

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ



ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ Выходит 6 раз в год москва

> 2 МАРТ — АПРЕЛЬ 1983

СОДЕРЖАНИЕ

Касимов Н. С., Цеховский Ю. Г., Градусов Б. П., Турсина Т. В. Миоценовые ис-	
копаемые почвы Казахстана	3
Леипциг А. В., Вильшанский В. Н., Савельева З. И., Воробьева Э. С. Эпигенети-	40
ческая гиооситизация сокситов в месторождениях Аркалыкского раиона	19
Голева Р. В., Успенский В. А. Інпы органического вещества и их роль в форми-	
ровании стратиформных урановых руд	34
Садоян А. А. Особенности образования флишевой формации датского яруса —	
зоцена Армянской ССР и сопредельных районов	43
Файзуллина Е. М. Природные битумы разных генетических классов по данным	
ИК-спектроскопии	57
Юдин Н. И., Плотникова Л. Я. О геохимической наследственности осадочно-ме-	
таморфических фосфатоносных отложений	65
Левин Л. Э., Вирта А. Н. Некоторые особенности строения осадочного чехла	
в Мировом океане	- 71
Скорнякова Н. С., Ванштейн Б. Г. Железомарганцевые конкреции Индийского	
океана (результаты статистической обработки данных)	86
Гордеев В. В., Чудаева В. А., Шулькин В. М. Поведение Fe, Мп, Си и Zn в усть-	
евых зонах двух малых рек Восточного Сихотэ-Алиня	99
Краткие сообщения	

<i>Дерюгин Ю. Н.</i> Первичные условия формирования одного из типов железистых	
кварцитов Алданского щита	110
Краснов А. А., Мамчур Г. П., Шабо З. В., Калиш В. П. Изотопный состав угле-	
рода фосфоритоносных отложений Малого Каратау	112
Рожков Г. Ф., Кузьмин А. В., Грушко А. О. Реликтовый характер донных осад-	
ков Кольского залива и подъем эвстатического уровня Мирового океана	115
V	

Хроник	а
--------	---

Левитан М. А. Коссовская А. Г	И Всесоюзна И Всесою	ая шк зный	семинар	рской∷ «Мин	геологии еральные	преобразования	120
ческой коры:	»		••••		· · ·	· · · · ·	121
Анатольева Анна	а Ивановна		• • •	• •			124

[©] Издательство «Наука», «Литология и полезные ископаемые», 1983 г.

LITHOLOGY and **MINERAL** RESOURCES

crust»

Anatolieva Anna Ivanovna

2

MARCH --- APRIL

1983

120

121

124

CONTENTS

Kasimov N. S., Tsekhovsky Yu. G., Gradusov B. P., Tursina T. V. Miocene fossil	•
soils of Kazakhstan Leiptsig A. V., Vilshansky V. N., Savelieva Z. I., Vorobieva E. S. Epigenetic gibbsi- tization of bauxites in deposits of the Arkalyk region Goleva R. V., Uspensky V. A. Types of organic matter and their role in formation of stratiform uranium ores	3 19 34
Sadoyan A. A. Peculiarities of formation of the Danian stage formation of the Eccene of the Armenian SSR and adjacent regions	43
data Yudin N. I., Plotnikova L. Ya. On geochemical heridity of sedimentary — meta- morphic phosphate-bearing deposits Lavia L. F. Victa A. N. Some estimation appointing for the acdimentary court	57 65
<i>Leon L. E., Vinta A. N. Some structural spectre features of the sedimentary cover</i> in the World Ocean <i>Skornyakova N. S., Vanshtein B. G.</i> Fe-manganese nodules of the Indian Ocean (results of the statistical processing of data)	71 86
Gordeev V. V., Chudaeva V. A., Shul'kin V. M. Behaviour of Fe, Mn, Cu and Zn in estuarine zones of two Eastern Sikhote-Alin small rivers	99 [.]
Brief communications	
Deryugin Yu. N. Primary formation conditions of one of the types of the Aldan shield ferruginous quartzites	110
of carbon in phosphorite-bearing deposits of the Lesser Karatau Rozhkov G. F., Kuzmin A. V., Grushko A. O. The relic character of bottom sedi-	112 [.] 151
mento or the rola Day and rise of the world ocean custalle rever	101

Chronicles

.

•

.

• • • • • •

•

.

.

УДК 631.4:551.88(574)

МИОЦЕНОВЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ПОЧВЫ КАЗАХСТАНА

КАСИМОВ Н. С., ЦЕХОВСКИЙ Ю. Г., ГРАДУСОВ Б. П., ТУРСИНА Т. В.

В нижне-среднемиюценовых континентальных отложениях аральской свиты Казахстана установлено широкое развитие ископаемых луговых, лугово-солончаковых, солончаковых и пестроцветных почв. Почвообразование вело к смектитизации полиминерального глинистого вещества и монтмориллонитизации каолинита, слитизации ¹, карбонатизации, огипсованию, засолению, ожелезнению и омарганцеванию почвообразующих пород. На пролювиальных равнинах почвообразование носило галогенный, а во впадинах у побережий рек и озер — органогенно-галогенный характер. В луговых почвах установлено накопление анионогенных микроэлементов и гидролизатов. Почвообразование поределяло особенности многих процессов литогенеза отложений аральской свиты.

Основные научные результаты в палеопочвоведении получены при изучении плейстоценовых погребенных почв. Более древние ископаемые почвы исследованы еще слабо, хотя они в последние годы обнаружены почти во всех фанерозойских отложениях [3, 17, 21, 22, 23 и др.]. Почвенным процессам придается все большее значение в континентальном литогенезе [19].

В неогеновых отложениях лучше всего изучены плиоценовые ископаемые почвы. Первое монографическое описание плиоценовых почв выполнено А. И. Перельманом, который изучил луговые карбонатные, солонцовые и солончаковые ископаемые почвы в плиоценовых красноцветах Средней Азии и наметил пути их эволюции [17]. На Украине детальные исследования плиоценовых почвы проведены М. Ф. Векличем и Н. А. Сиренко [3 и др.]. В миоценовых отложениях ископаемые почвы систематически до сих пор не изучались.

Авторами было обнаружено широкое распространение ископаемых почв в нижне-среднемиоценовых континентальных отложениях Казахстана. Эти отложения представлены монотонными толщами зеленоватосерых глин и алевритов, обычно загипсованных и карбонатных, покрывающих большие площади юга Западной Сибири, Тургая, Центрального, Северного и Восточного Казахстана. Их мощность обычно составляет несколько десятков метров. Во всех перечисленных районах нижнесреднемиоценовые отложения относятся к единому парагенезу пород зеленоцветной сульфатно-карбонатной формации и образуют в разрезах кайнозоя четкое литолого-сгратиграфическое тело — аральский межрегиональный стратиграфический горизонт [15]. В Казахстане к нему относится аральская свита, по которой назван весь горизонт. Формирование отложений аральской свиты происходило в саванно-степных умеренно-субтропических ландшафтах в условиях спокойного тектонического режима [10, 13].

Генезис отложений аральской свиты до настоящего времени остается дискуссионным. Многие авторы предполагают их озерное происхождение. При этом одни исследователи считают их осадками огромных озер-морей [16], другие рассматривают ранне-среднемиоценовую эпоху как «великий озерный этап» в развитии региона и считают, что накопление большинства осадков происходило в небольших солоноватых озерах [13—15]. В последнее время представления о существенно озерном генезисе отложений аральской свиты вызывают ряд обоснованных возра-

¹ Образование слитых почв с очень плотными глинистыми горизонтами (в сухом состоянии твердыми, во влажном — пластичными).

жений. В Центральном Казахстане, Тургае и на юге Западной Сибири в аральское время происходила главным образом седиментация пролювиальных и озерно-пролювиальных отложений [10, 19], в большинстве случаев преобразованных процессами аридного почвообразования. Собственно озерные отложения играют в этих районах резко подчиненную роль [10]. Доля типичных бассейново-озерных фаций возрастает лишь в пределах крупных межгорных впадин, например Зайсанской, но и в их строении часто встречаются ископаемые почвы.

Ископаемые почвы изучались авторами в отложениях аральской свиты в Зайсанской впадине, Семипалатинском Прииртышье, Атасуйском и Аркалыкском районах Центрального Казахстана, Тургае. Было проведено изучение их макро- и микроморфологических свойств, минералогического и химического составов, установлены основные отличия ископаемых почв от вмещающих пород и между собой, выявлены современные аналоги древних почв, определена их систематическая принадлежность и уточнена палеоландшафтная реконструкция этого времени.

МАКРО- И МИКРОСТРОЕНИЕ ИСКОПАЕМЫХ ПОЧВ

В разрезах аральской свиты выделяются различные типы ископаемых почв, отличающиеся мощностью, строением и составом генетических горизонтов, цветом, набором аутигенных минералов, текстурными и структурными особенностями. Приведем основные макропризнаки, позволяющие диагностировать древние почвы и отличать их от пород аральской свиты, не измененных почвообразованием.

Во-первых, наличие почвенного профиля, состоящего из последовательно и закономерно сменяющих друг друга в вертикальном разрезе генетических горизонтов. Вверх по профилю усиливается степень преобразования материнских пород, они теряют первичную слоистость, становятся комковатыми, в них фиксируются многочисленные трещинки и пустоты преимущественно субвертикальной ориентировки, обычно заполненные аутигенными минералами. Во-вторых, характер аутигенного минералообразования, который наиболее ярко подчеркивает древние почвенные текстуры и выражается в вертикальной ориентировке пятен и полос гидроокислов железа и марганца, оглеенных участков, выделений сульфатов (гипса, целестина) или карбонатов (кальцита, магнезиального кальцита, доломита). В ряде случаев карбонаты или сульфаты заполняют корневидные каналы и образуют трубчатые конкреции слепки корней растений, утолщающиеся в верхней части почвенного профиля и сужающиеся и ветвящиеся в его низах (фиг. 1, *a*).

Микроморфологические исследования еще больше детализируют особенности строения древних почв. Породы, не измененные почвенными процессами, представлены в разрезах аральской свиты песками, алевритами, алевритистыми глинами, глинами, мергелями. Почвообразующими породами являются преимущественно глинисто-алевритовые отложения. Это однотипные по строению породы, не имеющие признаков вторичного перераспределения или сегрегации вещества с чешуйчатой и чешуйчатоструйчатой формой плазмы². На этом фоне микроморфологический анализ профилей ископаемых почв позволил выделить несколько групп горизонтов, существенно отличающихся друг от друга, и установить их принадлежность к определенным генетическим типам почв.

Гумусированные горизонты светло-бурой или серовато-бурой окраски имеют отчетливо почвенный генезис. В них сохраняются остатки растительных тканей, чаще всего обугленные, или следы жизнедеятельности почвенной мезофауны. Горизонты без растительных остатков характеризуются гумусовым прокрашиванием и агрегированностью. Пористость верхних гумусовых горизонтов почв крайне низкая, что, вероятно, связано с рядом причин: слитогенезом (образованием слитых почв), монт-

² Тонкодисперсная масса, состоящая из глинистых минералов, полуторных окислов, гумуса и других веществ, цементирующая первичные минералы почвы и ее обломочные частички.



Фиг. 1. Формы выделения аутигенного гипса в солончаковых почвах

а — псевдоморфозы гипса по корням растений (обнажение на левом берегу р. Джезды южнее г. Джезказган); б — друзы гипса из солончаковых почв (обнажение в обрывах правого берега р. Иртыш в Павлодарском Прииртышье у с. Подпуск)

мориллонитовым составом глинистой фракции, а также последующим уплотнением пород при захоронении.

Ожелезненные пестроцветные горизонты бывают двух видов. В слабопестроцветных коричневато-зеленых глинах при слабой оструктуренности почвенной массы наблюдается проникновение железистых растворов в основном по тонким порам-трещинам и их зональное выпадение вблизи трещин в виде округлых или бесформенных стяжений. Железистые стяжения имеют центр из более окисленных, а периферию — из менее окисленных форм железа. Часто вся масса ожелезненных горизонтов сплошь равномерно пропитана железистыми растворами. Ожелезнение ископаемых почв свидетельствует о гидроморфном характере и переменном окислительно-восстановительном режиме почвообразования. Приуроченность ожелезненных горизонтов к средней и нижней частям профиля ископаемых почв говорит о синхронности ожелезнения и почвообразования.

Иной характер ожелезнения имеют ярко-пестроцветные зелено-красные глины. По сравнению с описанными выше горизонтами в них усиливаются трещиноватость и пористость, резко увеличивается степень сегрегации железистого пигмента на глинистом веществе, причем бурые разности гидроокислов железа все больше и больше сменяются яркокрасными, в которых гематит преобладает над гётитом. Большая часть гидроокислов железа локализуется в многочисленных трещинках и ослабленных зонках, местами в глинистой массе формируются мелкие глинисто-железистые стяжения и конкреции. При пересечении трещинок с выделениями гидроокислов железа возникает своеобразная сетчатая текстура пород, напоминающая текстуру гумидных палеогеновых почв [22].

Карбонатные горизонты включают выделения кальцита, магнезиального кальцита и доломита. Они имеют различное строение и генезис. В ископаемых почвах встречаются четыре модификации карбонатов кальция. Во-первых, это вторичные мелкокристаллические карбонаты, полностью замещающие тонкие узкие трещины усыхания на фоне бескарбонатного тонкодисперсного вещества. Заполнение трещин карбонатами могло произойти как в результате почвообразования при подъеме к поверхности гидрокарбонатных растворов в сухие периоды, так и за счет их циркуляции после погребения почв. Приуроченность к средним и нижним частям профиля свидетельствует в пользу почвенного генезиса этой формы выделения карбонатов.

Во-вторых, карбонаты, формирующие агрегационную структуру. Округлые агрегаты с относительно высоким содержанием карбонатов, размером около 0,05 мм, вкраплены в глинисто-карбонатную массу, значительно менее карбонатную, чем агрегаты. Такой тип структуры характерен для осадочных карбонатных пород, отлагающихся в мелководных условиях с медленным передвижением водных масс. Он отражает изначальные свойства карбонатных почвообразующих пород.

В-третьих, иллювиальные карбонатные горизонты с неупорядоченными стяжениями карбонатов в виде сплошных разноразмерных зерен среди бескарбонатной основной массы. Относительно высокое содержание карбонатов и сплошная пропитка характеризуют иллювиальную почвенную форму их накопления.

И наконец, в-четвертых, карбонатные конкреции, являющиеся вкрапленниками, литореликтами высококарбонатных пород; они имеют специфическое щеточное строение (заполнение швов-трещин) и характеризуют условия циркуляции высококарбонатных растворов по трещинам. Строение подобных карбонатных конкреций свидетельствует об их реликтовом происхождении, не синхронном с формированием почвенного профиля или даже пород, на которых шло почвообразование. Наиболее вероятно, что они являются фрагментами мергелистых пород, включенными в почвообразующие озерные и озерно-пролювиальные породы в процессе их формирования.

Сульфатные горизонты выделяются по скоплениям гипса и целестина. Гипс представлен двумя модификациями. Наиболее широко распространены волокнистые агрегаты крупнокристаллического гипса, выделяющиеся в форме сростков кристаллов и заполняющие трещинки усыхания пород. Реже встречается мелкокристаллический гипс, образующий в породе скопления тонких игольчатых беспорядочно ориентированных кристаллов. Обе формы часто сосуществуют, при этом мелкокристаллический гипс обычно цементирует крупные кристаллы. Целестин наблюдается редко и представлен обычно конкрециями, сложенными веществом сахаровидного облика, таблитчатыми или изометричными кристаллами. В почвообразующих породах наиболее часто встречаются гипсовые конкреции в виде крупных друз диаметром до 20—30 см (фиг. 1, δ).

Педоседименты ³ встречаются в форме линз или прослоев бобовника мощностью 0,1—0,3 м, в которых обломочная составляющая представлена скоплениями перемытых почвенных конкреций. Подобные породы наблюдались нами в аральской свите различных районов Центрального Казахстана и Тургая, например в карьерах месторождений Жайрем и Аркалыкское, в районе зимовки Кушук и других местах. Бобовины раз-

³ Осадочные породы, состоящие из продуктов перемыва почв.

мером до 1—2 мм представлены перемытыми карбонатными и железисто-марганцевыми конкрециями округлой формы, сцементированными глиной или гипсом.

Итак, в пользу почвенного происхождения описанных горизонтов свидетельствует ряд микроморфологических признаков: микрокомковатая текстура, обилие пустот и микротрещин, заполненных соединениями гидроокислов Fe, Mn карбонатов, сульфатов, обилие выделений оптически ориентированного колломорфного глинистого вещества и др. В то же время гидроморфный характер почвообразования иногда затрудняет однозначное разделение почвенных микроморфологических признаков от признаков почвообразующих озерных, пролювиальных и дельтовых отложений.

состав глинистого вещества

Глинистое вещество в породах аральской свиты Казахстана, юга Западной Сибири и Южного Урала описано в ряде работ [13, 18, 24]. Базируясь главным образом на данных термического анализа и изучения петрографии пород, эти исследователи отмечают преимущественно монтмориллонитовый состав глин с примесью гидрослюд.

Дифрактометрические исследования различных литологических и генетических разностей глин позволяют существенно уточнить их минеральный состав. Среди изученных нами образцов (фиг. 2) доминируют различные типы смектитов, смешанослойных слюда-смектитовых обра-



Фиг. 2. Дифрактограммы глин аральской свиты I — природные образцы; II — насыщенные глицерином или этиленгликолем зований, нередко с примесью гидрослюд. Подобный состав характерен для многих разностей зеленоцветных и пестроцветных гипсоносных, реже карбонатных глин и алевритов из Тургая, Южного Приуралья, Зайсанской впадины (обр. С-2-8, С-2-16, С-405-14, 396, 18г, Ч-21а). Кривая нагревания таких глин приведена на фиг. 3, обр. 119. Во многих разрезах озерных отложений Зайсанской впадины, сложенных зеленоцветными карбонатными алевритами и алевритистыми глинами, преобладают гидрослюды или смешанослойные смектит-слюдистые минералы (обр. 18л, С-405-18). Для доломитистых и мергелистых озерных глин этого же региона характерен смешанный гидрослюдисто-палыгорскитовый состав (обр. 18ж). Очень небольшая примесь палыгорскита среди существенно



Фиг. 3. Термограммы глин аральской свиты

смектитовых карбонатных глин фиксируется и в единичных образцах из Центрального Казахстана (обр. С-405-14). Во многих образцах наряду с главными глинистыми минералами встречается примесь хлоритов (обр. С-405-14, С-405-18) или минералов группы каолинита. Содержание последних возрастает в базальных горизонтах аральской свиты, где еще сказывается влияние перемыва каолинита из нижележащих палеогеновых отложений (обр. С-2-18) и обычно сокращается в средней и верхней частях свиты (обр. С-2-8).

Преобразование глинистого вещества в почвах аральской свиты в настоящее время изучено еще слабо. Об этих процессах свидетельствует наличие в ископаемых почвах выделений аутигенного глинистого вещества колломорфной микроструктуры. Главным процессом преобразования глин в этих почвах, вероятно, являлась смектитизация полиминеральной глинистой составляющей. При этом смектит образует как самостоятельные выделения, так и входит в состав смешанослойных слюда-смектитовых и хлоритсмектитовых минералов. Именно этим можно объяснить высокое содержание смектитового компонента во многих об-

разцах ископаемых почв, несмотря на то, что формирование их в различных районах Казахстана осуществлялось на неоднородном минеральном субстрате разных питающих провинций.

Характерно, что смектитизации подверглись не только гидрослюдисто-хлоритовые минералы, но и каолинит. Монтмориллонитизация каолинитовых минералов в раннем неогене в низах аральской свиты или кровле подстилающих акжарской и джартасской свит в Центральном Казахстане была впервые отмечена В. Н. Разумовой [18], считавшей, что процесс протекал в щелочной среде и был сходен с процессами, идущими при образовании солонцовых почв. При этом имело место стадийное изменение каолинита в смектит через стадию диспергированного каолинита и каолинита, в котором отдельные двухслойные пакеты замещены трехслойным монтмориллонитом.

Результаты изучения пестроцветных гипсоносных солончаковых почв аральской свиты в скважинах восточного борта Тургайского прогиба подтверждают вывод о монтмориллонитизации каолинита, переотложенного из подстилающих толщ. Об этом свидетельствует появление смешанослойных каолинит-смектитовых пакетов (базальный рефлекс 7,2— 7,3 Å), представляющих собой промежуточную стадию преобразования исходного каолинита в монтмориллонит (фиг. 2, обр. С-2-18, С-2-16, C-2-8). В средней и верхней частях аральской свиты количество каолинитовой составляющей убывает вплоть до почти полного исчезновения.

Несколько иной характер преобразования глинистого вещества наблюдается в сильногумусированных горизонтах почв. Здесь нередко появляются смектиты с аномально высокими значениями базального рефлекса 19—20 Å в образцах, насыщенных этиленгликолем или глицерином. Имеются различные точки зрения на природу этого явления. Одни исследователи предполагают, что это связано с образованием тонкодисперсного смектита [8], другие — с формированием смешанослойных слюда-смектитовых минералов [5].

