУШИНСКИЙ (главный редактор), Е. А. ГОЛОВИН, Т. Н. ДАВЫДОВА,
Г. А. КАЛЕДА, А. Г. КОССОВСКАЯ, Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, А. П. ЛИСИЦЫН,
О. И. ЛУНЕВА, Б. М. МИХАЙЛОВ, А. Б. РОНОВ, А. С. СОКОЛОВ, В. А. ТЕНЯКОВ,
П. П. ТИМОФЕЕВ, И. В. ХВОРОВА, В. Н. ХОЛОДОВ (зам. главного редактора),
В. С. ЯБЛОКОВ

EDITORIAL BOARD:

G. I. BUSHINSKY (Chief Editor), E. A. GOLOVIN, T. N. DAVYDOVA,
G. A. KALEDA, A. G. KOSSOVSKAJA, G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN,
O. I. LUNEVA, B. M. MICHAILOV, A. B. RONOV, A. S. SOKOLOV, V. A. TENJAKOV,
P. P. TIMOFEEV, I. V. KHVOROVA, V. N. KHOLODOV (Assistant Editor-in-chief),
V. S. YABLOKOV

Адрес редакции:

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

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Сдано в набор 1/II-1972 г.	Т-06619	Подписано к печати 27/III-1972 г.	Тираж 1360 экз.
Зак. 4900.	Формат бумаги 70×108 ¹ / ₁₆ .	Бум. л. 4 ¹ / ₄ Усл. печ. л. 11,9	Уч.-изд. листов 13,2

2-я типография издательства «Наука». Москва, Шубинский пер., 10

Цена 1 р. 25 к.

Индекс 70493



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»