Таким образом, можно наметить ряд особенностей преобразования глинистого вещества в почвах аральской свиты, протекавшего в аридных и семиаридных ландшафтах и заключавшегося главным образом в смектитизации полиминерального глинистого вещества и монтмориллонитизации каолинита. Однако для получения более полной и всесторонней картины изменения глинистых минералов в ископаемых миоценовых почвах и дифференциации этого изменения по генетическим типам почв необходимы дальнейшие специальные исследования.

СИСТЕМАТИКА И ОБЩИЕ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ИСКОПАЕМЫХ ПОЧВ

В аральской свите в ископаемом состоянии сохранились преимущественно полугидроморфные и гидроморфные почвы. Литологический, микроморфологический и минералого-геохимический анализ ископаемых почв позволил выделить среди них три крупные группы, отражающие основные направления гидроморфного почвообразования: луговое, лугово-солончаковое и солончаковое.

Луговые почвы. К этой группе относятся ископаемые почвы, в строении и свойствах которых отчетливо проявлены следы лугового почвообразования. Они формируются на отложениях осушающихся пресных и слабосолоноватых озер и наиболее типичны для разрезов миоцена крупных озерных впадин. В Северном Призайсанье, в известном обнажении аральской свиты у мыса Бакланий (общая мощность разреза около 300 м), почвенные горизонты обычно венчают верхние части озерных ритмов седиментации, состоящих из сменяющих друг друга снизу вверх песчаных, алевритовых и глинистых пород. От осадков, не измененных почвообразованием, ископаемые луговые почвы отличаются рядом признаков.

К макроморфологическим признакам относятся: а — ясно выраженные следы перерыва в осадконакоплении и резкая граница глинистых ископаемых почв с перекрывающими, чаще всего песчано-алевритовыми отложениями; б — нарушение слоистости отложений; в — организация почвенного профиля с системой горизонтов, сходной с современными луговыми почвами: темно-серая и серовато-бурая окраска верхних гумусовых горизонтов и пестрая — оливковая и зеленовато-серая со следами перераспределения железа и марганца окраска средних и нижних глеевых горизонтов; г — большое количество скоплений карбоната кальция и магния — журавчики, белоглазка (стяжения и пятна карбонатов размером 1-2 см), псевдомицелий (выделения мелкокристаллических карбонатов в форме ветвистых ниточек и трубочек) на фоне преимущественно бескарбонатного мелкозема (фиг. 3, обр. 826, 828), местами сильная рассеянная карбонатизация средней и нижней частей профиля при бескарбонатности верхних горизонтов; д — интенсивное омарганцевание некоторых почв в виде вертикально ориентированных пятен, пленок, дендритов; е — комковатая текстура глин; ж — слабая засоленность и огипсованность этих почв.

Среди луговых почв выделяются два подтипа: бескарбонатные и карбонатные почвы. Более широко в разрезах представлены луговые карбонатные почвы. Среди них в свою очередь по форме выделения карбонатов кальция, гидроокислов марганца и механическому составу выделяются четыре разновидности.



Фиг. 4. Строение профилей ископаемых миоценовых почв 1 — гумусированные глины; 2 — зеленые глины; 3 — зеленовато-серые алевриты; 4 серовато-желтые пески; 5 — выделения гидроокислов марганца; 6 — карбонатные журавчики; 7 — карбонатные прожилки; 8 — друзы гипса; 9 — прожилковый гипс; 10 гипсовая кора; 11 — индексы генетических горизонтов почв; 12 — ритмы почвообразования

Наиболее мощный и дифференцированный профиль имеют почвы, состоящие из темно-серого гумусового бескарбонатного горизонта A1 (0— 40 см), переходящего постепенно в коричневато-зеленый бескарбонатный слабоожелезненный горизонт AB или AB_g (40—160 см); иллювиального карбонатного горизонта B_{gk} (160—240 см) с журавчиками, оливково-зеленого цвета и следами оглеения и слабого омарганцевания и почвообразующей породы C_{gk} — глин и алевритов с карбонатными новообразованиями в виде сетки, пронизывающими по трещинам бескарбонатный мелкозем (240—450 см), подстилаемой белыми бескарбонатными песками мощностью 3—4 м (фиг. 4, *a*). Их некоторые свойства приведены в таблице (разрез III-5).

Вторая разновидность луговых карбонатных почв формируется на бескарбонатных породах более легкого состава — алевритах, опесчаненных глинах и отличается от первой только формой выделения карбоната кальция. Новообразования CaCO₃ представлены не конкреционными формами и белоглазкой, а заполняют субвертикальные трещины толщиной 2—3 см и длиной до 0,3—0,7 м, развитые в виде сетки по всему почвенному профилю (фиг. 4, *в*). Карбонаты в этих почвах могут иметь не только почвенное происхождение, но и наследоваться от почвообразующих пород или носить эпигенетический характер.

Третья разновидность почв отличается от двух первых более мощным гумусовым горизонтом (до 1 м) и высоким содержанием гумуса (до 2%), рассеянной карбонатностью мелкозема (до 23% CaCO₃) в средней и нижней частях профиля, отсутствием карбонатных новообразований, еще более интенсивной омарганцованностью всего профиля в виде четкообразных полос длиной до 1 м и диаметром в самой широкой части до 10—20 см (фиг. 4, *г*). В этих почвах распределение карбонатов имеет явно иллювиальный характер (см. таблицу, разрез XII-2). Образование омарганцованных полос связано, вероятно, с глинистыми педо-

Тип почвы, № разреза	ческие гори-	6H	4	Гумус	CaCO ₃	Гипс	Сухой оста- ток	Фракция <0,01 мм	Фракция <0,001 мм	Емкость пог- лощения	<u>ПСа***</u> ПМg
	Генети зонты	Ne inpo	Hd			мг- экв× ×100 г					
Луговая, III-5	A1 AB Bgk Cgk	823 824 826** 828	7,1 7,3 7,6 7,5	0,4 0,1 0,1 0,2	Нет 0,82 35,24 1,23	0,04 0,06 0,04	0,22 0,15 0,18 0,23	83,5 86,9 55,8 84,6	54,5 65,7 40,9 47,8	46 46 39	1,3 1,4 2,2
Луговая, XII-2	A1 AC C'gk C' C ["] gk	998 999 1000 1001 1002	8,1 7,7 8,2 8,3 8,1	1,9 0,9 0,6 0,3 0,4	Нет » 21,22 20,82 18,36	0,01 0,11 0,12 0,12 0,12	0,14 0,21 0,29 0,23 0,37	92,0 90,5 67,9 79,9 77,8	68,3 68,3 48,1 59,3 58,8	46 44 49 48 47	1,5 0,8 1,5 1,6 1,6
Лугово-со- лончако- вая, Х-1	A _s G _s G _s C _{gk}	970 971в 971а 972	4,9 4,7 4,9 7,6	1,2 0,5 0,4 0,3	Нет » 23,38	1,75 4,21 0,62 0,64	0,78 1,90 0,92 0,90				 0,6 1,0 2,0

Некоторые общие физико-химические свойства миоценовых ископаемых почв Северного Призайсанья *

* Анализы выполнены в лаборатории кафедры почвоведения Тимирязевской сельскохозяйствен ной академин. ** Кальцитовый журавчик.

 $\frac{\Pi Ca}{\Pi Mg}$ — отношение поглощенного комплекса Ca к Mg.

турбациями (трещинками, пустотками), возникающими при набухании и растрескивании почв. Трещины служили каналами для проникновения в почву свободного кислорода, что вело к интенсивному омарганцеванию материала, заполняющего трещины, за счет осаждения марганца ИЗ глеевых растворов на кислородном геохимическом барьере. Так как среда была нейтральной или щелочной, то в трещинах осаждался более подвижный в этих условиях марганец, а не железо. Такой характер распределения карбонатов, трещиноватости и омарганцевания характерен для многих луговых почв монтмориллонитового состава.

Все три разновидности ископаемых почв по высокому содержанию илистой (глинистой) фракции (свыше 45-50, до 65%), наличию карбонатных журавчиков (до 35% CaCO₃) на бескарбонатном фоне или слабой рассеянной карбонатизации, темно-серой и оливковой окраске профиля, смектит-монтмориллонитовому составу глин, низкому содержанию гумуса (0,2-2%, что составляет, вероятно, 10-30% первоначального содержания), значительной доли магния и даже преобладании его над кальцием в составе поглощенных оснований при слабой засоленности (0,1-0,6%), отсутствию гипса (см. таблицу), характеру педотурбаций — могут быть отнесены к слитоземам или вертисолям, широко развитым в тропических, субтропических и умеренно-теплых областях [2, 28].

Четвертая разновидность луговых карбонатных почв более характерна для пролювиальных фаций. Она описана в карьере месторождения Жайрем в Центральном Казахстане в верхней части отложений аральской свиты. Эти почвы имеют мощность до 1 м и состоят из слабокарбонатных почвообразующих пород глинистого состава и сильнокарбонатизированного верхнего горизонта, где карбонаты представлены кальцитом и доломитом (фиг. 3, образцы 116, 118). На нем с небольшим размывом залегают перекрывающие бескарбонатные глины. Гумусовый горизонт в этих почвах отсутствует, а микроморфологические признаки почвообразования выражены слабо. Подобные зачаточные почвы весьма похожи на известковые «каличе», описанные во многих аридных областях, и представляют собой одну из первых стадий их образования.

Бескарбонатные луговые почвы отличаются более простым строением и дифференцируются на горизонты А—С. Их мощность обычно не превышает 1,0-1,2 м (фиг. 4, σ). Они также относятся к слитоземам, но к их бескарбонатной разности.

Солончаки. Солончаковые ископаемые почвы широко распространены в отложениях аральской свиты. От подстилающих и перекрывающих пород они отличаются отсутствием слоистости, обилием гипсовых конкреций, прожилков, интенсивным омарганцеванием, реже ожелезнением, закономерной солевой зональностью — приуроченностью максимума засоления к верхней части почвенного профиля. Специфические микроморфологические признаки почвообразования в тонкодисперсной массе солончаков выражены слабо. Солончаки имеют преимущественно сульфатный состав. По форме гипсовых новообразований среди них выделяются три разновидности.

Наиболее широко развиты солончаки с гипсовыми конкрециями-розами диаметром от 1—2 до 20—30 см (фиг. 4, е), составляющими от 5— 10 до 40—60% объема породы. Иногда встречаются целестиновые конкреции. Высокое содержание стронция (до 1%) во многих гипсовых конкрециях свидетельствует о смешанном гипсово-целестиновом их составе.

Другая их разновидность — солончаки с прожилковой и трубчатой формой выделения гипса. Прожилки диаметром от 1 до 20 мм и длиной до 0,5 м имеют субвертикальную ориентировку и представляют собой огипсованные пустоты по корневым каналам и трещинам усыхания; к ним часто приурочено интенсивное омарганцевание, иногда ожелезнение. «Конкреционные» солончаки обычно встречаются в зеленоцветных породах, т. е. формируются в восстановительной обстановке. «Прожил ковые» солончаки нередко надстраивают «конкреционные» и среди них встречаются красноцветные или пестроцветные красно-зеленые породы, что свидетельствует о более аэральной обстановке их образования. Вверх по профилю солончаков обычно происходит изменение солевого состава от сульфатного кальциево-натриевого к сульфатно-хлоридному натриевому.

И наконец, третья разновидность — гипсовые коры, описанные нами в карьерах Аркалыкского месторождения бокситов в Северном Казахстане и Гайского медноколчеданного месторождения на Южном Урале и др. Гипсовые коры имеют мощность около 1 м, они более четко обособлены в разрезе аральской свиты, чем первые две разновидности солончаков, за счет резкой границы верхнего горизонта коры с перекрывающими породами (фиг. 4, ж) и высокого содержания гипса — до 8— 12%. Гипс слагается веществом конкреционного прожилкового и сахаровидного облика. Характерная особенность гипсовых кор — их сильное омарганцевание, свидетельствующее о восстановительной слабощелочной обстановке в солончаковых почвах и выпадении гидроокислов марганца на кислородном геохимическом барьере при испарении растворов у поверхности. Морфологически они весьма сходны с гипсовыми корами, описанными В. В. Добровольским на Ближнем Востоке [6]. Ниже по разрезу гипсовые коры часто сменяются породами с гипсовыми конкрециями, что указывает на то, что солончаковые почвы первой разновидности также могли венчаться гипсовыми корами и представляют собой остатки их нижних горизонтов.

Среди солончаков имеются как карбонатные (доломитовые и кальцитовые), так и бескарбонатные разности. Преобладают восстановительные (глеевые), но иногда встречаются и окислительные солончаки. Для всех ископаемых солончаков не характерны гумусовые горизонты, что свидетельствует об их формировании по периферии мелких пересыхающих соленых озер (в сорах). Лугово-солончаковые почвы характерны в основном для прибрежноозерных фаций и обладают многими свойствами луговых и солончаковых почв. Детально они изучены в Северном Призайсанье в обнажении у мыса Бакланий. Эти почвы отличаются маломощным профилем (не более 1 м, обычно 0,3—0,5 м), состоящим из двух горизонтов: гумусового — A и глеевого соленосного — G_s (фиг. 4, 3).

Основными морфологическими признаками этих почв являются: резкая верхняя граница, наличие системы генетических горизонтов $A-G_s$, темно-серая, почти черная окраска верхних горизонтов, обилие крупных монокристаллов гипса, частое ритмичное переслаивание этих почв в разрезе. Встречаются карбонатные и бескарбонатные разности.

Содержание легкорастворимых солей и гипса в этих почвах закономерно увеличивается снизу вверх и достигает максимума (соответственно 2 и 12%) в подгумусовых горизонтах. Состав солей сульфатный магниево-натриевый. Содержание гумуса достигает 1,0-1,2%, уменьшаясь в почвообразующей породе до 0,2-0,3%. Реакция среды в лугово-солончаковых почвах 7,0-7,5; в луговых почвах и солончаках она выше --7,7—8,3. В отдельных разрезах бескарбонатных лугово-солончаковых почв рН снижается даже до 4,9—5,3 (таблица, разрез Х-1). Это связано, вероятно, с их прежней сульфидоносностью — в супераквальных почвах при периодическом чередовании окислительных и восстановительных условий за счет десульфуризации образуются сероводород и сульфиды, дающие при окислении серную кислоту, затем реагирующую с карбонатами с образованием гипса и сульфатов магния и натрия [1]. Этот механизм объясняет бескарбонатность многих загипсованных ископаемых луговых почв, магниевое их засоление и значительную ожелезненность. Как и в луговых почвах, в них велика доля магния в составе поглощенных катионов, особенно в гумусовых горизонтах, где на него приходится 40—50% и более от емкости поглощения.

Пестроцветные почвы. Во многих районах Казахстана в отложениях аральской свиты встречаются ярко-пестроцветные (зеленые с красными вертикально ориентированными пятнами) горизонты. Они имеют мощность до 1-2 м и обычно приурочены к пролювиальным и озерно-пролювиальным фациям. Красная и красно-коричневая окраска почв связана с соединениями гематита и гётита. В отличие от пестроцветных почв в палеогеновых отложениях [22] красные пятна в этих почвах мелкие размером не больше 1—3 см, с низким содержанием железа. Они обычно не образуют самостоятельных стяжений и конкреций, а лишь пигментируют глинистое вещество, иногда образуя кутанообразные формы 4. Изредка встречаются единичные бобовины гидроокислов железа размером 1-2 мм, рассеянные в глинистой массе. Помимо гидроокислов железа в пестроцветных почвах встречаются конкреции гипса карбонатов кальция. Сливаясь между собой, разновозрастные пестроцветные почвы образуют в аральской свите пачки пород мощностью до 3-5 м. Подобные пестроцветные пачки часто приурочены к низам разреза аральской свиты, хотя иногда встречаются и в ее средней и верхней частях. Ранее такие пестроцветные пачки в основании аральской свиты были описаны в Центральном Казахстане [19] и на Южном Алтае [25].

В формировании облика пестроцветных почв участвовали две группы процессов. Одна из них характерна для типично аридных обстановок — формирование смектитовых глин, выделение карбонатов, гипса. Вторая связана с более гумидными условиями — перераспределение железа и образование ярко-красных пятен. Последние, вероятно, формировались в условиях семиаридного климата с достаточно длительными периодами увлажнения на рубеже гумидной палеогеновой и аридной неогеновой эпох при постепенном изменении климатической обстановки. Уверенно определить систематическую принадлежность этих почв трудно. Они похожи на современные полугидроморфные почвы, развитые в переменно-влажных саваннах.

[•] Тонкие минеральные пленки на поверхности пор, трещинок, почвенных комочков.

Другим вариантом ископаемых почв переходной между палеогеном и неогеном эпохи являются черно-пестроцветные сильноомарганцованные и ожелезненные почвы, описанные нами в основании аральской свиты в карьере месторождения Жайрем (фиг. 4, ∂). Омарганцевание и ожелезнение этих почв, вероятно, связано с луговым почвообразованием, протекавшим в самом начале мноценовой седиментации в условиях близкого залегания к поверхности кислых или слабокислых грунтовых вод в подстилающих углистых песчано-глинистых отложениях олигоцена. Выше по разрезу над ископаемой почвой мощностью около 1,5 м миоценовые отложения становятся карбонатными.

В целом ископаемые миоценовые почвы относительно слабо изменены эпигенетическими процессами, что связано с их консервацией в условиях нарастания аридизации климата в плиоцен-четвертичное время. Основные наложенные процессы в этих почвах: уплотнение и уменьшение пористости верхних горизонтов, слабое ожелезнение, карбонатизация и огипсование. Следует подчеркнуть два момента. Во-первых, хорошую сохранность гумусовых горизонтов в ископаемых миоценовых почвах, связанную с отсутствием активных эрозионных процессов в древних гидроморфных ландшафтах этого времени, преобладанием устойчивой аккумуляции материала, происходившей в условиях медленного прогибания территории Казахской складчатой страны и ее обрамления в раннем и среднем миоцене, а также и со свойствами гумуса слитых почв, который хорошо сохраняется в ископаемом состоянии [4]. Во-вторых, относительно слабое их эпигенетическое изменение, характер распределений в профиле солевого состава, поглощенных оснований, гипса, значений рН, хорошо сопоставляемых с современными почвами. Все это благоприятствует реконструкции почвенных процессов и установлению современных аналогов миоценовых ископаемых почв с точностью до типов, а не только самых общих черт древнего почвообразования [26, 271.

ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА КАЗАХСТАНА В РАННЕМ И СРЕДНЕМ МИОЦЕНЕ

Несмотря на то что описанные ископаемые гидроморфные почвы могли быть распространены в широком диапазоне физико-географических условий, они служат довольно достоверными индикаторами палеоландшафтов. Распространение различных типов ископаемых почв свидетельствует о том, что на аккумулятивных возвышенных пролювиальных равнинах Центрального Казахстана, Тургая, возможно, Южного Урала и Рудного Алтая накапливающиеся осадки вначале преобразовывались пестроцветными ожелезненными и омарганцованными полугидроморфными почвами, характеризующимися совмещением признаков гумидного и аридного почвообразования. Затем они сменились разнообразными солончаковыми почвами, свидетельствующими об усилении гидроморфизма территории и аридизации климата. Нигде в ископаемых почвах в пролювиальных отложениях не обнаружены органогенные (гумусовые) горизонты, т. е. в саванно-степных ландшафтах пролювиальных равнин аккумулятивное почвообразование носило не органогенный, а галогенный характер.

Во впадинах и на низменных аккумулятивных равнинах по берегам озер и рек почвенный покров был более разнообразным: здесь встречаются луговые, лугово-солончаковые и солончаковые почвы, т. е. аккумулятивное почвообразование имело не только галогенный, но и органогенный характер.

Общей чертой почвообразования на пролювиальных и низменных озерных равнинах являлось широкое развитие слитоземов среди гидроморфных и полугидроморфных почв. Несмотря на то что образование слитоземов (вертисолей) не подчиняется широтной климатической зональности и они формируются от экваториального пояса до умеренного, наиболее широко они распространены в семиаридных тропических и субтропических районах, где сухой сезон приходится на летний период и длится до 7—8 месяцев, а осадков выпадает 500—800 мм в год [28]. Сходная климатическая обстановка была, вероятно, свойственна и миоценовым саваннам. Особенностью современных слитоземов является отсутствие на них лесной растительности. В миоцене широкое распространение слитоземов на озерных и пролювиальных равнинах было, очевидно, еще более неблагоприятно для произрастания лесов. В ископаемых почвах нами нигде не обнаружены следы лесного почвообразования. Это ставит под сомнение широкое развитие в миоцене тугайных лесов по берегам озер и в долинах рек и свидетельствует о доминировании луговых ландшафтов. Однако этот вопрос нуждается в дальнейшей разработке.

Другая интересная особенность миоценовых равнин — почти полное отсутствие солонцов. Среди изученных ископаемых почв нами не обнаружены даже следы солонцеватости. Причины этого явления окончательно неясны к могут быть обусловлены различными факторами: устойчивым опусканием областей аккумуляции и развитием почвообразования на фоне все более усиливающегося галогенеза на солончаковых равнинах; высокой сульфатностью солончаковых почв, ведущей к тому, что их эволюция была направлена не в сторону образования солонцов, а как на Устюрте, по пути их превращения в гипсоносные пустынные почвы; эфемерностью солонцовой стадии почвообразования и быстрым (в геологическом смысле) остепнением или опустыниванием солонцов и преобразованием их в зональные почвы. В плиоцен-четвертичное время активизация тектонической деятельности привела к широкому распространению солонцовых почв, обнаруженных в ископаемом состоянии в плиоценовых отложениях Средней Азии [17] и получивших в современную эпоху широкое развитие на равнинах Казахстана.

Автономные миоценовые почвы нами в ископаемом состоянии не обнаружены. Основываясь на распространении современных аналогов слитоземов [2, 28], можно предположить, что в аральское время ископаемые слитоземы, лугово-солончаковые и солончаковые почвы сочетались в автономных ландшафтах с субтропическими черноземами, брюниземами, коричневыми и серо-коричневыми почвами, а не с сероземами и каштановыми почвами, как считают отдельные авторы [13].

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИСКОПАЕМЫХ ПОЧВ

Широкое развитие ископаемых почв в отложениях аральской свиты определяет не только, как было показано выше, многие литолого-минералогические, но и некоторые геохимические свойства этих отложений, в частности их специфический микроэлементный состав.

Геохимическим следствием смены гумидных лесных ландшафтов верхнего олигоцена на семиаридные саванно-степные ландшафты нижнего и среднего мноцена в Казахстане явилось изменение условий миграции микроэлементов, типов геохимических барьеров и ассоциаций мигрирующих и концентрирующихся элементов. В почвах и континентальных отложениях кислая и кислая восстановительная геохимическая обстановка сменилась нейтральной и щелочной окислительной в автоморфных почвах и щелочной восстановительной в гидроморфных почвах и илах водоемов. В щелочной окислительной обстановке начинают мигрировать в основном элементы, образующие растворимые анионные или карбонатные комплексные соединения [11].

Распределение микроэлементов в миоценовых пролювиальных отложениях различных районов Казахстана однообразно. По сравнению с олигоценовыми гумидными отложениями и кларками литосферы в них слабо накапливаются преимущественно анионогенные элементы — Мо, Сг, V и элементы-гидролизаты (комплексообразователи) — Y, Sc, Zr, иногда Ag и Cu, а минимальные концентрации характерны для катионогенных элементов — Sr, Ba, Mn, но которых в этих осадках все же в 2-3 раза больше, чем в олигоценовых отложениях [11]. Бассейновые фации Призайсанья по содержаниям микроэлементов близки к пролювиальным фациям. Лишь Ве, Sc, Mo и Zn в них в 1,5—2 раза больше, что связано, вероятно, с влиянием органического вещества, большей ожелезненностью и омарганцованностью бассейновых фаций.

На этом фоне яркие геохимические аномалии представляют собой гумусовые горизонты луговых и лугово-солончаковых ископаемых почв. От глинисто-алевритовых почвообразующих пород они отличаются резким накоплением Be, Ag, Y, Cu, Sc и Sr (фиг. 5). Концентрация этих элементов в подчиненных ландшафтах, где формировались ископаемые почвы, связана с возможностью их миграции (кроме Sr) в щелочной среде автономных палеоландшафтов и осаждением в органогенных го-



Фиг. 5. Геохимические спектры отложений аральской свиты в Северном Призайсанье

1 — почвообразующие зеленовато-серые глины и алевриты (34); 2 — гумусовые горизонты ископаемых луговых и лугово-солончаковых почв (30); 3 — гумусовые горизонты современных луговых и лугово-болотных почв степной зоны Казахстана (100). В кларках концентрации (кк) и кларках рассеяния (кр). Вертикальными штрихами показаны стандартные отклонения ($\overline{x} \pm \sigma$). В скобках указано число проб

ризонтах луговых и болотных почв при изменении реакции среды от сильнощелочной и щелочной до нейтральной и даже слабокислой (кислый геохимический барьер). Этому способствовало и сродство Ве, Sc, Cu и Ag с органическим веществом, что определяло возможность их сорбции органическими коллоидами. Накопление элементов-биофилов: Sr, частично Cu и Ag, вероятно, было связано с их биогенной аккумуляцией в луговых и болотных видах растений. Ассоциация микроэлементов, накапливающихся в ископаемых почвах, почти полностью совпадает с ассоциацией наиболее подвижных мигрантов в современных степных ландшафтах и также концентрирующихся в гидроморфных почвах [12].

НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ЛИТОГЕНЕЗА

Изучение ископаемых неогеновых почв имеет существенное теоретическое и практическое значение не только для палеопочвоведения, но и для решения некоторых вопросов континентального литогенеза. В разрезах континентальных миоценовых отложений Казахстана ископаемые почвы составляют от 30 до 60—80% их объема. В этих отложениях с почвообразованием часто связаны повышенная карбонатность осадков, появление карбонатных, гипсовых, железомарганцевых и других новообразований, изменение состава поглощенных оснований, содержания органического вещества, механического состава, ряда геохимических свойств (в частности, накопление определенного комплекса микроэлементов) и т. д. Почвенные процессы приводили к глубоким постседиментационным изменениям первичных осадков. Они способствовали появлению наложенных текстур, изменению состава или форм выделения аутигенных и терригенных минералов, определяли направленность постседиментационных преобразований. Поэтому такие континентальные отложения не могут рассматриваться как чисто осадочные образования, так как значительная роль в формировании многих литолого-минералогических и геохимических свойств этих осадков принадлежит биокосным системам — почвам.

Рядом исследователей уже подчеркивалась важная роль почв в формировании плейстоценовых [3, 4, 7 и др.] и более древних [20-23] континентальных отложений. Породы, интенсивно преобразованные почвенными процессами, слагают большую часть разрезов многих пестроцветных и красноцветных континентальных формаций. Теперь они описаны и в отложениях зеленоцветной сульфат-карбонатной формации. Подобные осадки рассматриваются как своеобразные парагенезисы пород и почв — педолиты или почвенно-осадочные свиты и формации [3, 4]. Естественно, что их изучение наряду с традиционными геологическими методами исследования требует привлечения методов генетического почвоведения [3, 4]. Таким образом, сейчас все более отчетливо выявляется истинная роль почв в цепи процессов седименто- и литогенеза. С одной стороны, в пределах областей денудации почвы активно участвуют в выветривании и разрушении коренных и осадочных пород, являясь средой подготовки материала, участвующего в формировании более молодых осадочных толщ. С другой стороны, в областях аккумуляции почвы постоянно формируются на свежих аллювиальных, озерных, озерно-болотных, пролювиальных и других осадках, еще не испытавших диагенетического преобразования, и во многом определяют особенности их превращений в осадочные породы — субаэральный диагенез [9, 10].

выводы

1. В нижне-среднемиоценовых континентальных отложениях Казахстана установлено широкое развитие ископаемых почв, характерных для лугового, лугово-солончакового и солончакового направлений почвообразования. Многие из них относятся к гидроморфным и полугидроморфным слитоземам.

2. Почвообразование вело к слитизации, карбонатизации, огипсованию, засолению, ожелезнению и омарганцеванию почвообразующих пород. Преобразование глинистых минералов было направлено в сторону смектитизации более полиминеральных по составу смектит-гидрослюдистых, иногда с примесью хлорита почвообразующих пород, а также монтмориллонитизации каолинита, переотложенного из палеогеновых гумидных отложений.

3. На пролювиальных равнинах Казахстана в первой половине миоцена аккумулятивное почвообразование носило галогенный, а во впадинах и на низменных равнинах органогенно(гумусово)-галогенный характер. Образование солонцов в миоцене имело резко подчиненное значение.

4. Геохимические особенности ископаемых почв определялись ландшафтно-геохимической обстановкой местных областей денудации, в частности миграцией в окислительной щелочной среде саванно-степных ландшафтов в основном анионогенных элементов и элементов-комплексообразователей — Be, Sc, Y, Ag, Mo и Cu, осаждавшихся на кислых и сорбционных геохимических барьерах в луговых и лугово-солончаковых гидроморфных почвах во впадинах. Геохимическая специфика ископаемых почв обусловливает наиболее яркие литолого-геохимические особенности нижне-среднемиоценовых отложений.

5. Ископаемые почвы слагают значительную часть объема отложений нижне-среднемиоценовой аральской свиты, для которых почвообразование явилось одним из важнейших процессов, определивших основные особенности литогенеза. Поэтому нижне-среднемиоценовые отложения в Казахстане следует рассматривать как своеобразную геологическую формацию, формирование пород которой во многом определялось почвенным литогенезом.

Литература

- Буяновский Г. А. Об энергетической обеспеченности биологического восстановлення сульфатов в почве.— Изв. АН АзССР. Сер. биол., 1968, № 3, с. 25—31.
 Быстрицкая Т. Л., Тюрюканов А. Н. Черные слитые почвы Евразии. М.: Наука,
- 1971. 256 c.
- 3. Веклич М. Ф., Сиренко Н. А. Плиоцен и плейстоцен левобережья нижнего Днепра и Равнинного Крыма. Киев: Наук. думка, 1976. 187 с.
- 4. Герасимов И. П. Природа и сущность древних почв.— Почвоведение, 1971, № 1, :. 3—10.
- 5. Градусов Б. П. Зависимость между значениями d/n базальных рефлексов и содержаниями слюдистых пакетов в смешанослойных образованиях. Литол. и полезн.
- ископ., 1971, № 6, с. 152—155. 6. Добровольский В. В. Гипсовые коры Сирии.— В кн.: Геохимия тропических и суб-тропических почв и ландшафтов. М.: Изд-во МГПИ им. В. И. Ленина, 1973, с. 154. 7. Добродеев О. П. История почвообразования и палеогография почв Русской рав-
- нины в плейстоцене: Автореф. дис. докт. географ. наук. М.: 1974. 53 с. 8. Дриц В. А., Сахаров Б. А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минера-
- лов. М.: Наука, 1976. 255 с.
- 9. Ерофеев В. С., Цеховский Ю. Г. Парагенетические ассоциации континентальных отложений. Семейство гумидных парагенезов. М.: Наука, 1982. 211 с.
- 10. Ерофеев В. С., Цеховский Ю. Г. Парагенетические ассоциации континентальных отложений. Семейство аридных парагенезов. М.: Наука, 1983. 202 с.
- Касимов Н. С. Геохимические реликты в ландшафтах Центрального и Северного-Казахстана.— Вестник МГУ. Сер. геогр., 1978, № 2, с. 58—66.
- 12. Касимов Н. С. Латеральная миграция микроэлементов в степных и пустынных ландшафтах.— Вестник МГУ. Сер. геогр., 1981, № 5, с. 69-74.
- 13. Лавров В. В. Континентальный палеоген и неоген Арало-Сибирских равнин. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1959. 231 с.
- 14. Лавров В. В. Великий озерный этап в неогеновой истории Зауралья. В кн.: История озер в мезозое, палеогене и неогене. Л.: Изд-во Ин-та озероведения АН СССР, 1975, c. 61–65.
- 15. Лавров В. В., Бендукидзе О. Г., Васильев И. В. и др. Аральский стратиграфический горизонт неогеновой системы Арало-Тургайских регионов.— В кн.: Палеоген и неоген Сибири. Новосибирск, 1978, с. 128—131. 16. Малиновский В. Ю. Кайнозой центральной части Казахского щита.— В кн.: Кай-
- нозой центральной части Казахского щита. М.: Изд-во МГУ, 1967, с. 179—342. 17. Перельман А. И. Процессы миграции солей на равнинах Восточной Туркмении и
- Западного Узбекистана в неогене (древние почвы пустынь Средней Азии). М.: Изд-
- во АН СССР, 1959. 109 с. 18. Разумова В. Н. Меловые и третичные формации западной части Центрального и Южного Казахстана. М.: Наука, 1961. 221 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 46).
- 19. Сладкопевцев С. А. Новейший этап развития речных долин. М.: Недра, 1977. 199 с. 20. Тимофеев П. П., Цеховский Ю. Г., Феофилова А. П. Почвенный литогенез и его роль в формировании осадочных пород.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 4.
- 21. Феофилова А. П. Ископаемые почвы карбона и перми Донбасса. М.: Наука, 1975. 103 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 270).
- 22. Цеховский Ю. Г. Литогенез континентальной пестроцветной кремнисто-гетит-као-линовой формации. М.: Наука, 1973, 186 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 242).
- Чалышев В. И. Ископаемые почвы пермских угленосных отложений Северо-Востока Европейской части СССР. Сыктывкар: Изд-во АН СССР, Коми филиал, 1974. 185 с.
 Черняховский А. Г. Континентальные третичные отложения южного окончания
- Южного Урала и продукты их выветривания. В кн.: Геологические типы кор выветривания и примеры их распространения на Южном Урале. М.: Наука, 1963, с. 103—127. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 77). 25. *Чумаков И. С.* Кайнозой Рудного Алтая. М.: Наука, 1965. 223 с.
- 26. Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М.: Наука, 1966. 239 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 161).
- 27. Шанцер Е. В. Некоторые общие вопросы учения о генетических типах отложений.-В кн.: Процессы континентального литогенеза. М.: Наука, 1980, с. 5—27. (Тр. ГИН
- АН СССР, вып. 350). 28. Dudal R. Sols argileux foncés des régions tropicales et subtropicales. Roma: FAO, 1967. 172 p.

мгу ГИН АН СССР, Почвенный институт Москва

Поступила в редакцию 28.VII.1982 УДК 553.492(574.3)

ЭПИГЕНЕТИЧЕСКАЯ ГИББСИТИЗАЦИЯ БОКСИТОВ В МЕСТОРОЖДЕНИЯХ АРКАЛЫКСКОГО РАЙОНА

ЛЕЙПЦИГ А. В., ВИЛЬШАНСКИЙ В. Н., САВЕЛЬЕВА З. И., ВОРОБЬЕВА Э. С.

В статье рассматриваются процессы эпигенетического преобразования бокситов палеоценового возраста в зоне контакта с перекрывающими их бокситами эоцена в пределах IV Верхнеашутского и V Нижнеашутского участков Аркалыкской группы месторождений. Процесс преобразования бокситов характеризуется практически полным выносом из пород окислов железа, частично окислов титана и увеличением концентраций глинозема при постоянных и, как правило, низких содержаннях кремнезема. Основной процесс эпигенетического преобразования рудных тел связывается с проникновением в литифицированные пласты бокситов приповерхностных грунтовых вод из верхнего, эоценового, горизонта и изменением параметров среды в этих зонах.

В пределах месторождений обломочно-бобовых бокситов СССР детально изучены многочисленные случаи вторичных изменений руд, сопровождаемые обычно их обелением, частичной каолинизацией, сидеритизацией или хлоритизацией [1, 4, 6, 8, 11].

Измененные руды сохраняют, как правило, первичную обломочнобобовую структуру или ее реликты, и их «вторичность» по отношению к основной массе красных обломочно-бобовых бокситов месторождений не вызывает сомнения. Среди измененных бокситов отмечаются также разновидности, резко различающиеся по внешнему облику. Они полностью утратили первичные структурные и текстурные особенности и выделяются под названиями сухаристых, фарфоровидных, глиноподобных, «гнилых» или опоковидных [1, 2, 15, 16]. Образование всех этих типов бокситов обычно связывается с влиянием углистых пород, присутствующих в составе бокситоносных толщ, или с действием грунтовых вод, фильтрующихся по зонам трещиноватости из перекрывающих отложений. И в том, и в другом случае оно сопровождается выносом из пород окислов железа и алюминия и привносом кремнезема, т. е. ресилификацией пород.

В ряде месторождений мезозойско-кайнозойских обломочно-бобовых бокситов Чадобецкого, Аркалыкского и других районов отмечаются вторичные изменения руд, связанные с иными процессами. Эти изменения сопровождаются, в частности, интенсивным привносом в породы гидроокислов алюминия, возможность чего ранее нередко отрицалась [1, 8]. Возникающие при этом высокоглиноземистые сухаристые, фарфоровидные, глиноподобные и другие разновидности бокситов существенно влияют на качество руд в пределах отдельных залежей.

В последние годы процесс вторичной гиббситизации пород неоднократно отмечался при формировании латеритных покровов в зоне гипергенеза, а в небольшом масштабе и при ресилификации осадочных бокситов [3, 7, 13, 14, 17]. В месторождениях Аркалыкского района он проявился на склонах рудовмещающих долин при диагенезе бокситового осадка [10], но наиболее часто этот процесс связан с эпигенетической переработкой осадочных бокситов, особенности которой рассматриваются в настоящей работе.

Основной геологической предпосылкой эпигенетической гиббситизации бокситов является формирование в пределах месторождений двух или нескольких разновозрастных горизонтов бокситоносных осадков и наличие непосредственных контактов между ними. Подобная геологическая ситуация отмечается во многих бокситоносных районах СССР, свя-

2*

занных с мезозойско-кайнозойскими осадками. В месторождениях Приангарья выделяются до четырех горизонтов бокситов, принадлежащих различным эпохам мела и кайнозоя, в Аркалыкском районе Северного Казахстана — два, относящихся к палеоцену и эоцену [9]. При этом верхние бокситоносные толщи обычно залегают на подстилающих с размывом, что особенно ясно наблюдается на склонах рудовмещающих депрессий. Так, эоценовые бокситы в Аркалыкских месторождениях в верхних частях склонов рудовмещающих депрессий залегают на корах выветривания девонских сланцев, а ниже по склону последовательно перекрывают различные горизонты палеоцена, в том числе и горизонт палеоценовых бокситов. Именно в зоне этого контакта происходит гибб-



Фиг. 1. Схема расположения изученных карьеров и разрезов *I* — изученные карьеры: I — участок Нижнеашутского месторождения, II — участок Верхнеашутского месторождения; *2* — положение изученных разрезов в карьерах

ситизация бокситов палеоцена, причем масштаб проявления и детали течения этого процесса несколько меняются в различных участках месторождения. Выделяются три наиболее характерных случая преобразования палеоценовых бокситов.

1. В юго-восточной стенке карьера IV участка Верхнеашутского месторождения, расположенного в 1 км к юго-востоку от г. Аркалык (фиг. 1), наблюдается простейший случай вторичной гиббситизации бокситов. Эпигенетические изменения в красных каменистых бокситах палеоцена выразились здесь в образовании по зоне трещиноватости крутопадающего дайкообразного тела обеленных и преобразованных пород мощностью 0,5-0,6 м (фиг. 2). В стенке хорошо обнажена средняя часть этого тела, а верхняя, как и сам контакт палеоцена и эоцена, перекрыта молодой осыпью. Красные обломочно-бобовые бокситы палеоцена вблизи этого тела постепенно теряют яркость окраски, становятся буровато-красными и менее прочными. В их цементе местами появляются мелкие осветленные участки, сложенные тонкокристаллическим гиббситом. Непосредственно на контакте с «дайкой» обеленных пород в прослое мощностью 10-15 см обломочно-бобовые разности быстро светлеют и теряют присущие им структурные и текстурные особенности. Местами в них сохраняются еще участки обломочно-бобового строения или отдельные бурые рыхлые бобовины, но основная их часть представлена лилово-розовыми однородными пористыми породами, в которых и бобовины, и микробобовины цемента замещаются слабораскристаллизованным каолинит-гиббситовым веществом, неравномерно прокрашенным окислами железа. Порода разбита мельчайшими ветвящимися трещинками, заполненными железисто-гиббситовым веществом, и приобретает местами брекчиевидное строение. Само дайкообразное тело сложено белыми и желто-белыми фарфоровидными бокситами, то очень плотными, то мелкокавернозными, в которых отмечаются розоватые или желтоватые «тени» бобовин и их обломков. Эти породы также сложены однородным слабораскристаллизованным каолинит-гиббситовым веществом, а реликты бобовин подчеркиваются точечными выделениями окислов железа. По тонким ветвящимся трещинкам здесь развит тонкокристаллический гиббсит или окислы железа, а в отдельных пустотах — агрегаты гиббсита или кальцита.



Фиг. 2. Строение дайкообразного тела обеленных и преобразованных бобово-обломочных палеоценовых бокситов IV Верхнеашутского участка

1 — боксит каменистый обломочно-бобовой структуры, слабоосветленный; 2 — боксит каменистый, светло-розовый с реликтовой обломочно-бобовой структурой; 3 — боксит каменистый, белый, пористый, фарфоровидный; 4 — боксит конгломератовидный эоценового возраста; 5 — бровка уступа; 6 — место отбора проб

Фиг. 3. Система ветвящихся жилообразных тел обеленных и преобразованных обломочно-бобовых бокситов палеоцена вблизи их контакта с пластом конгломератовидного боксита эоценового возраста (зарисовка стенки карьера V Нижнеашутского участка)

участка) 1 — граница преобразованных пород; 2 — боксит рыхлый конгломератовидный эоценового возраста; 3 — боксит каменистый, обломочно-бобовой структуры, палеоценового возраста

Вещественный состав бокситовых пород приведен в табл. 1. Из приведенных данных следует, что процесс преобразования обломочно-бобовых бокситов сопровождается прежде всего выносом окислов железа и привносом глинозема. По сравнению с частично осветленными бобовыми бокситами при образовании фарфоровидных разностей выносится до 200 мг/см³ Fe₂O₃ (см. табл. 1—3). Содержание Al₂O₃ в белых бокситах увеличивается на 50—150 мг/см³, а в отдельных случаях на 40— 60 мг/см³ возрастает содержание SiO₂, входящего в состав каолинита, идентифицированного по данным рентгеноструктурного анализа. Характерно для осветленных и особенно обеленных бокситов уменьшение в 2—3 раза содержаний ТіО₂— до концентраций 0,5—0,6 мг/см³, которые вообще не типичны для бокситов района. Таким образом, эпигенетическое преобразование бокситов сопровождается абсолютным их обогащением окислами Al, почти полным выносом из пород окислов Fe и частичным — окислов Ті. Кремнезем в этом процессе неподвижен или привносится в незначительном количестве в отдельные участки обеленных бокситов. Неравномерную каолинизацию, так же как и образование кальцита, выполняющего отдельные микротрещины и каверны, вероятно, следует связывать с более поздними процессами.

Химический	состав	бокситов	B	зонах	дайкообразного	тела (IV	участок
		Верхнеаш	yT¢	ского і	месторождения)	•	-

эца			RIAR MO	Химический состав, вес.%/мг/см ³						
Ne oбра	Зона изменения	Тип каменистых бокситов	Объемі вес, г/	AI2O2	SIO ₃	Fe _s O _s	TiOs	, п. п. п.	сумма	
18	Слабого освет- ления	Обломочно-бобовый осветленный	2,00	$\frac{54,38}{1087,60}$	$\frac{3,26}{67,20}$	9,99 199,80	<u>1,83</u> 36,60	$\frac{29,39}{587,80}$	98,95	
19		Светло-розовый с реликтовой бобо- вой структурой	1,80	$\frac{59,54}{1071,72}$	3,61 64,98	$\frac{5,45}{98,10}$	<u>1,17</u> 21,06	$\frac{30,40}{547,20}$	100,17	
20	Частичного обеления и переработки	Розовый с реликто- вой бобовой структурой	1,92	$\frac{59,91}{1150,27}$	$\frac{5,27}{101,18}$	$\frac{1,11}{21,31}$	0,98 18,82	$\frac{31,16}{598,27}$	98,43	
21	Полного обе-	Розовато-белый фар- форовидный по- ристый	1,88	$\frac{59,80}{1124,24}$	$\frac{7,24}{136,11}$	$\frac{0,53}{9,96}$	$\frac{0,76}{14,28}$	$\frac{31,30}{588,44}$	99,63	
22	работки	Белый фарфоровид- ный пористый	2,07	$\frac{61,33}{1269,53}$	$\frac{3,26}{67,48}$	$\frac{0,50}{10,35}$	$0,61 \\ 12,62$	32,82 679,37	98,52	
23		Белый фарфоровид- ный кавернозный	2,0	58,70 1174,00	$\frac{5,33}{106,60}$	$\frac{0,66}{13,20}$	$ \begin{array}{r} 0,76 \\ \overline{15,20} \end{array} $	32,38 647,60	99,82	

Примечание. В обр. 23 CaO-1,68%, MgO-0,2%. В таблице - п. п. п. - потери при прокаливания.

2. Более сложный и мощный процесс аналогичного преобразования бокситов наблюдается в западной стенке карьера V Нижнеашутского участка, расположенного в 9 км к юго-западу от г. Аркалык (фиг. 1). В красных бокситах палеоцена, в зоне их контакта с бокситами эоцена, сформировалась система ветвящихся жилообразных тел обеленных пород, проникающих на глубину 5-8 м (фиг. 3). Вблизи контакта с эоценовыми бокситами жилы имеют мощность 0,6-0,7 м, а ниже постепенно распадаются на более мелкие, мощностью до нескольких сантиметров. Крупные и мелкие жилки характеризуются близкой последовательностью распределения измененных пород различного типа. Палеоценовые красные обломочно-бобовые бокситы, слагающие основную часть пласта, вблизи этих жил тускнеют, несколько разрыхляются и приобретают пятнистую окраску. В микробобово-обломочном цементе появляются многочисленные мелкие осветленные участки и прожилки, сложенные тонкокристаллическим гиббситом и колломорфными выделениями слабораскристаллизованного гиббсит-железистого вещества. Непосредственно на контакте с обеленными породами в бобовых бокситах формируются многочисленные более крупные обеленные пятна и прожилки и участки интенсивного ожелезнения, и бокситы приобретают вид грубых брекчий пятнистой окраски (фиг. 4, а).

В составе пород, слагающих жилообразные тела, широко развиты обеленные бокситы трех типов (фиг. 4, *a*, *б*, 5, *a*). Вдоль внешнего контакта жил формируются светло-серые, зеленоватые или желтоватые очень плотные разновидности, в которых местами сохраняются отдельные бурые бобовины или группы бобовин. Эти породы образуют по краю тел тонкую оторочку мощностью от нескольких миллиметров до 2— 3 см. При изучении шлифов в зеленоватых бокситах устанавливаются реликты первичных обломочно-бобовых структур. Контуры бобовин и обломков, замещенных пелитоморфным гиббситовым веществом, подчеркиваются точечными выделениями железистого материала. В основной массе пород местами сохраняются и контуры микробобовин, хотя многие участки представлены однородным пелитоморфным веществом или колломорфными выделениями гиббсита.

Следующая зона жилы образована белыми или желтоватыми фарфоровидными бокситами, сложенными очень тонким изотропным зеленовато-серым веществом (фиг. 4, 5, *a*). Очень редко в этих породах отмечаются «тени» бобовин, контуры которых определяются точечными



Фиг. 4. Особенности строения жилообразного тела в преобразованных бокситах палеоценового возраста (А — преобразование красных каменистых обломочно-бобовых бокситов; Б — интенсивное вторичное ожелезнение преобразованных пород жилообразных тел)

тел) 1 — боксит зоны слабого осветления — красный обломочно-бобовый; 2—3 — бокситы зоны частичного обеления и переработки: 2 — красный частично осветленный, обломочно-бобовой структуры, 3 — интенсивно-ожелезненный; 4—7 — бокситы зоны полного обеления и переработки: 4 — светло-зеленый фарфоровидный, 5 — белый фарфоровидный, 6 — белый сахаровидный, 7 — оранжево-красный фарфоровидный; 8—9 — бокситы зоны вторичного ожелезнения: 8 — светло-лиловый фарфоровидный, 9 — краснолиловый брекчиевидный; 10 — места отбора и номера проб





Фиг. 5. Характер преобразовання красного каменистого обломочно-бобового боксита

А — система ветвящихся прожилков преобразованных бокситов; Б — распределение типов преобразованных бокситов в прожилке: 1 — осветленные красные обломочно-бобовые бокситы, 2 — ожелезненные бокситы на контакте с прожилками, 3 — зеленовато-серые бокситы с реликтами бобовин, 4 — белые фарфоровидные бокситы, 5 — оранжевые полосчатые фарфоровидные бокситы

сгустками окислов железа. Наблюдаются многочисленные колломорфные выделения гиббситового вещества. В центральных частях крупных прожилков и жил мощностью более 3 см встречается третий тип обеленных бокситов — белых, сахаровидных, тонкопористых. Эти породы также сложены очень тонким пелитоморфным веществом и характеризуются широким развитием колломорфного гиббсита.

Перечисленные разновидности преобразованных бокситов слагают основную часть жилообразных тел, причем две первые резко преобладают в тонких прожилках, а третья — в крупных. При сохранении отмеченной зональности указанные разновидности отражают, вероятно, общую последовательность процесса преобразования обломочно-бобовых бокситов. В составе жилообразных тел в небольшом количестве развиты также породы иного типа, сформировавшиеся несомненно позже, по завершении основного процесса преобразования обломочно-бобовых бокситов. В центральных частях крупных и мелких жил среди белых и зеленоватых бокситов отмечаются своеобразные фарфоровидные или глиноподобные оранжево-красные железистые бокситы, слагающие мелкие прожилки (фиг. 4, a, 5, b) или выполняющие мелкие ветвящиеся трещинки. Отмеченные особенности, несомненно, свидетельствуют о вторичности оранжевых разностей. В нижних частях жилообразных тел процессы вторичного ожелезнения выражены значительно сильнее. Здесь образуются крупные неправильной формы «пятна» зонального строения, в которых преобразованные бокситы окрашены в лилово-красные цвета различной интенсивности. В этих породах как бы вновь проявляются первичные обломочнобобовые структуры. Реликты бобовин и обломков, с трудом устанавливаемые в обеленных разностях, здесь вновь получают четкое выражение за счет более интенсивного ожелезнения цемента и периферийных частей бобовин. Бобовины в таком цементе более светлые, сложены слабораскристаллизованным гиббситом. Местами железистый материал концентрируется в тонких ветвящихся трещинках, и породы приобретают брекчиевидное строение. Вторичность этих образований также не вызывает сомнений.

Химический и минеральный состав бокситов различного типа верхней и нижней части жильных тел приведен соответственно в табл. 2 и 3. Слабоизмененные бокситы, слагающие основную часть пласта, представлены высококачественными разностями с содержанием SiO₂ до 1% (обр. 8 а, 8 л). В зоне частичного пятнистого обеления, вблизи жилообразных тел, их качество существенно не меняется. В осветленных участках содержание Fe₂O₃ падает до нескольких процентов и относительно возрастает содержание Al₂O₃, а в ожелезненных участках содержание окислов железа возрастает до 25% и соответственно уменьшается содержание Al₂O₃. В целом содержание окислов алюминия и железа в породах этой зоны остается примерно постоянным, таким же, как и в исходных бокситах (табл. 2). Существенно не меняется в породах зоны содержание SiO₂, который присутствует здесь в основном в виде кварца, зерна которого нередко фиксируются в шлифах в основной массе бокситов. Характерно для этих пород некоторое уменьшение концентраций TiO₂ (особенно в ожелезненных разностях), «избыток» воды, получаемый при пересчете Al₂O₃ на гиббсит, и появление гетита, что подтверждается рентгеноструктурным анализом. В отличие от зоны частичного обеления полностью обеленные бокситы характеризуются почти полным выносом Fe₂O₃, увеличением концентраций Al₂O₃ и также пониженными содержаниями TiO₂. Эти породы на 93-95% состоят из гиббсита; в небольших количествах присутствуют гематит, каолинит и минералы титана. В них постоянно отмечается небольшой избыток воды (при пересчете Al₂O₃ на гиббсит), связанный, вероятно, с гелеморфными выделениями глинозема.

В целом при формировании жилообразных тел наблюдается тот же процесс преобразования бокситов, что и в случае дайкообразного бокситового тела. Он сопровождается практически полным выносом из пород Fe₂O₃ и увеличением концентраций Al₂O₃. Максимальный привнос Al_2O_3 (до 100—120 мг/см³) отмечается при образовании зеленоватых и белых фарфоровидных бокситов (образцы 8 е и 8 ж). Содержание SiO₂ в породах остается примерно постоянным и крайне низким, т. е. каолинизации за счет последующих процессов здесь не происходит. Более однозначно определяется поведение TiO₂. В верхних частях жильных тел, как и в первом из рассмотренных случаев, отмечается уменьшение концентраций этого окисла до 2% (40 мг/см³) в белых сахаровидных бокситах и до 0,26% в оранжевых, относящихся к самым поздним образованиям среди измененных пород (табл. 2, образцы 8 з и 8 и). В отличие от верхней части жильных тел, в нижней их части содержание ТіО, в породах не уменьшается, а несколько увеличивается (табл. 3). Максимальные концентрации (70 мг/см³) отмечаются в белых фарфоровидных и сахаровидных бокситах, а также в их ожелезненных разностях (обр. 8 м).

3. Еще более интенсивно процесс вторичной гиббситизации обломочноно-бобовых бокситов палеоцена выражен в северо-западной стенке IV Верхнеашутского участка. В палеоценовых бокситах вдоль субгоризонтального контакта с эоценовыми образовалась непрерывная полоса преобразованных пород мощностью до 8—10 м, протягивающаяся по

Химический	состав	бокситов	в зонах	жилообразного	тела ((V y	/часток	Нижнеашутского	месторождения)
------------	--------	----------	---------	---------------	--------	------	---------	----------------	----------------

N₂	Зона изменения	на изменения Тип каменистых бокситов	Объемный вес, г/см ³		Химиче					
ооразца		THE REMERNETEX OURCHTOP		Al ₂ O ₃	SiO ₂	Fe ₂ O ₈	ti0,	п. п. л.	сумма	Минеральный состав
8 a	Слабого осветления	Красный, обломочно-бобовый	2,38	$\frac{52,96}{1260,45}$	$\frac{0,80}{19,04}$	$\frac{14,19}{337,72}$	$\frac{2,50}{59,50}$	$\frac{28,84}{686,32}$	99,29	Гиббсит, гематит, Ан+рут, кварц
86		Красный, обломочно-бобовый, частично осветленный	2,36	$\tfrac{49,66}{1171,97}$	$\frac{0,76}{17,94}$	$\frac{18,23}{430,22}$	$\frac{2,31}{54,52}$	$\frac{28,39}{670,00}$	99,35	Гиббсит, гематит, Ан +рут кварц
8в	Частичного обеления и переработки	Красный, обломочно-бобовый с мелкими белыми прожилками	2,30	$\tfrac{52,22}{1201,06}$	$\frac{0,36}{8,28}$	$\tfrac{15,03}{345,69}$	$\tfrac{2,30}{52,90}$	$\tfrac{29,14}{\overline{670,22}}$	99,05	Гиббсит, гематит, гетит, Ан+рут, кварц
8 r		Красный, обломочно-бобовый брекчиевидный	2,29	$\tfrac{51,19}{1172,25}$	$\frac{0,64}{14,66}$	$\tfrac{14,84}{339,83}$	$\tfrac{2,34}{53,58}$	$\tfrac{29,30}{670,09}$	99,49	Гиббсит, гематит, гетит, као- линит (до 1%) Ан+рут
8д	Полного обеления и переработки	Красный, ожелезненный на кон- такте с жилой	2,43	$\frac{45,85}{1114,16}$	$\frac{1,36}{33,05}$	$\frac{25,58}{621,59}$	$\frac{0,78}{18,95}$	$\frac{26,51}{644,19}$	100,10	Гиббсит, гематит, гетит
8 e		Светло-зеленый фарфоровидный	2,24	$\frac{61,31}{1373,34}$	$\frac{0,66}{14,78}$	$\frac{0,36}{8,06}$	$\tfrac{2,33}{52,19}$	$\frac{33,73}{755,55}$	98,39	Гиббсит, гематит, Ан+рут, каолинит (1%)
8ж		Белый фарфоровидный	2,17	$\frac{62,82}{1363,19}$	$\frac{0,88}{19,09}$	$\frac{0,56}{12,15}$	$\tfrac{2,32}{50,34}$	$\frac{32,69}{709,37}$	99,27	Гиббсит, гематит, Ан+рут, каолинит (до 1%)
83		Белый сахаровидный	2,00	$\tfrac{62,74}{1254,80}$	$\frac{0,85}{17,00}$	$\frac{0,56}{11,20}$	$\tfrac{2,02}{40,40}$	$\frac{33,66}{673,00}$	99,83	Гиббсит, гематит, Ан+рут, каолинит (до 1%)
8и	Вторичного ожелез- нения	Оранжево-красный фарфоровид- ный	Не опр.	51,96	1,86	11,71	0,26	34,12	100,09	Гематит, гетит

Химический состав преобразованных и интенсивно ожелезненных бокситов в зонах жилообразного тела (V участок Нижнеашутского месторождения)

।अप्र	Зона изме- иения	Зона изме- нения бокситов	Тип каме- нистых	thể CM ⁸	Xı	амич есн	ня сост	ав, вес	:.%/MF/C	ж»]	Минеральный
Nº o6pa			OGDEME Bec, L/	AI2O3	SiOa	Fe sO s	TiO _s	п. п. п.	сумма	состав	
Зл	Слабого ос- ветления	Красный об- ломочно-бо- бовый освет- ленный	2,18	$\frac{50,06}{1191,42}$	$\frac{0,88}{20,94}$	$\frac{17,63}{419,59}$	$\frac{2,56}{60,93}$	27,95 665,21	99,08	Гиббсит, ге- матит, Ан+- рут, кварц	
-8 м	Полного обеления и переработки	Белый фар- форовидный и сахаровид- ный с про- жилками красного	1,88	$\frac{60,96}{1347,22}$	$0,56 \\ 12,37$	2,32 51,27	<u>3,17</u> 70,06	32,89 726,87	99,84	Гиббсит, ге- матит	
80	Полной переработки и вторич- ного оже-	Светло-ли- ловый фар- форовидный	2,04	$\frac{61,64}{1146,50}$	0,74 13,76	<u>1,96</u> 36,46	3,15 58,60	$\frac{32,69}{608,03}$	100,18	Гиббсит, гематит, Ан+рут, кварц	
8 п	лезнения	Красно-ли- ловый брек- чиевидный	2,10	$\frac{53,71}{1095,68}$	$\frac{0,50}{10,20}$	$\tfrac{13,07}{266,62}$	$\frac{3,17}{64,67}$	$29,35 \\ 598,74$	99,90		

стенке карьера на 30-40 м (фиг. 6). Палеоценовые бокситы, обнажающиеся в нижней части стенки, представлены красными каменистыми обломочно-бобовыми разностями, в цементе которых отмечаются мелкие осветленные участки и тонкие прожилки белого гиббсита. Верхняя же часть бокситового пласта представлена в целом теми же типами, что и в жилообразных телах V Нижнеашутского участка, слагающими там три зоны. Выше контакта красных и обеленных пород формируется: 1 — маломощная (20—30 см) зона частичного обеления обломочно-бобовых бокситов, в которых отмечаются крупные пятна, полосы и прожилки осветленных и относительно ожелезненных разностей; 2 — мощная, до 3-4 м, зона полного обеления и переработки, представленная светлыми, зеленоватыми, желтоватыми и розоватыми плотными, иногда кавернозными бокситами, в которых сохраняются отдельные бурые бобовины, группы бобовин или менее четкие реликты первичных структур породы. Эти породы по внешнему виду сходны с зеленоватым бокситом периферийных частей жилообразных тел; 3 — зона полного обеления и вторичного ожелезнения и каолинизации, представленная светлыми (белыми, розоватыми и желтоватыми) фарфоровидными, сахаровидными и **глиноподобными бокситами, полностью потерявшими первичную обло**мочно-бобовую структуру. Эти породы аналогичны бокситам центральных частей мощных жил, но здесь шире представлены глиноподобные и вторично ожелезненные разности.

По вещественному составу бокситы этих зон аналогичны развитым в жилообразных телах (табл. 4). Зона частичного обеления также характеризуется крайне неравномерным распределением в породах железа, которое связано здесь в гематит и гетит. В обеленных участках пород окислы железа составляют несколько процентов, а в ожелезненных — 20-30%, в связи с чем существенно меняется роль и других компонентов. В целом же содержания окислов Fe, Al и Ti остаются здесь примерно такими же, как и в исходных осветленных бокситах. Зона полного обеления, представленная главным образом зеленоватыми бокситами, сохранившими реликты первичных обломочно-бобовых структур, характеризуется почти полным выносом окислов железа, частичным кремнезема и повышением концентрации глинозема. Как и в нижних частях жилообразных тел, здесь несколько увеличивается (до 4-5%)





Таблица 4

Химический состав преобразованных бокситов палеоцена по зоном на контакте с эоценовыми бокситами (IV участок Верхнеашутского месторождения)

	Зона изменения и		Объемный вес г/см ^з	Химический состав, вес.%/мг/см ⁸						
образца	комплексы пород	Тип каменистых бокситов		Al ₂ O ₈	SiO ₂	Fe2O3	TiO _s	n. n. n.	СУмма	
49		Красный железистый, обломочно-бобо- вый, с фарфоровидным цементом	2,20	$\frac{44,83}{986,26}$	$\frac{0,78}{17,16}$	$\frac{21,64}{476,08}$	$\frac{2,98}{65,56}$	$\tfrac{27,84}{612,48}$	98,07	
48	Перекрывающий комплекс	Красный пористый, обломочно-слабо- осветленный	2,12	$\frac{45,26}{959,51}$	$\frac{1,41}{29,89}$	$\frac{17,25}{365,70}$	$\frac{2,89}{61,27}$	$\frac{28,51}{604,41}$	95,40	
13		Красный пористый, осветленный	1,82	$\frac{59,90}{1090,18}$	$\frac{1,00}{18,20}$	$\tfrac{2,52}{45,86}$	$\tfrac{3,62}{65,88}$	$\tfrac{32,20}{586,04}$	99,24	
12	Зона полного обеления и вторичного ожелез- нения и каолинизации	Белый с красными пятнами, глино- подобный каолинизированный	1,95	$\frac{51,49}{1004,05}$	$\frac{6,24}{121,68}$	$\frac{5,45}{106,27}$	$\frac{1,59}{31,00}$	$\frac{30,12}{587,34}$	94,89	
11		Белый, с розовыми пятнами, фарфо- ровидный, глиноподобный	1,70	$\frac{59,64}{1013,88}$	$\frac{2,89}{49,13}$	$\tfrac{2,27}{38,59}$	$\frac{1,58}{28,86}$	$\frac{32,11}{545,87}$	98,49	
1 0		Светло-розовый аргиллитоподобный с бурыми пятнами	1,71	$\frac{62,46}{1068,01}$	$\frac{0,69}{11,79}$	$\tfrac{2,57}{43,95}$	$\frac{1,59}{27,19}$	$\frac{33,21}{567,89}$	100,52	
9		Розово-желтый фарфоровидный	1,75	$\frac{60,56}{1059,80}$	$\frac{0,88}{15,40}$	$\tfrac{1,36}{23,80}$	$\frac{3,98}{69,65}$	32,77 573,47	99,55	

Таблица 4 (продолжение)

№ образца	Зона изменения и комплексы пород	Тип каменистых, бокситов	Объемный вес, г/см ³	Химический состав, вес.%/мг/см ³					
					SiO _s	Fe3O3	TiO ₃	ц . п. п.	сумма
7	Полного обеления и пере- работки	Белый, зеленоватый фарфоровидный с реликтами бобовин	1,87	$\frac{59,05}{1104,23}$	$\frac{1,32}{24,68}$	$\frac{1,77}{33,09}$	5,01 93,68	$\frac{32,43}{606,44}$	99,58
6		Розово-желтый пелитоморфный с ре- ликтами бобовин	1,87	$\frac{54,19}{1013,35}$	$\tfrac{2,22}{41,51}$	$\frac{4,24}{79,28}$	$\frac{3,51}{65,63}$	$\begin{array}{r} 732,81\\ \overline{613,54}\end{array}$	96,97
5		Желто-зеленый фарфоровидный с ре- ликтами бобовин	2,07	$\frac{59,43}{1230,20}$	$\frac{1,29}{26,70}$	$\tfrac{2,02}{41,81}$	$\tfrac{3,98}{82,38}$	$\frac{32,89}{680,82}$	99,61
4	Частичного обеления	Красный, пятнами розовый, обломочно- бобовый	1,99	$\frac{54,46}{1083,75}$	$\tfrac{2,67}{53,13}$	$\frac{9,40}{187,06}$	$\frac{3,67}{73,03}$	$\frac{29,91}{595,21}$	100,11
3		Красный, с полюсами и пятнами ос- ветления, обломочно-бобовый	2,31	$\frac{44,44}{1026,56}$	$\tfrac{2,78}{\overline{64,22}}$	$\frac{21,67}{500,57}$	$\frac{2.96}{68,37}$	$\frac{25,52}{589,51}$	97,37
2	Подстилающий комплекс	Красно-бурый, обломочно-бобовый	2,61	$\frac{41,87}{1092,80}$	$\tfrac{2,24}{58,46}$	$\frac{28,44}{742,28}$	$\frac{2,73}{71,25}$	$\frac{24,45}{638,14}$	99,73
			2,01	1092,80	<i>3</i> 0,40	142,20	71,25	030	5,14

содержание TiO₂. Обеленные и полностью преобразованные бокситы третьей зоны полного обеления и вторичного ожелезнения характеризуются почти полным выносом Fe₂O₃, уменьшением концентраций SiO₂ и уменьшением содержаний TiO₂. Падает по сравнению с предыдущей зоной и содержание Al₂O₃, а в отдельных прослоях бокситов резко возрастает содержание кремнезема и окислов железа (обр. 12).

В отличие от рассмотренных ранее случаев в этом обнажении значительно большую роль играют породы, претерпевшие последующие ожелезнение и каолинизацию. Для бокситов весьма характерны вторичные обломочно-бобовые или брекчиевидные структуры (как в нижних частях жилообразных тел), а для каолинизированных разностей, развитых в третьей зоне, — формирование серии субгоризонтальных или слабонаклонных полос равномерно ожелезненных бокситов, которые как бы подчеркивают положение каких-то промежуточных временных уровней грунтовых вод, возникших в толще обеленных пород позже при опускании территории. В пределах этих полос мощностью от 5 до 25 см породы приобретают розовую или красную окраску, иногда образуются вторичные брекчиевидные или бобовые структуры, а местами в них формируются тонкие (1-2 см) протяженные линзы плотных глиноземистых железняков с содержанием Fe₂O₃ до 50%; Al₂O₃-27-28%; SiO₂-2-3%; ТіО₂—1,5% (фиг. 6, обр. 33). Белые бокситы, сохранившиеся между ожелезненными прослоями, представлены высококачественными фарфоровидными или глиноподобными, каолинизированными разностями, содержание кремнезема в которых возрастает иногда до 17-18%. Вторичная каолинизация бокситов сопровождалась, вероятно, перераспределением глинозема и образованием (особенно часто на контакте с ожелезненными бокситами) крупных конкреций зеленоватого гиббсита, имеющих овальную форму и концентрическое строение. Конкреции диаметром до 5 см образуют пунктирные прослои, а местами смыкаются, образуя линзы гиббситовой породы мощностью до 10—15 см (фиг. 6, обр. 25). Состав этих конкреций, %: Al₂O₃—61,95; SiO₂—2,29; Fe₂O₃— 0,61, FeO — 0,25; TiO₂ — 0,25; п. п. п. — 35,11. Они содержат явный избыток воды (при пересчете АІ₂О₃ на гиббсит), так же как и в других обеленных разностях бокситов с развитием колломорфных выделений гиббсита. Характерно для каолинизированных бокситов также появление в небольших количествах диаспора (по данным рентгеноструктурного анализа).

Таким образом, во всех трех рассмотренных случаях вторичная гиббситизация красных обломочно-бобовых бокситов связана с одинаковой геологической ситуацией и схожей в целом направленностью процессов их преобразования. Она развивается при перекрытии уже сформированных каменистых бокситов новым бокситовым горизонтом и проникновением пластовых вод по зонам трещиноватости в бокситовый пласт нижнего горизонта. Именно с этими водами, фильтрующимися вниз по склону через делювиальные бокситовые осадки эоцена и проникающими в палеоценовый пласт, можно связывать столь существенное обогащение глиноземом. Его концентрация в зеленоватых и белых фарфоровидных разностях бокситов, составляющих основную часть преобразованных пород, возрастает на 100—200 мг/см³, при уменьшении объемного веса этих бокситов на 0,4—0,6 г/см³ по сравнению с исходными.

С водами из эоценовых бокситовых осадков и изменениями их параметров следует связывать и остальные особенности преобразования палеоценовых бокситов. В пределах маломощного пласта рыхлых эоценовых осадков близповерхностные грунтовые воды, стекающие вниз по склону, были несомненно в достаточной мере обогащены кислородом. На это указывает состав эоценовых бокситов, содержащих в больших количествах окислы Fe³⁺ (табл. 4, обр. 47, 48).

Лишь в нижней части пласта эоценовых бокситов, где отмечается их обеление и вынос окислов железа (обр. 13), формируются восстановительные обстановки, что можно связывать с уменьшением скорости фильтрации вод и разложением органического вещества. Подобная или еще меньшая скорость фильтрации имела место в зонах трещиноватости в подстилающих каменистых палеоценовых бокситах, при этом местами воды становились застойными, с чем связано дальнейшее увеличение их восстановительного потенциала. Именно это обеспечивало вынос из преобразующихся бокситов палеоцена окислов железа и титана. Полностью обеленные бокситы характеризуются практически полным выносом железа и, несомненно, являются образованиями устойчивых восстановительных обстановок. Это относится ко всем зонам обеленных пород, хотя в их периферийных частях, где в зеленоватых бокситах сохраняются отдельные бурые бобовины, процесс восстановления и выноса железа не завершился или был менее интенсивным. В зонах частичного обеления пород на контакте с красными каменистыми исходными бокситами в целом не отмечается выноса железа, хотя оно и приобретает определенную подвижность. Здесь, вероятно, лишь периодически возникали восстановительные обстановки, способствующие перераспределению окислов железа. Обеление одних участков сопровождалось ожелезнением других. Характерно для переходной зоны между полностью обеленными и красными исходными бокситами присутствие в заметных количествах водных окислов железа (гетита), которые, вероятно, можно рассматривать как промежуточные формы, образующиеся при преобразовании гематита в растворимые окислы Fe²⁺ (табл. 2, образцы 8 в, 8 г, 8 д).

Подвижность титана в рассматриваемом процессе выражена не так четко и, главное, изменение его концентраций не всегда согласуется с особенностями перераспределения в измененных бокситах окислов алюминия и железа. Как в жилообразных телах, так и при фронтальном преобразовании обломочно-бобовых бокситов отмечается уменьшение концентраций окислов титана в верхних частях разреза, вблизи контакта с эоценовыми бокситами, причем главным образом в белых сахаровидных разностях. Концентрации TiO₂ в этих породах составляют от 12-15 до 40-50 мг/см³, т. е. в 2-3 раза меньшие, чем в исходных породах (табл. 1, 3). Накопление двуокиси титана до концентраций больших, чем в исходных бокситах (до 80—90 мг/см³), отмечается в породах в нижних частях этих тел, причем как в красных слабоизмененных, так и в полностью обеленных и переработанных бокситах, в том числе в тех же белых сахаровидных и фарфоровидных разностях. В связи с этим процесс перераспределения двуокиси титана можно рассматривать как несколько более поздний, относящийся к заключительной фазе преобразования палеоценовых бокситов, и связывать с возникновением на этой заключительной стадии сильновосстановительных обстановок [5, 6.121.

Как следует из данных, приведенных в таблицах (1, 2, 3), кремнезем в этом процессе наименее подвижен. Лишь в случае фронтального преобразования обломочно-бобовых бокситов отмечается уменьшение его концентраций до 10—15 мг/см³ по сравнению с 50—60 мг/см³ в исходных бокситах. Характерно также, что если в исходных бокситах кремнезем представлен кварцем, зерна которого, корродированные гиббситом, часто наблюдаются в шлифах, то в обеленных породах развит только каолинит, устанавливаемый по данным рентгеноструктурного анализа.

Таким образом, процесс эпигенетической переработки обломочно-бобовых бокситов, наблюдаемый при их перекрытии новым, более молодым по возрасту горизонтом бокситов, сопровождается прежде всего интенсивным выносом из пород окислов железа и привносом глинозема. Особенности миграции и перераспределения в породах этих двух окислов и определяют основные особенности и зональность строения преобразованных участков красных обломочно-бобовых бокситов. Этот процесс сопровождается также замещением кварца каолинитом, иногда частичным выносом кремнезема, а его заключительная стадия, связанная с возникновением в отдельных локальных участках сильновосстановительных обстановок, — с перераспределением титана.

Приведенные данные свидетельствуют также об обогащении вод, фильтрующихся через верхний пласт рыхлых бокситов, окислами алюминия и возможности обогащения за их счет глиноземом подстилающих пород. Подобный процесс в иных геологических ситуациях отмечался и ранее [3, 7, 13, 14, 17]. Данные по Аркалыкскому району свидетельствуют, что в определенных обстановках он может проявиться в широком масштабе, существенно влияя на качество руд месторождений. Подобный процесс может быть весьма характерен прежде всего для многопластовых месторождений, разновозрастные горизонты бокситов которых на склонах депрессий перекрывают друг друга с размывом.

Литература

- 1. Бенеславский С. И. Вторичные процессы важный фактор формирования бокси-товых руд. В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1962, вып. 4, с. 179— 195
- 2. Бобров Е. Т. Бокситоносные отложения Енисейского кряжа и Сибирской платфор-
- мы. М.: Наука, 1968, с. 25—54. 3. Броневой В. А. О некоторых особенностях формирования бокситоносного элю-вия.— Докл. АН СССР, 1981, т. 260, № 2, с. 469—474.
- 4. Бушинский Г. И. О генетических типах бокситов. В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1958, с. 176—253. 5. Бушинский Г. И. Титан в осадочном процессе.— Литол. и полезн. ископ., 1963, № 2,
- c. 197—218.
- 6. Бушинский Г. И. Геология бокситов. М.: Недра, 1981. 416 с.
- 7. Жуков В. В. Особенности ресилификации бокситоносных образований на Аркалыкском месторождении. В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1973, вып. 13, с. 125-131.
- 8. Куземкина Е. Н. О некоторых вторичных процессах в мезозойских бокситах северо-западного Тургая. В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1962, вып. 4, с. 195—209.
- 9. Лейпциг А. В., Левина А. П., Пономаренко З. К. Новые данные о возрасте бокситоносных отложений Аркалыкского района. — В кн.: Новые данные по геологии бокситов. М.: Недра, 1978, с. 80—91. 10. Лейпциг А. В., Савельева З. И. Линейные зоны постдиагенетического преобразо-
- вания боксита в месторождениях, связанных с древними долинами. Литол. и по-
- лезн. ископ., 1981, № 2, с. 46—55. 11. Лисицына Н. А., Пастухова М. В. Вторичная минерализация в бокситовой толще и кора выветривания тургайских и североказахстанских бокситов.— Геол. рудн. месторожд., 1961, № 1, с. 33—51.
- 12. Лисицына Н. А., Пастухова М. В. Соотношение двуокиси титана и глинозема в платформенных бокситах обломочного типа.— Литол. и полезн. ископ., 1963, № 2, с. 74—78.
- Михайлов Б. М. Кремниевый метасоматоз на бокситовых месторождениях Западного Казахстана.— Докл. АН СССР, 1967, т. 174, № 2, с. 442—444.
 Михайлов Б. М. О возможном гипергенно-метасоматическом генезисе некоторых
- месторождений бокситов Западного Казахстана. Докл. АН СССР, 1969, т. 189, c. 625–628.
- 15. Пастухова М. В. О влиянии вторичных процессов на литологический и химический состав бокситов.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 2, с. 78—87.
- 16. Тюрина Б. А. Платформенные бокситы на территории Казахстана. В кн.: Платформенные бокситы СССР. М.: Наука, 1971, с. 152-191.
- 17. Цыкин Р. А. Метасоматические породы и руды зоны гипергенеза. В кн.: Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенные месторождения. М.: Наука, 1980, c. 142-153.

вимс Москва Поступила в редакцию 18.II.1982

УДК 553.495:553.9

ТИПЫ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА И ИХ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ СТРАТИФОРМНЫХ УРАНОВЫХ РУД

ГОЛЕВА Р. В., УСПЕНСКИЙ В. А.

На стратиформном урановом рудопроявлении в осадочных породах встречены значительные количества органического вещества (OB) разных морфологических и генетических типов. Урановая минерализация пространственно ассоциирует с OB двух рудоносных горизонтов, сложенных осадочными породами фации крупных озер и фации сухих дельт. В статье изложены результаты исследования OB и выяснена его роль в концентрации урановорудных образований этих горизонтов.

Стратиформное урановое рудопроявление локализовано в породах осадочного чехла крупного прогиба с каледонским складчатым основанием. Геологические образования района образуют два структурных этажа. Нижний — глубокометаморфизованные и дислоцированные породы протерозойских и кембрийских формаций, прорванные разновозрастными (от верхнепротерозойских до триасовых) интрузивными комплексами различного состава. Породы нижнего структурного этажа образуют фундамент прогиба со сложным блоковым строением. Верхний этаж представляет собой чехол прогиба. Он состоит из двух ярусов: нижне-среднедевонской вулканогенно-осадочной толщи (нижний ярус) и верхнепалеозойской терригенно-осадочной (верхний ярус).

Ураноносные стратиформные рудные залежи приурочены к пестроцветным терригенно-осадочным породам верхнего яруса. Рудные тела согласны с вмещающими породами и связаны с несколькими горизонтами континентальных осадков, расположенными на разных стратиграфических уровнях. Продуктивны два горизонта. Наиболее выдержанным рудоносным горизонтом является «озерный». В нем руды связаны с осадочными породами фации крупного озера. Второй оруденелый горизонт — «аллювиальный» — располагается стратиграфически выше «озерного». Его руды приурочены к линзам аллювиальных отложений фации сухих дельт.

Урановая минерализация в «озерном» горизонте связана с пачкой пород в виде тонкого переслаивания алевропелитов с алевропесчаниками, а в «аллювиальном» — тяготеет к русловым и озерно-старичным отложениям. Оруденение «озерного» горизонта относительно выдержано по простиранию и мощности. Урановые минералы тонкодисперсны, замещают цемент пелитовой породы. Это сложная смесь окисно-силикатного состава, в которой установлены коффинит и настуран в парагенезисе с диарсенидом железа — леллингитом и самородным свинцом [2].

Рудные линзы «аллювиального» горизонта не выдержаны по мощности и простиранию, расположены кулисообразно друг над другом. Вмещающие породы более грубозернисты — это мелкие гравелиты, песчаники, алевропесчаники и алевролиты. Распределение рудных минералов контролируется текстурными особенностями вмещающих пород. Они выполняют сеть мелких послойных и секущих прожилков протяженностью несколько миллиметров и выделяются в виде неравномерной вкрапленности в цементе. Руды сложены коффинитом, настураном, а также урано-титано-силикатными соединениями, точнее не диагностированными, в парагенезисе с сульфидами Fe и Mo (пирит, марказит, молибденит). Руды обоих горизонтов приурочены к сероцветным породам восстановительной геохимической фации. Вмещающие породы имеют серые, зеленовато-серые до темно-серых, а оруденелые даже до черных, окраски и содержат закисного Fe до 3,45%, что в 2 раза превышает содержание окисного (1,63%).

Красноцветные разности пород осадочной толщи окислительных и слабоокислительных геохимических фаций практически неураноносны и лишены ОВ, тогда как рудовмещающие сероцветные горизонты, напротив, резко им обогащены.

В зависимости от фациальной принадлежности вмещающих осадочных пород OB «озерного» и «аллювиального» горизонтов различается по типу и соответственно роли и месту в процессе уранообразования (табл. 1). Среднее содержание OB в рудах «озерного» горизонта составляет по данным 59 анализов 0,45%. Максимальное содержание в отдельных образцах достигает 4,4%. ОВ в породах этого горизонта наблюдается под микроскопом в виде двух разновидностей. Первая — округлые сферические выделения в порах алевропесчаников размером 0,1--0,3 мм. Они ассоциируют с ураново-

о, о мм. они ассоципруют с урановорудными выделениями халькопиритом, пирротином, лёллингитом и иногда замещаются ими, а также часто рассеяны в зернах доломита. Вторая разновидность ОВ — обособленные выделения сложной формы в песчанистых слойках и в цементе пород размером 0,5—1 мм. Эти выделения не наблюдаются в срастаниях с рудными и породообразующими минералами.

Бесструктурное ОВ из пород «озерного» горизонта имеет черный цвет, черта — темно-коричневая, блеск несильный, твердость по шка-



3500 2900 2300 1700 1300 900 700 400 cm⁻¹

Фиг. 1. Спектрограммы OB 1 — малоокисленных (обр. 541, 554, 573, 582, 557, 827); 2 — окисленных, наиболее измененных (обр. 553, 919, 751) в «аллювиальном» горизонте; 3 — OB «озерного» горизонта (обр. 679)

ле Мооса 2—3. К сожалению, на приборе ПМТ-3 твердость определить не удается из-за оплывания отпечатка; отражательная способность, измеренная на приборе ПООС-1, равна 7,76—8,20; плотность >1,5 из-за большого количества минеральных примесей. В проходящем свете OB иногда просвечивает красновато-бурым цветом, в отраженном свете серое, в ультрафиолетовых лучах не люминесцирует; в хлороформе существенно растворяется (>5%), цвет раствора темно-коричневый; капиллярная вытяжка люминесцирует коричневым цветом, в 2%-ном расстворе щелочи не растворяется. Химическому анализу подвергнута сводная проба OB из разных интервалов рудоносного «озерного» горизонта (табл. 2).

Проба сильно загрязнена минеральными примесями, из-за чего некоторые методы исследования дают ненадежные результаты. Содержание чистого ОВ в пробе (горючая масса) составляет всего 48,94%, количество общей S невелико — 1,18%, U в пробе 0,006%.

При нагревании в стеклянной трубке [1] выделяется 3,6% дегтя (в пересчете на горючую массу) и 6,5% воды с нейтральной реакцией. Выход порошкообразного кокса составляет 76,5%.

Элементный анализ проведен полумикрометодом. Содержание углерода в горючей массе 67,04, водорода 3,90%, гетероэлементов (представлены в основном кислородом) 29,06%. Величина степени окисленности (сО) подсчитана из данных элементного анализа по формуле:

$$cO = \frac{I_{f_{\theta}}(O + S + N)^{r} - H^{r}}{I_{f_{\theta}}C^{r}}$$
,

она изменяется в пределах от —1 для самой восстановленной формы углерода, метана, CH_4 — до +1 для самой окисленной формы углерода — CO_2 . ОВ из пород «озерного» горизонта весьма сильно окислено, cO = -0,01, отношение C/H = 17,2, C/O + S + N = 2,3.

На фиг. 1 представлены инфракрасные спектры образцов ОВ, полученные Б. П. Солнцевым, из озерных отложений (прибор UR-20,

3*
Продуктивный горизонт	Фация осадочных пород	Состав вмещающих пород	Содержание ОВ, %,	Форма рудных тел	
«Аллювиаль- ный»	Сухих дельт	Мелкозернистые гравели- ты, песчаники, алевропес- чаники, алевролиты	0,3* 0,2-0,4	Стратиформные невы- держанные по мощности и простиранию ленты, линзы, кулисообразные в плане и разрезе, часто серповидной формы в плане	
«Озерный»	Крупного озера	Пелиты, алевропелиты, алевролиты	0,45 •0,001—4,4	Стратиформные изо- метричные линзы	

* В числителе-среднее содержание, в знаменателе-пределы колебания содержания ОВ.

К. Цейсс — Йена). ОВ в основном характеризуется полосами замещенных ароматических колец (750, 820, 880, 1600 см⁻¹) с метильными (СН₃) и метиленовыми (СН₂) группами (1390, 1460, 2860, 2920—2960 см⁻¹). Кислород присутствует в форме групп С—О (широкая полоса с максимумом 1300 см⁻¹) и карбонильных групп С=О (полоса 1790 см⁻¹). Затушевывающая ИК-спектр минеральная часть состоит из карбонатов и полевых шпатов.

Рентгенографическое изучение, проведенное Л. И. Баландиной на дифрактометре УРС-50М (фиг. 2), показывает присутствие карбонизованного ОВ — галло в области межплоскостных расстояний с $d \simeq 3,6$ Å.

ОВ данной пробы на основании результатов минералогического, химического, рентгеноструктурного анализов и ИК-спектроскопии с учетом геологических условий залегания отнесено к разряду окисленных низших керитов, т. е. к образованиям битумного ряда. Название «оксикерит» предполагает окисление в гипергенных условиях и поэтому для данных условий не очень уместно.

В рудах «озерного» горизонта ОВ активно участвует в процессах диагенетического и эпигенетического минералообразования. Ранняя окислительная стадия диагенеза в породах «озерного» горизонта затушевана поздними процессами, и о ее существовании можно судить по наблюдаемым реликтам ходов илоедов. Вторая — восстановительная стадия диагенеза представлена сульфидами (пирит, марказит, пирротин). Здесь ОВ присутствует в срастаниях с пирротином. Далее в следующую стадию диагенетического перераспределения вещества развивается арсенидно-урановорудный парагенезис (коффинит + леллингит), который разрушает раннедиагенетический пирит и накладывается на битумы. Органическое вещество в рудную стадию диагенеза активно перераспределяется. Его можно наблюдать в срастаниях с халькопиритом и второй генерацией леллингита, а также в рассеянном состоянии в доломите, который выделяется позже урановорудной минерализации. И наконец, тонкораспыленное ОВ выделяется в эпигенетических очень тонких прожилках доломита, барита, анальцима и в переотложенных в них сульфидах, леллингите и настуране.

Среднее содержание OB в рудах «аллювиального» горизонта составляет 0,3% с небольшими колебаниями (0,2—0,4%). ОВ из пород разного литологического состава представлено углефицированными растительными остатками разного размера и разной степени изменения, приуроченными к породам руслового аллювия и старично-озерных отложе-

ТипОВ	Составитип урано- вой и сопутствующей минерализации	Уран в ОВ, %	Взанмоотношения урановых минералов и ОВ
Обломки углефициро- ванных витренизирован- ных растительных остат- ков размером до несколь- ких сантиметров	Коффинит, настуран, урано-титано-силикаты в парагенезисе с сульфида- ми Fe и Mo	0,13—0,99	ОВ в осадках, насы- щаясь урановыми мине- ралами, обогащалось О. Основные минералы ура- на, возникшие на стадии эпигенеза, в связи с уг- лефицированными остат- ками не наблюдаются
Органические образова- ния, тонко рассеянные в осадках в виде самостоя- тельных выделений, про- жилков, а также в срас- тании с сульфидами и доломитом	Тонкодисперсная коф- финит-настурановая смесь со сложными фа- зовыми взаимоперехода- ми в парагенезисе с халь- копиритом, леллингитом и самородным Pb.	0,0061,0	Бесструктурное OB ак- тивно участвует в про- цессах диагенеза, эпиге- неза и уранообразования. Отмечено пострудное пе- рераспределение OB

ний. По обрывкам OB развиваются пирит, марказит. Урановые минералы «аллювиального» горизонта пространственно связаны с линзами, обогащенными витренизированным OB, хотя в непосредственных срастаниях с ним не наблюдались.

Углефицированные растительные остатки черные, с черной чертой, блестящие или полублестящие, иногда с поверхности матовые, твердость по шкале Мооса 2—3, отражательная способность равна 8,3, в проходящем свете непрозрачны, в отраженном свете серые и светло-серые, в ультрафиолетовых лучах не люминесцируют.

Часть ОВ растворяется в хлороформе в количестве 0,5—2,0%. Экстракт представлен смолистой коричневой массой с оранжево-коричневой люминесценцией в ультрафиолетовом свете. Как правило, растительные остатки не растворяются в 2%-ном растворе щелочи, небольшая раство-

Таблица 2

	1*	II		I	II
Характеристика пробы	в ис)	кодной пробе	Характеристика пробы	в горючей массе	
Уран, % Растворимая в хло- роформе часть, %	0,006 5,0	0,19 1,2	Углерод, С ^г , % Водород, Н ^г , %	67,04 3,90	80,71 4,70
Цвет ее	Темно-ко- ричневый	От темно-желтого до коричневого	Гетероэлементы (O+S+N) ^г , %	29,06	14,59
цвет люминесцен-	Коричневыи	коричневого до	ности, сО	-0,01	-0,11
Реакция с NaOH	Нет	Иногда слабая	C/H	17,2	17.2
Влага, %	1,26	3,49	C/O+S+N	2,3	5,5
Зола, %	49,80	14,28	Газ, Г ^г , %	13,4	14,4
Сера общая, %	1,18	4,00	Вода, H ₂ O ^r , %	6,5	7,7
Углерод, %	32,81	66,37	Деготь, Дг, %	3,6	11,3
Водород, %	1,90	3,88	Кокс, Кг, %	76,5	66,6
Горючая масса, %	48,94	82,23	Характер кокса	Поро-	Иногда
			1		ся

Характеристика органического вещества пород «озерного» и «аллювиального» горизонтов

^{*} І-объединенная проба пород «озерного» горизонта, ІІ-объединенная проба из 13 образцов пород «аллювиального» горизонта.

римость за счет вторичных гуминовых кислот наблюдается лишь у сильно измененных образцов с повышенными содержаниями U. Эти же образцы имеют повышенную гигроскопическую влажность. Растительные остатки нередко включают минералы вмещающих пород, из-за чего наблюдается их повышенная зольность (до 20%). Содержание U в растительных остатках неравномерно и колеблется от тысячных долей до 1%.

Результаты элементного анализа ОВ 13 проб из «аллювиального» горизонта представлены в табл. З. По химическому составу образцы идентичны и основные параметры колеблются в небольших пределах.



Фиг. 2. Дифрактограммы OB 1 — низший керит «озерного» горизонта (обр. 679), 2 — карбонизованные растительные остатки «аллювиального» горизонта (обр. 554, 582, 537, 541, 573), 3 — сильно окислен-ное OB (обр. 751), 4 — менее окисленное OB (обр. 553, 827). 1 — пирит, 2 — кальцит, 3 — доломит, 4 — плагноклаз, 5 — кварц

Содержание С составляет 78,2-82,8%, Н-4,0-5,4%, гетероэлементов (O+S+N) — 12,8—16,4%. Величина степени окисленности колеблется от -0.08 до -0.13. При сухой перегонке выделяется около 5% дегтя и 6-9% пирогенной воды. Выход порошкообразного кокса составляет 70-77%. Две пробы с наименьшим содержанием урана (0,002%), и в связи с этим наименее измененные имеют содержание дегтя около 20% и дают спекшийся, сплавленный и вспученный королек кокса. Как известно, спекаемость является очень чувствительным параметром на процессы изменения углистого вещества. Так, при воздействии даже незначительного окисления спекаемость утрачивается в первую очередь, тогда как другие методы еще не устанавливают изменения состава углистого вешества.

Таким образом, вещество этих двух образцов можно считать наименее измененным, по химическому составу оно соответствует маркам углей «газовый» или «жирный».

На фиг. З представлены результаты элементного анализа в координатах: степень окисленности — содержание углерода. Все образцы незначительно отличаются по степени карбонизации, более разнятся по степени окисленности. Наименее карбонизованные образцы (в пределах данной серии) — это безрудные образцы 553 и 541. По сравнению с ними степень карбонизации других образцов незначительно повышена. На многих образцах сказывается изменение за счет окисления (движение в левую сторону на диаграмме). Сильно окисленным является наиболее ураноносный образец 751.

Взаимоотношение некоторых параметров органического вещества с U представлено на фиг. 4. По мере повышения содержаний U наблюда-

Таблица 3

	В исходной пробе								
		раств	оримая часть			зола, %			
№ образца	уран, %	количество, %	цвет Люмине- сценции	реакция с NaOH	влага, %				
751-1	0,99	1,5	Оранжевый	Мало	7,83	12,97			
919	0,28	0.5	Тоже	Следы	5,92	12,01			
557	0,25	1,2	Светло-коричневый	Нет	2,69	9,93			
589	0,23	0,8	×	»	3,09	20,34			
751-2	0,22	1,0	×	>	3,93	17,39			
666	0,13	1,5	x	>	3,09	19,72			
582	0,094	2,0	«	»	2,72	11,90			
573	0,091	0,5		>	2,65	17,76			
751-3	0,080	Не обн.	»	»	3,71	18,50			
554	0,029	0,6	>	»	2,87	13,36			
827	0,018	0,8	Коричневый	×	3,11	16,19			
553	0,002	3,0	`	×	1,36	10,98			
541	0,002	1,5	>	»	2,50	4,58			
Среднее	0,19	1,2	_	-	3,49	14,28			

Химический	состав	органического	вещества	порол	«аллювиального»	горизонта
TREETER TO CHERTER				IL COVA		

•		В горючей массе								
№ образца	углерод, %	водород, %	(0+S+N) ^r	степень Окисіленности	C/H	C/O+S+N				
751-1 919 557 589 751-2 666 582 573 751-3 554 827 553 554 553 541	79,81 82,13 81,92 81,50 79,15 82,22 80,92 80,26 80,00 81,42 82,11 78,21 79,59	$\begin{array}{r} 4,18\\ 4,46\\ 5,23\\ 4,62\\ 4,75\\ 4,70\\ 4,81\\ 4,51\\ 4,05\\ 4,51\\ 4,38\\ 5,40\\ 5,52\end{array}$	$\begin{array}{c} 1,601\\ 13,41\\ 12,84\\ 13,88\\ 16,10\\ 13,08\\ 14,27\\ 15,23\\ 15,95\\ 14,07\\ 13,51\\ 16,39\\ 14,89\\ \end{array}$	$\begin{array}{c c} -0,08\\ -0,10\\ -0,13\\ -0,11\\ -0,01\\ -0,10\\ -0,10\\ -0,08\\ -0,10\\ -0,08\\ -0,10\\ -0,13\\ -0,14\\ \end{array}$	19,1 18,4 15,6 17,6 16,7 17,5 16,7 17,8 19,7 18,0 18,7 14,5 14,4	5,0 6,1 6,3 5,9 4,3 5,7 5,3 5,7 5,08 6,18 5,3 4,83 5,3				
Среднее	80,71	4,70	14,59	0,11	17,2	5,5				

ется закономерное увеличение величины степени окисленности образцов, а также гигроскопической влаги за счет увеличения свободной поверхности при окислении. При этом происходит снижение количества Н и С за счет присоединения О. В процессе взаимодействия ОВ с U вначале происходит поверхностное присоединение кислорода и дальнейшее его усвоение органической массой с вклиниванием в структуру в виде мостиковых связей. В некоторых случаях появляются вещества, растворимые в щелочных растворах, вторичные гуминовые кислоты. Дальше процесс для исследованных образцов не идет.

Поскольку на обсуждаемых диаграммах (фиг. 3, 4) приведены результаты исследования образца керитоподобного вещества из пород «озерного» горизонта, необходимо еще раз подчеркнуть его отличие от растительных остатков «аллювиального» горизонта.

Результаты ИК-спектроскопии ОВ «аллювиального» горизонта представлены на фиг. 1. Для отдельных образцов ИК-спектры отличаются друг от друга относительной интенсивностью полос поглощения, что соответствует различному относительному содержанию структурных групп.



Смещение этих полос соответствует изменению степени полимеризации и окисления вещества исследуемых образцов. Все проанализированные образцы можно разделить на две группы. Первая — слабоокисленный уголь с характеристическими полосами 750, 820, 880, 1600 см⁻¹ за счет замещенных ароматического кольца, с метильными и метиленовыми группами (СН₃ и СН₂) — 1390, 1460, 2860, 2920—2960 см⁻¹. Кислородные группы в основном представлены группой —С—О— (широкая полоса с максимумом 1300 см⁻¹). Вторая группа углей, затронутых окислением, отличается от предыдущей дополнительной полосой 1790 см⁻¹ за счет карбонильных групп С=О и более интенсивной полосой С—О за счет уменьшения групп С=С. В спектре наиболее окисленного образца с наибольшим содержанием урана полоса С—О наиболее интенсивна.

Результаты рентгеноструктурного изучения приведены на фиг. 2 (кривая 2 — для наиболее карбонизованных образцов, кривая 3 — для наиболее часто встречающихся и кривая 4 — для наименее карбонизованного). Для наименее карбонизованного представителя на дифрактограмме отмечается слабое по интенсивности широкое диффузное галло, максимум которого выражен нечетко. Это указывает на сложное строение OB, в структуре которого нет явного преимущественного периода повторяемости в расположении молекул. Максимум галло для этой кривой соответствует межплоскостному расстоянию $d \simeq 4,3$ Å. По мере увеличения степени карбонизации образцов происходит постепенное уменьшение межплоскостных расстояний до $d \simeq 4,0$ Å.

Основное галло ОВ затушевывается многочисленными линиями, принадлежащими другим минералам: пириту, кальциту, доломиту, кварцу, плагиоклазу. По характеру этих минеральных примесей в ОВ четко различаются оба продуктивных горизонта. ОВ «озерного» горизонта, пережившее диагенез и эпигенез в малосернистой обстановке, не содержит пиков, соответствующих пириту, которые отчетливо проявлены почти во всех образцах «аллювиального» горизонта, где урановые минералы ассоциируют с сульфидами Fe. Отчетливо проявлены в ОВ «озерного» горизонта кальцит и доломит, с последним ассоциирует ОВ в позднем диагенезе. В «аллювиальном» горизонте пик, соответствующий доломиту, проявлен слабее, а в ряде образцов практически отсутствует. Хорошо проявлены пики плагиоклаза и кварца в ОВ «озерного» горизонта, что свидетельствует о тесном срастании ОВ и породообразующих минералов.

Главные урановые минералы руд «аллювиального» горизонта в непосредственной ассоциации с углефицированным веществом не наблюдались. Они сформированы после процесса литификации и являются более поздними по отношению к органическим обломкам. Развиваются они по системе послойных и секущих микротрещин во вмещающих породах.

выводы

ОВ двух ураноносных горизонтов («озерного» и «аллювиального») стратиформного рудопроявления в осадочных породах наложенной впадины с каледонским складчатым основанием представлено разными морфологическими и генетическими типами, которые соответственно играют разную роль в процессе уранового рудообразования (табл. 1, 2).

В «озерном» горизонте, сложенном тонкозернистыми отложениями фации крупного озера, присутствует тонкорассеянное OB, отнесенное к разряду окисленных низших керитов. Оно участвует в процессах диагенетического и эпигенетического изменения осадка, а также в формировании урановорудного парагенезиса. Низшие кериты встречены в срастаниях с раннедиагенетическим пирротином. Рудная уран-арсенидная минеральная ассоциация замещает OB этой ранней генерации. Последующие генерации керита присутствуют в срастаниях с халькопиритом и второй генерацией леллингита, а также в рассеянном состоянии в доломите, образовавшемся после коффинит-леллингитового парагенезиса. Наиболее поздняя генерация OB связана с эпигенетическими тонкими прожилками доломита, барита, анальцима, сульфидов, леллингита и настурана.

В «аллювиальном» горизонте, представленном более грубозернистыми осадками фации сухих дельт, ОВ находится в форме углефицированных растительных остатков, тесно ассоциирующихся с сульфидами разных металлов.

По степени углефикации вещество находится на стадии «газовых» и «жирных» углей. Оно представлено высокомолекулярными, карбоциклическими оксисоединениями, в основе строения которых лежат конденсированные ароматические кольца. Кислородные группы представлены в основном мостиковыми связями —С—О—, а также в форме карбонильных групп.

Уран в углефицированных растительных остатках находится в мелкорассеянном состоянии. Форма его фиксации не установлена. Можно предполагать, что основная часть U была захвачена OB при седиментогенезе и диагенетическом изменении осадка. Во всяком случае концентрация урана происходила до начала воздействия агентов метаморфизма и превращения растительных остатков в спекающиеся угли. Спекающиеся угли не способны к процессам сорбции из-за отсутствия активной свободной поверхности, они мало способны и к процессам восстановления U из-за отсутствия реакционноспособных функциональных групп. Концентрация U в OB могла происходить только в то время, когда оно еще находилось на стадии бурого угля. Содержания U в остатках OB крайне неравномерны, они зависят от характера внутрипоровых растворов и состава самого ОВ в момент рудоотложения. Процесс отложения U активно воздействовал и на само ОВ, вызывая обогащение его кислородом. При этом пропадала спекаемость коксового королька, уменьшалось количество растворимой в хлороформе части и изменялся ее состав, при большом количестве кислорода появлялись вторичные гуминовые кислоты.

Собственные минералы урана (коффинит, настуран и точнее неопределенные уранотитаносиликаты) в срастаниях с ОВ не наблюдались. Они по отношению к урансодержащему ОВ являются более поздними. Урановые минералы контролируются сетью мелких послойных и секущих прожилков и сформированы после превращения осадка в породу.

Литература

- 1. Веселовский В. С. Методы испытания горючих ископаемых. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 411 с.
- 2. Голева Р. В., Дубинчук В. Т., Авдонин А. С., Железняк Н. Н., Сидоренко Г. А., Жильцова И. Г. О взаимоотношении силикатной и окисной форм урановой минерализации в рудопроявлении стратиформного типа.— Геол. рудн. месторожд., 1979, № 4, с. 89—99.

МИНГЕО СССР Москва

Поступила в редакцию 9.Х.1981

УДК 551.263.23(479.25)

ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ ФЛИШЕВОЙ ФОРМАЦИИ ДАТСКОГО ЯРУСА — ЭОЦЕНА АРМЯНСКОЙ ССР И СОПРЕДЕЛЬНЫХ РАЙОНОВ

САДОЯН А. А.

В разрезах верхнего мела — палеогена АрмССР и сопредельных районов выделяется флишевая формация с четырьмя субформациями (стратиграфически снизу вверх): карбонатная, терригенно-карбонатная, вулканогенно-осадочная и карбонатно-терригенная. В статье приводится краткая характеристика циклотемов и литологического состава пород субформаций дания — эоцена [9].

Доказывается, что в верхнем мелу и палеогене почти постоянными источниками сноса обломочного материала явнлись некоторые приподнятые блоки докембрийских и палеозойских массивов, особенно в Приараксинской зоне. Во время образования среднеэоценовой вулканогенно-осадочной флишондной субформации основным поставщиком породообразующих (преимущественно пирокластических) компонентов становятся возникшие на севере, в открытом море, островодужные вулканические постройки. Флишевые отложения указанных субформаций образовались преимущественно в умеренно глубоководном морском бассейне (часть океана Неотетис), куда материал сносился мутьевыми потоками разного состава и интенсивности. В течение позднего мела — палеогена наблюдается не четко выраженная тенденция миграции бассейнов флишенакопления с востока на запад и с севера на юг.

Флишевая формация — одна из характерных формаций складчатых областей. Флишевые образования верхнего мела — палеогена широко распространены в Альпийско-Гималайском складчатом поясе, в том числе и в Тавро-Кавказском сегменте.

Терригенно-карбонатный, преимущественно верхнемеловой — нижнеэоценовый флиш широко развит на Большом Кавказе, в Понтидах, а также на Малом Кавказе и в Тавридах. Туфогенный (средний эоцен) и карбонатно-терригенный (средний — верхний эоцен) флиш характерен именно для Малого Кавказа и сопредельных областей Восточной Анатолии и Северо-Западного Ирана.

На Малом Кавказе, особенно в бассейне левобережья р. Аракс (СССР), в разрезе верхнего мела — палеогена выделяются (снизу вверх) следующие типы флишевых образований, слагающих четыре субформации флишевой формации.

- 1. Карбонатный, часто мелоцикличный флиш (верхний сенон) ераносский тип и его аналоги.
- 2. Терригенно-карбонатный, иногда грубый флиш (датский ярус нижний эоцен) — двинский тип и его аналоги.
- 3. Туфогенный (вулканогенно-осадочный) флиш флишоид (средний эоцен) гарнийский тип и его аналоги.
- 4. Карбонатно-терригенный флиш (верхи среднего эоцена низы верхнего эоцена) зовашенский тип и его аналоги.

Автором были изучены флишевые образования датского яруса верхнего эоцена АрмССР и Нахичеванской АССР, где их максимальная мощность 3800 м. Ниже приводится краткая литологическая характеристика этих образований и сделана попытка осветить условия их накопления и геоструктурное место нахождения.

При изучении флишевых отложений дания — эоцена использовалась методика, разработанная Н. Б. Вассоевичем [6] и А. Боума [26] с некоторыми дополнениями автора.

В данной работе для ритмично чередующихся флишевых многослоев автор применяет термин «циклотема» (cyclothem), введенный Дж. М. Уеллером [45].

Элементарный цикл — циклотема по объему повторяющихся многослоев соответствует флишевому ритму Н. Б. Вассоевича [6], пульситу, или циклиту С. Л. Афанасьева [5], последовательности отложений одного мутьевого потока А. Х. Боумы.

П. Дафф, А. Халлам, Э. Уолтон [11, с. 13] справедливо отмечают: «По нашему мнению, все три термина — «ритм», «цикл» и «циклотема» должны рассматриваться как синонимы, за исключением того, что последний из них всегда применяется лишь по отношению к осадочным породам». В полных циклотемах выделяют три элемента циклотемы (эц) — І эц, ІІ эц.

- I эц подразделяется на следующие подэлементы (пэц): Ia пэц конгломераты; Ib пэц — гравелиты, туфы, туффиты и известняки гравийные; Ic пэц — песчаники, туфы, туффиты псаммитовые, известняки песчаные; Id пэц — алевролиты, туфы, туффиты и известняки алевритовые.
- II эц известняки пелитоморфные и мергели: IIa пэц известняки пелитоморфные, мергели известковые; IIb пэц мергели глинистые, туфомергели.
- III эц глины, туфоаргиллиты; IIIа пэц глины слабоизвестковистые; IIIb пэц — глины неизвестковые и туфоаргиллиты.

Выделяются циклотемы четырех типов в зависимости от участия в их составе Ia, Ib, Ic, Id пэц.

Ц₁— циклотемы первого типа

Ци-циклотемы второго типа

Ции- циклотемы третьего типа

 $\underline{U}_{III} = Ic n \mathfrak{su} + Id n \mathfrak{su} + II \mathfrak{su} + III \mathfrak{su};$ $\underline{U}_{III} = Ic n \mathfrak{su} + Id n \mathfrak{su} + II \mathfrak{su};$ $\underline{U}_{III} = Ic n \mathfrak{su} + Id n \mathfrak{su} + III \mathfrak{su};$ $\underline{U}_{III} = Ic n \mathfrak{su} + Id n \mathfrak{su}.$

Циу-циклотемы четвертого типа

 $\mathbf{U}_{\mathbf{I}\mathbf{V}} = \mathbf{Id} \operatorname{nau} + \mathbf{II} \operatorname{au} + \mathbf{III} \operatorname{au}; \mathbf{II}_{\mathbf{I}\mathbf{V}} = \mathbf{Id} \operatorname{nau} + \mathbf{II} \operatorname{au}; \mathbf{II}_{\mathbf{I}\mathbf{V}} = \mathbf{Id} \operatorname{nau} + \mathbf{III} \operatorname{au}.$

Часто наблюдается тенденция увеличения мощности циклотем при переходе от четвертого типа к циклотемам первого типа, что происходит в основном за счет огрубения зерен и возрастания мощности I эц. Встречаются полные и неполные циклотемы. Полные циклотемы, выделенные по методике Н. Б. Вассоевича, нередко соответствуют полным флишевым последовательностям (sequences) А. Боумы [26].

А. Боума и другие исследователи [16, 18, 34, 36, 38, 41, 44] в разрезе одной турбидитной последовательности отложений выделяют следующие интервалы текстур (снизу вверх): а — интервал отсортированной и массивной слоистости; b — интервал нижней параллельной слоистости; с — интервал ряби течения и косой слоистости; d — интервал верхней параллельной слоистости; е — пелитовый интервал.

Р. Кас [27] в нижних интервалах полной циклотемы, особенно в интервале а, выделяет еще более дробные подразделения (a₁, a₂, a₃). В флишевых образованиях верхнего мела — эоцена полные турбидитные текстурные последовательности типа Tabcde встречаются редко. Более распространены циклотемы — турбидитные последовательности типа Tabe, Tbe, Tabe, Tbcde.

Ниже приводится краткое описание следующих субформаций, входящих в флишевую формацию верхнего мела — эоцена АрмССР и Нахичеванской АССР.

Терригенно-карбонатная флишевая субформация (датский ярус — нижний эоцен). Породы терригенно-карбонатной флишевой субформа-





Л — докембрийские и палеозойские массивы; 2 — юрские и меловые, преимущественно подводные поднятия; 3 — выходы пород терригенно-карбонатной флишевой субформации; 4 — предполагаемые области распространения флишевых терригенно-карбонатных отложений

ции довольно широко распространены на Малом Кавказе и в сопредельных областях (фиг. 1). Они обнажаются в Еревано-Ордубадской, Севано-Ширакской зонах и вскрыты многими скважинами в Приараксинской зоне.

В Восточной Турции [30, 40, 41] они входят в состав формаций Кермав (Kermav) и Геркус (Gercus), а в Северо-Западном Иране [31, 42] формаций Фаджан (Fajan) и Зиарет (Ziaret). Они встречаются также в Аджаро-Триалетской зоне [14]. Максимальные мощности пород этой субформации изменяются от 1200 на юге (скв. 2 у с. Мхчян) до 500 м на севере (у с. Агнджадзор).

В областях развития флишевых отложений наблюдается тенденция изменения характера циклотем как в латеральном направлении, так и по разрезу. Ближе к источникам сноса развит, как правило, грубый флиш, многослои (циклотемы) которого сложены конгломератами, гравелитами, песчаниками и алевролитами с известковым цементом, песчано-алевритовыми известняками и мергелями. В разрезе этих многослоев резко преобладают конгломерато-песчаные породы первого элемента циклотемы. Типичной областью развития грубого флиша является полоса длиною 30 км, протягивающаяся от с. Масис до горы Котуц. Здесь образования грубого флиша чаще встречаются в средней и верхней частях разреза субформации. Небольшие участки развития грубого флиша отмечаются также в Нахичеванской АССР, в бассейнах рек Джагри. Гилянчай и Агулисчай. К северу, в сторону открытого (углубляющего) моря, происходит уменьшение медианного диаметра зерен первого элемента циклотемов и значительное возрастание мощности II эц. Например, в районе с. Агнджадзор в разрезе субформации конгломераты уже не наблюдаются и I эц часто представлен алевритовыми известняками. В циклотемах резко преобладают мергели. Обычно и в других разрезах



Фиг. 2. Участок разреза верхней части терригенно-карбонатной флишевой субформации. Левобережье р. Азат у с. Зовашен



Фиг. З. На нижней поверхности крупнозернистого известкового песчаника основания первой циклотемы (задний план) наблюдаются механоглифы — заостренные слепки с борозд размыва, а на подошве мелкозернистого песчаника второй циклотемы (передний план) встречаются слепки следов волочения и биоглифы. Левобережье р. Азат у с. Зовашен

субформации, особенно в ее нижней части, мергели являются одним из мощных элементов циклотем.

На севере, в Прикуринской зоне, даний — нижний эоцен представлен терригенно-карбонатными алевропелитовыми породами [10]. Отложения терригенно-карбонатной субформации дания — нижнего эоцена (и вообще всей флишевой формации) характеризуются ритмичным чередованием циклотем — определенных наборов псефито-алевритовых (преимущественно псаммито-алевритовых) и пелитовых пород с часто встречающейся градационной слоистостью в І эц. В І эц наблюдаются также интервалы с нижней и верхней горизонтальной слоистостью и средний интервал с конволютной косой слойчатостью. Турбидитные последовательности представлены следующими типами: Tabcde, Tbcde, Tcde, Tce, Tae, Tbe, Ta, Tab.

Часто встречаются текстурные последовательности типа Tabe, Tbcde, Tbe. Та и Tab обычно наблюдаются в грубом флише, в мощных циклотемах типа Ц₁, представленных конгломератами, гравелитами, песчаниками и реже плитчатыми алевролитами. В этой субформации выделяются циклотемы четырех типов — Ц₁, Ц₁₁, Ц₁₁, Ц₁₁, Ц₁₂. Наблюдаются цик-



Фиг. 4. Схема распространения флишоидных вулканогенно-осадочных об-

разований среднего эоцена 1. Докембрийские и палеозойские массивы; 2 — юрские и меловые, преимущественно подводные поднятия; 3 — ареалы проявления вулканизма; 4 — выходы пород вулканогенно-осадочной флишоидной субформации; 5 — предполагаемые области распространения вулканогенно-осадочных флишоидных образований; 6 — выходы карбонатно-терригенной флишоидной субформации среднего эоцена; 7 — предполагаемые области распространения карбонатно-терригенных флишевых образований

47

Химический состав проб флишевой

№ п. п.	№ пробы	Si O ₂	TiO₂	Al ^z O ²	Fe ₃ O ₃	FeO	MnO	CaO	
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10	4698 5605 4282 535 4914 2235 2317 2587 470 \$.11	$\begin{array}{c} 14,12\\ 24,86\\ 47,04\\ 41,46\\ 56,25\\ 54,37\\ 57,68\\ 50,10\\ 54,39\\ 49,88 \end{array}$	0,46 0,28 0,37 0,27 0,44 0,54 0,54 0,69 0,71 0,62 0,75	7,98 4,81 4,13 7,00 15,69 17,18 15,09 17,08 15,24 13,65	$\begin{array}{r}$	2,15 2,01 1,46 1,29 1,43 3,16 2,30 3,16 3,45 1,29	$\begin{array}{c} 0,07\\ 0,19\\ 0,07\\ 0,08\\ 0,11\\ \hline 0,05\\ 0,07\\ 0,06\\ 0,08\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 34,19\\ 36,77\\ 20,57\\ 23,66\\ 5,88\\ 5,81\\ 3,36\\ 8,40\\ 6,23\\ 8,05\\ \end{array}$	

І. Терригенно-карбонатная субформация: 1— мергель, 2— известняк песчано-алевритовый. 5—туффит псаммитовый, 6—туффит алевритовый, 7—туффит пелитовый, III. Карбонатно-терригенная стая. Анализы выполнены в хим. лаборатории ИГН АН АрмССР.

лотемы полные и неполные, с резким преобладанием последних. Мощность циклотем 2-260 см, а мощность отдельных слоев 0,5-150 см. Мощности выделенных типов циклотем часто варьируют: μ_1 190—247 см; Ц₁₁ 85—101 см; Ц₁₁₁—20—32 см; Ц_{1v}—3,5—14 см (фиг. 2). Величина флишевого коэффициента f (отношение мощности I эц к сумме мощностей II эц и III эц) снизу вверх по разрезам субформации изменяется от 0,5 до 2,1. Подробная цифровая характеристика флишевых образований дания — нижнего эоцена приведена в работе А. А. Садояна [19]. Контакты между циклотемами резкие. На нижней поверхности циклотем второго, третьего типов нередко наблюдаются механоглифы — слепки с борозд размыва (фиг. 3). В бассейне р. Азат азимут направления заостренных кончиков слепков в верхней части субформации 250—280°, а средней части — 290—310°, следовательно, мутьевые потоки здесь име-ли направление от СВ 70° до ЮВ 130°. Изредка в нижней части I эц отмечаются включения (неправильной, а также округлой формы с диаметром до 6 см) пелитового материала подстилающей циклотемы. В слоях циклотем часто встречаются биоглифы. Очень редко в локальных участках (районы сел Двин, Дюглун) наблюдаются раковины и детрит моллюсков. В даний-нижнеэоценовой субформации в полном разрезе левобережья р. Азат мощностью 670 м автором подсчитано 3090 циклотем первого — четвертого типов. Основные типы пород субформации средне-мелкогалечные конгломераты с известковым цементом, гравелиты и гравийные известняки, песчаники и песчаные известняки, алевролиты и алевритовые известняки, мергели и глины. В разрезе субформации преобладают мергели, реже всех встречаются конгломераты. Содержание карбонатного вещества в отложениях субформации 18—92%, в среднем — 51,6%.

Кроме кальцита основными породообразующими компонентами даний-нижнеэоценовых отложений являются: в мергелях и глинах — гидрослюда с примесью монтмориллонита, хлорита и каолинита; в крупно-, мелкообломочных терригенно-карбонатных породах (в убывающем порядке) — кварц, полевые шпаты, обломки известняков (палеозойских, часто полуокатанных, и даний-нижнеэоценовых — органогенно-детритовые, часто водорослевые карбонатные фрагменты разнообразной формы), обломки кварцитов, обломки юрских (?) и меловых вулканогенных пород. В этих породах, особенно в мергелях, часто встречаются известковые раковины мелких фораминифер, ядра которых изредка заполнены лимонитом, пиритом, хлоритом.

Характерными минералами тяжелой фракции пород субформации являются лимонит, гематит, барит-целестин, гранаты, циркон, рутил, турмалин. В самой верхней части разреза субформации в небольших количествах появляются обыкновенная роговая обманка и авгит.

В даний-нижнеэоценовых отложениях бассейна р. Аракс наблюдается сравнительно повышенное содержание стронция [23], а в районе

MgO	Na:O	K ₂ O	₽ ₅О ₅	C O 3	₽sO	п. п. п.	Σ
$1,58 \\ 1,94 \\ 2,04 \\ 1,77 \\ 2,26 \\ 2,90 \\ 4,05 \\ 1,68 \\ 3,09 \\ 4,55$	0,80 0,40 1,10 1,78 1,20 2,75 1,62 2,30 2,30 1,58	$\begin{array}{c} 1,10\\ 0,40\\ 0,80\\ 1,38\\ 1,70\\ 3,25\\ 1,87\\ 3,80\\ 2,04\\ 0,96\end{array}$	0,04 0,11 0,13 0,27 He onp. * 0,28 0,34 He onp.	27,58 27,30 18,83 18,91 1,77 He onp. * 5,87 He onp. *	0,27 0,02 0,46 0,49 1,94 0,80 2,03 0,92 0,96 3,08	$\begin{array}{c} 0,56\\ 0,50\\ 0,18\\ 0,41\\ 6,96\\ 5,18\\ 4,17\\ 1,57\\ 8,76\\ 10,39 \end{array}$	100,90 99,89 98,53 99,99 100,53 100,84 100,68 99,86 98,66 98,91

3 — песчаник известковый; 4 — гравелит известковый. II. Вулканогенно-осадочная субформация: субформация: 8 — песчаник известковистый, 9 — алевролит известковистый, 10 — глина известкови-

с. Двин в нижней части разреза терригенно-карбонатной флишевой субформации выявлено стронцианит-целестиновое проявление [25] в нижней части олистостромового образования.

Результаты химического анализа основных типов пород субформации приведены в таблице.

Вулканогенно-осадочная флишоидная ¹ субформация среднего эоцена — один из наиболее мощных (до 2 км) и широко развитых в палеогене комплексов геологических образований Малого Кавказа и сопредельных районов Турции и Ирана (фиг. 4). Эта субформация характеризуется довольно сложным, гетерогенным составом пород, представлена в основном флишевого типа чередующимися многослоями вулканогенно-осадочных пород с редкими пачками вулканических и осадочновулканогенных образований.

Появление в отдельных разрезах субформации массивных, массивнослоистых геологических тел не турбидитного генезиса (преимущественно андезитов, андезито-базальтов, их туфов и туфобрекчий) является результатом периодического усиления вулканических процессов в эоцене. На территории АрмССР среднезоценовые вулканические очаги дислоцированы преимущественно вдоль Анкавано-Сюникского и Севано-Амасийского глубинных разломов. Среднеэоценовый вулканизм Малого Кавказа, особенно на территории АрмССР, имеет в основном андезитовый и андезито-базальтовый характер с редкими локальными отклонениями в сторону андезито-дацитового и риолитового [4]. Коэффициент эксплозивности андезитового вулканизма очень высокий (пирокластического материала в общей массе изверженных продуктов содержится 80—95%) [17]. Вероятно, этим обстоятельством и обусловлено большое развитие среднеэоценового пирокласто-осадочного (часто флишевого типа) осадконакопления на Малом Кавказе, в северо-западной части Ирана (формация Карадж) и северо-восточной части Турции [13].

На Малом Кавказе, в Приараксинской зоне, среднезоценовые шельфовые отложения узкой прерывистой полосой протягивались вдоль северных склонов невулканических островных поднятий, сложенных преимущественно палеозойскими и докембрийскими породами. Здесь маломощные (до 300 м) шельфовые фации были представлены карбонатнотерригенными отложениями с примесью пирокластического материала. К северу от указанной полосы, в сторону открытого моря, были развиты турбидитные, преимущественно туфогенные образования, которые дугообразно с юго-востока на северо-запад широким поясом протягиваются по линии г. Багацсар — с. Парага — с. Ехегис — с. Байбурд — с. Лерна-

¹ Флишондом считается флишеподобная толща, где наряду с преобладающими в разрезе ритмично чередующимися многослоями с градационной слоистостью, с мелкой горизонтальной, косой и конволютной текстурами отмечаются также неритмичные пачки и массивные образования [7, 26].

ван — с. Лусахбюр — с. Амасия. Они охватывают часть Еревано-Ордубадской интрагеосинклинальной зоны и широко распространены в Ширак-Севано-Зангезурской эвгеосинклинальной зоне.

В северо-западной части Малого Кавказа мощные разрезы туфогенных турбидитов наблюдаются в Аджаро-Триалетской горной системе. Здесь с востока на запад в породах среднего эоцена отмечается уменьшение карбонатного вещества и резкое увеличение (особенно в Аджаро-Имеретском хребте) вулканических образований [1]. Пирокласто-осадочные флишоидные накопления развиты также в Горном Талыше [10] и Иране. На склонах докембрий-палеозойских массивов (островных поднятий) Юго-Восточной Анатолии и Центрального Ирана эоценовый флиш представлен набором терригенных и терригенно-карбонатных пород с незначительной примесью пирокластического материала.

Во многих прогибах Малого Кавказа, особенно в Еревано-Ордубадской зоне, отложения вулканогенно-осадочной флишоидной субформации среднего эоцена согласно залегают на породах терригенно-карбонатной флишевой субформации дания — нижнего эоцена. Мощности собственно пирокласто-осадочных турбидитных образований среднего эоцена здесь изменяются в широких пределах — от 300—400 м на юге до 1500— 1800 м в северной эвгеосинклинальной зоне.

Во время образования вулканогенно-осадочной флишоидной субформации не всегда и не везде соблюдалось характерное для терригеннокарбонатного флиша правило уменьшения размеров зерен и мощности первого элемента циклотемы по латерали — от окраины шельфовой зоны в сторону открытого моря или осевой части трога. Например, в бассейне р. Азат с юга (район с. Зовашен) на север (с. Гарни) и северо-восток (с. Байбурд) наблюдается увеличение медианного размера зерен минералов и обломков среднеэоценовых вулканических пород. В этом же направлении уменьшается содержание карбонатного и увеличивается количество пирокластического вещества осадков. Причиной такого «нарушения» вышеуказанного правила являются вулканические процессы и расположения вулканических очагов на севере — вдоль Анкаван-Сюникского и, возможно, Севано-Амасийского разломов. Именно с этих



Фиг. 5. Участок разреза средней части вулканогенно-осадочной флишоидной субформации. Правобережье р. Марц у с. Атан

северных вулканогенных источников сноса (подводных и эпизодически надводных, но быстро разрушившихся) поступила основная масса вулкано-терригенного и пирокластического вещества, которая в общем балансе осадков в это время резко превосходила содержание терригенно-карбонатного материала, поступившего с южных кордильер. В пирокласто-осадочной флишоидной субформации наблюдаются циклотемы первого (очень редко), второго, третьего и четвертого типов (фиг. 5). Мощность циклотем колеблется от 4 до 400 см, в том числе Ц₁₁— от 27 до 400 см; Цин-от 20 до 210 см и Ц_и, от 4 до 60 см.

С удалением от вулканических источников сноса на юг и на север наблюдается уменьшение мощности циклотем. Эта тенденция продолжается и на участках морского дна, расположенных сравнительно близкок южным невулканическим кордильерам. Следовательно, последние явились не главным поставщиком обломочного материала первого эле-



Фиг. 6. Схема распространения флишевых карбонатно-терригенных образований среднего (верх) — верхнего эоцена Усл. обозн. см. на фиг. 4

мента циклотем туфогенной флишоидной субформации среднего эоцена. В разрезах субформации турбидитные текстурные последовательности представлены следующими типами: Tab, Tabe, Tabcde, Tbcde, Tcde, Tde. Ta, Tab и Tabe обычно наблюдаются в нижней и средней частях разрезов субформации, располагаясь недалеко от вулканогенных источников сноса. Редко они встречаются и в верхней части субформации. Эти мощные более крупнозернистые (I эц) проксимальные турбидиты в латеральном направлении на юг и на север сменяются сравнительно маломощными циклотемами (5—100 см, часто 10—20 см) дистальных турбидитов типа Tabcde (редко), Tbcde, Tcde, Tde с постепенным увеличением доли алевро-пелитовых и пелитовых пород.

Механоглифы (слепки с борозд разрыва типа следов нагрузки, волочения и т. д.) и бноглифы в циклотемах этой субформации наблюдаются не так часто, как в вышеописанной терригенно-карбонатной. Характерно, что только в туфогенных породах вулканогенно-осадочной флишоидной субформации встречаются биоглифы, заполненные песчано-алевритовым и алевропелитовым материалом зеленого цвета, обогащенным хлоритом. В некоторых разрезах субформации (особенно в Северной Армении) присутствуют редкие пачки алевритовых псаммитовых туффитов, туфов более кислого состава, без градационной слоистости, представленные горизонтальными, парными, почти равной мощности (часто 3—6 см) слоями светло-серого и желтовато-серого цвета. Возможно, это своеобразные контуриты, однако точный генезис этих образований еще не установлен.

Основные типы пород указанной субформации: туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфоаргиллиты, туффиты и туфы разнозернистые. Встречаются также (особенно в Зангезурском, Севанском, Базумском, Памбакском хребтах) андезиты, андезито-базальты и в меньшем объеме вулканиты кислого состава. Очень редко наблюдаются слои известковых пород. Главными породообразующими компонентами вулканогенно-осадочных пород этой субформации являются обломки андезитов, андезито-базальтов, андезито-дацитов, плагиоклазы (преимущественно андезин), а также перетертое девитрифицированное, частично оглиненное, хлоритизированное, изредка окремненное пирокластическое вещество. Глинистые минералы представлены преимущественно монтмориллонитом с примесью гидрослюды и хлорита.

Для тяжелой фракции пород характерны моноклинные пироксены и магнетит [12]. В отдельных разрезах в заметных количествах встречаются также обыкновенная роговая обманка и эпидот. Редко наблюдаются ромбические пироксены, базальтическая роговая обманка, хлориты, циркон, гранаты, турмалин, гематит, лимонит. По данным спектральных анализов породы вулканогенно-осадочной субформации характеризуются сравнительно высокими содержаниями Fe, Ti, V и P.

В отдельных участках наблюдаются сравнительно высокие содержания Cu, Pb, Zn и Ag (см. таблицу).

Карбонатно-терригенная флишевая субформация (верхи среднего — низы верхнего эоцена).

Отложения карбонатно-терригенной флишевой субформации на территории АрмССР распространены в основном в бассейне левобережья р. Аракс (фиг. 6). Здесь они с постепенным переходом согласно залегают на породах вулканогенно-осадочной флишоидной субформации и также согласно перекрываются отложениями нижнемолассовой формаверхов верхнего эоцена – среднего олигоцена. Они развиты ции также в бассейне среднего течения р. Куры (преимущественно в Триалетском хребте) и в Турции (бассейны верхних течений рек Евфрат и Тигр). Мощности разрезов карбонатно-терригенной флишевой субформации в бассейне левобережья р. Аракс изменяются от 300 м (с. Урцадзор) до 1100 м (скв. 33 у с. Арамус). Наиболее полные разрезы субформации наблюдаются в бассейнах рек Раздан и Азат (мощность 800-1100 м). К востоку (бассейны рек Веди и Арпа) мощности их постепенно уменьшаются. Характерно, что если на западе и северо-западе значительная часть разрезов верхнеэоценового возраста представлена флишевыми образованиями, то на востоке, наоборот, мелководными морскими отложениями без характерных признаков флиша. В разрезе субформации выделяются циклотемы трех типов — Ц₁₁, Ц₁₁₁, Ц_{1v}, с резким



Фиг. 7. Карбонатно-терригенная флишевая субформация. Скв. 15 Раздан, гл. 1623— 1625 м (резкий контакт двух циклотем)

преобладанием Ции и Ци. Мощности циклотем 3-136 см, обычно 15-45 см. Средняя мощность Ции около 36 см, а Ци - 19,4 см. Циклотемы мощностью более 100 см (Ци, Цііі) обычно наблюдаются в верхней части разрезов субформации. Циклотемы в основном сложены двумя элементами - $\mathbf{H} = \mathbf{I} \rightarrow \mathbf{I} + \mathbf{III} \rightarrow \mathbf{I}$, но редко встречаются и трехэлементные — $\mathbf{H} = \mathbf{I} \Rightarrow \mathbf{u} + \mathbf{II} \Rightarrow \mathbf{u} + \mathbf{III} \Rightarrow \mathbf{u}$. Наиболее распространенный подэлемент циклотем этой субформации — IIIа пэц, составляющий 50-70% мощности ее разрезов. I пэц составляет 18,6—36,0%, Iс пэц 3,6— 15,9% мощности разрезов субформации. Величина флишевого коэффициента стратиграфически снизу вверх по разрезам субформации изменяется от 0,3 до 0,87, в среднем 0,52. Хотя снизу вверх по разрезам субформации наблюдается тенденция (с редкими отклонениями) увеличения мощности I эц, но в целом в циклотемах преобладают пелитоморфные породы. Характер границ между циклотемами резкий, с залеганием зернистых пород с градационной слоистостью на пелитоформных (фиг. 7). В этой субформации основными типами турбидитных последовательностей являются: Tabcde, Tabe, Tbcde, Tbe и (или) Tde.

нижней поверхности циклотемов встречаются механоглифы Ha (в основном в Ци). Биоглифы отмечаются как в слоях, так и на нижней поверхности циклотемов. Очень редко наблюдаются цилиндрической, шестовидной формы образования диаметром до 2 см, пересекающие слой циклотемы. В левобережье р. Аракс карбонатно-терригенная флишевая субформация представлена гравелитами, песчаниками, алевролитами, глинами, мергелями, известняками. Наиболее распространенными породами субформации являются алевролиты и особенно глины известковистые. Гравелиты и известняки встречаются редко в виде единичных прослоев. Глины известковистые, уплотненные, алевритовые, преимущественно крупнодисперсные. Из глинистых минералов установлены монтмориллонит, гидрослюда, хлорит и смешанослойное образование с неупорядоченно расположенными слюдистыми и монтмориллонитовыми слоями.

Основными породообразующими компонентами песчано-алевритовых пород являются обломки пород (преимущественно эффузивных), полевые шпаты (преимущественно плагиоклазы), кварц. Цемент карбонатноглинистый, часто поровый и базальный. Характерными распространенными минералами тяжелой фракции пород являются пирит (встречается в образцах из скважин), магнетит, биотит, барит-целестин, обыкновенная роговая обманка, циркон, эпидот. Карбонатность пород субформации изменяется в широких пределах — от 3,2 до 90,1%, в отдельных разрезах в среднем от 11,5 (скв. 30, фонтан) до 25,2% (бассейн р. Веди). С юга на север и северо-запад уменьшается содержание карбонатного вещества.

В породах флишевой формации дания — эоцена известковые раковины макрофауны встречаются очень редко (часто отсутствуют). Раковины микрофауны (мелких фораминифер) в карбонатных и терригеннокарбонатных породах этой формации встречаются часто, но не являются, как правило, преобладающими породообразующими компонентами, в туффитах среднего эоцена они наблюдаются редко или вообще отсутствуют. Крупные фораминиферы (нуммулиты) нередко встречаются только в гравийно-песчаных породах первого элемента циклотем, где они являются такими же переотложенными мутьевыми потоками компонентами, как и другие обломочные зерна [21].

В даний-эоценовое время на значительной территории Малого Кавказа существовало умеренно глубоководное море, являющееся частью заметно суженного с севера и юга океана Тетис [28]. Оно омывало северные берега Турецкого, Армянского и Иранского крупных (микроконтиненты) и мелких островных поднятий, сложенных докембрийскими (преимущественно метаморфическими), палеозойскими, реже триас-юрскими (известняки, кварцевые песчаники, аргиллиты и др.) породами. В палеоценовое время в этом море еще существовали мелкие поднятия (например, в Вединской зоне), сложенные преимущественно вулканическими образованиями верхнего мела.

Анализ исследованных на территории АрмССР и Нахичеванской АССР флишевых отложений дания—эоцена (наличие планктонных фораминифер, градационной слоистости и др.) показывает, что на последней стадии их формирование происходило в умеренно глубоководных морских бассейнах, куда они были снесены мутьевыми и другими обломочными потоками.

Представляет большой интерес вопрос о местоположении и условиях отложения гравийно-конгломератовых образований циклотем первого и второго типов, которые нередко встречаются в средней и верхней частях разрезов терригенно-карбонатной флишевой субформации, особенно в полосе с. Масис (скв. 2) — с. Двин — гора Котуц, а также в районе с. Агулис — г. Ордубад и др. [20].

Мутьевыми потоками высокой плотности, так называемыми флуаксотурбидитами [29], более проксимальными турбидитами [43], зерновыми потоками [41], обломочными потоками [32] большое количество галек диаметром до 10 см не могло уноситься слишком далеко от исходных пунктов их первоначального накопления, расположенных в узкои шельфовой зоне, у источников подводных каньонов.

М. А. Хамптон отмечает, что, по данным Эмбли, осадки морских обломочных потоков выявлены на расстоянии до 500 км от исходных пунктов их возникновения; они двигались по склону с крутизной 0,1°.

В районе развалин с. Чатма, в верхней части терригенно-карбонатной субформации, наблюдается крупная линза (максимальная мощность до 20 м) грубозернистых песчаников и гравелитов со своеобразной крупной косой слоистостью (косые слои преимущественно падают на CB 60°). Слои мелкогалечных конгломератов часто встречаются в полосе, расположенной в 1—10 км к юго-востоку и юго-западу от указанного пункта. Здесь же бурением вскрыты вулканогенные образования верхнего мела, которые в этом участке морского бассейна служили одним из основных поставщиков грубообломочного материала. Следовательно, в районе с. Двин — гора Котуц галечно-гравийный материал обломочными, зерновыми потоками был перенесен не больше чем на 10 км. Зерновой поток в районе с. Чатма двигался, вероятно, с юго-запада на северо-восток. Таким образом, конгломерато-гравийно-песчаные породы с редкими маломощными прослоями глин и мергелей можно считать подводными каналовыми образованиями, слагающими верхний веер (upper fan) у подножья подводного склона. Проксимальные турбидиты (циклотемы преимущественно типов Ци, Ции), развитые к северу, северо-востоку и северо-западу от указанной полосы, являются, по-видимому, образованиями среднего веера (mid fan) с сапрофеновыми лопастями (suprafan lobes). Расположенные севернее среднего веера средне-тонкослоистые терригенно-карбонатные турбидиты района с. Агнджадзор и северного побережья оз. Севан — это уже накопления нижнего веера (lower fan) [37, 44].

Флишоидные пирокласто-осадочные отложения среднего эоцена образовались в умеренно глубоководном тыловом бассейне (на юге) и, возможно, в глубоководном желобе, т. е. на обеих сторонах вулканической островной дуги, протягивающейся от Ирана через Зангезурско-Севанский пояс на Восточные Понтиды. По данным А. С. Сенгора и Ю. Уилмаза [40], она прослеживается и в Западных Понтидах. К концу среднего эоцена и в верхнем эоцене область интенсивного накопления карбонатно-терригенных флишевых отложений смещается на юг (Ереван-Ордубадская зона) и юго-запад (Турция).

Если определения возраста литостратиграфических подразделений палеогена бассейна р. Аракс верны, то намечается интересная закономерность: с востока на запад и юго-запад наблюдается омоложение флишевых толщ и, следовательно, смещение флишевых бассейнов на запад, юго-запад. Если в бассейнах рек Раздан и Азат отложения верхнего эоцена представлены в основном умеренно глубоководными турбидитами, то на востоке (бассейны рек Арпа, Нахичеванчай, Воротан и др.) они сменяются мелководными осадками.

По литературным данным, олигоценовые флишевые образования встречаются в северо-западной части Турции, а миоценовые — в районе г. Адана [33].

Во второй половине позднего эоцена (возможно, с наступлением Пиренейской орогенной фазы) в бассейне р. Аракс процесс флишенакопления резко замедляется, особенно в его восточной части, а также в юго-восточной части Малого Кавказа; происходит образование мелководных морских отложений, преимущественно типа нижних моласс. В конце верхнего эоцена и в олигоцене в бассейне р. Арпа (сравнительно в большом масштабе) и в бассейнах рек Веди, Раздан (редко) возникают рифогенные постройки [4, 22].

Границы бортов даний-эоценовых флишевых трогов (вытянутых морских бассейнов) нередко совпадали с зонами (линиями) простирания долгоживущих крупных разломов. В бассейне р. Аракс на территории АрмССР и Нахичеванской АССР южной границей трога местами является Ереванский глубинный разлом [2, 3]. Северная тектоническая граница трогов менее четкая. В разных периодах дания — палеогена, она, вероятно, частично была представлена Ширакско-Севано-Зангезурским глубинным разломом [24].

выводы

1. На значительной части территории Малого Кавказа и сопредельных областей в позднемеловое и эоценовое время существовало умеренно глубоководное море, входившее в состав океана Тетис.

2. В разрезах верхнего мела — палеогена АрмССР и сопредельных районов выделяется флишевая формация с четырьмя субформациями: карбонатная (нижняя), терригенно-карбонатная, вулканогенно-осадочная и карбонатно-терригенная (верхняя).

3. Флишевые отложения указанных субформаций образовались (последняя стадия их накопления) в умеренно глубоководном морском бассейне, куда они были снесены с внешнего края шельфа мутьевыми потоками разного состава и интенсивности.

4. В течение верхнего мела — палеогена наблюдается нечетко выраженная тенденция миграции бассейнов флишенакопления с севера на юг и с востока на запад.

Литература

- 1. Адамия Ш. А., Гамкрелидзе И. П., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б. Место Аджаро-Триалетии в Альпийском складчатом поясе. В кн.: Проблемы геологии Аджаро-Триалетии. Тбилиси: Мецниереба, 1974, с. 155-171.
- Асатрян В. П. К литологии отложений дат-палеоцена Вединского района Армянской ССР. В кн.: Вопросы геологии Кавказа. Изд-во АН АрмССР, 1964, с. 205—215.
 Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958. 430 с.
- Асланян М. П. Находка молюсковой фауны в палеоцен-нижнеэоценовых флишонд-ных отложениях бассейна р. Гарни (Приереванский район). Изд-во АН АрмССР. Сер. геол. и геогр. наук, 1964, № 5, с. 18—36.
 Афанасьев С. Л. Методика изучения пульситов (циклокомплексов) флишевой фор-мации. В кн.: Геоцикличность. Новосибирск, 1976, с. 100—117.
- 6. Вассоевич И. Б. Флиш и методика его изучения. М.: Гостоптехиздат, 1948. 216 с. 7. Вассоевич И. Б. Уточнение понятий и терминов, связанных с осадочными циклами,
- стадийностью литогенезиса и нефтегазообразования.— В кн.: Основные теоретиче-ские вопросы цикличности седиментогенеза. М.: Наука, 1977, с. 34—58. 8. Геология Армянской ССР. Т. 4. Петрография вулканических пород. Изд-во АН
- АрмССР, 1970. 709 с.

- 9. Геология Армянской ССР. Т. 5. Литология. Изд-во АН АрмССР, 1974. 500 с. 10. Геология СССР. Т. 47. Азербайджанская ССР. М.: Недра, 1972. 520 с. 11. Дафф П., Халлам А., Уолтон Э. Цикличность осадконакопления. М.: Мир, 1971. 283 с.
- 12. Джрбашян Р. Т., Садоян А. А. Существуют ли нижнеэоценовые вулканические в вулканогенно-осадочные породы в бассейне левобережья р. Аракс? — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1980, № 1, с. 9-17.
- 13. Короновский Н. В. Палеогеновый вулканизм в геологической истории Ближнего и Среднего Востока.— Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., 1979, № 2 (статья первая), с. 3—16; № 3 (статья вторая), с. 30—42. 14. Лалиев А. Г., Зиракадзе М. И., Церетели Г. Л. и др. Новые данные о стратиграфии
- палеогеновых отложений западной части Аджаро-Триалетской складчатой системы.— Сообщ. АН ГССР, 1979, т. 94, № 1, с. 117—120.
- 15. Леонов М. Г. Дикий флиш альпийской области. Тр. ГИН АН СССР, 1975, вып. 199. 139 c.
- 16. Маркевич П. В. Флишевые формации северо-западной части Тихоокеанского складчатого пояса. М.: Наука, 1978. 144 с.
- 17. Мурдмаа И. О., Петелин В. П., Сорнякова Н. С. Вулканогенный обломочный материал в донных осадках современных морей и океанов. - В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Изд. ЦК КП Грузии, 1970, с. 31-56.
- 18. Романовский С. И. Динамика формирования флиша. М.: Недра, 1976. 175 с.
- c. 72—76.
- 21. Садоян А. А. О распределении нуммулитов в отложениях флишевой формации эоце-
- на Армении. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 5, с. 143—147. 22. Садоян А. А., Асланян П. М. Палеогеновые ископаемые органогенных построек бассейна р. Аракс. Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1981, № 4, с. 15—27.

- 23. Садоян А. А., Мкртчян Г. М. Биохемогенный целестин в палеогеновых отложениях Армянской ССР (бассейн левобережья р. Аракс).— Литол. и полезн. ископ., 1980, № 6, c. 80—87.
- 24. Саркисян О. А. Палеоген Севано-Ширакского синклинория. Ереван: Митк, 1966. 178 c.
- 25. Сатиан М. А., Степанян Ж. О., Мкртчян Г. М. О целестине и стронцианите из отложений дания — палеоцена у с. Двин. — Докл. АН АрмССР, 1966, т. 18, .№ 5, c. 18—26.
- 26. Хворова И. В., Ильинская М. Н. Верхнедевонские граувакковые отложения Южного Урала и механизм их формирования. — Литол. и полезн. ископ., 1980, № 4, c. 55—67.
- 26. Bouma A. H. Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation. Amsterdam: Elsevier, 1962. 168 p.
- 27. Cas R. A. Mass-flow arenites from a paleozoic interarc basin, New South Wales, Australia: mode and environment of emplacement.— J. Sediment. Petrol., 1979, v. 49,
- Ne 1, p. 29-44. 28. Dewey J. F., Pitman W. C., Ryan W. B., Bonnin J. Plate tectonics and the evolution
- of the Alpine System.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, v. 84, Na 10, p. 3137—3180.
 29. Dzulynski S., Ksiazkiewicz M., Kuenen Ph. H. Turbidites in flysch of the Polish Carpatian mountains.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1959, v. 70, p. 1089—1118.
 30. Explanatory text of the geological map of Turkey, 1:500 000, Erzurum. Compiled by
- Altinei I. E. 1963.
- 31. Explanatory text of the Zanjan Quadrangle map 1: 250 000. Compiled by Stoklin I. and Eftekhare-nezhad I. Geol. Survey of Iran, 1969.
- 32. Hampton M. A. Buoyancy in debris flows.— J. Sediment. Petrol., 1979, v. 49, № 3,
- p. 753-758. 33. Kamen-Kaye M. A review of depositional history and geological structure in Turkey.-In: Geology and history of Turkey. Tripoli, 1971. 34. Link M. H. Matilija Sandstone: a transition from deep-water turbidite to shallow
- marine deposition in the eocene of California.-J. Sediment. Petrol., 1975, v. 45, № 1, p. 63—78.
- 35. Link M. H., Nilson T. G. The Rocks sandstone, an eocene sandrich deep-sea fan deposit, Northern Santa Lucia Range, California.- J. Sediment. Petrol., 1980, v. 50,
- № 2, p. 583—602.
 36. Nachev J. K. The flysch in Bulgaria. Guide-book. Bulgarian Acad. Sci., 1980.
 37. Normark W. R. Fan walleys, channels and depositional lobes on modern submarine fans: character for recognition of sandy turbidite environments: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1978, v. 62, p. 921-931.
- Ricci-Lucchi F. Depositional cycles in two turbidite formations of northern Apenines (Italy).— J. Sediment, Petrol., 1975, v. 45, № 1, p. 3—43.
- 39. Sengor A. M. C., Yilmaz Y. Tethyan evolution of Turkey. A plate tectonic approach.---Tectonophysics, 1981, v. 75, p. 181-241.
- 40. Sestini G. The relations between flysch and serpentenites in North central Turkey.-In: Geology and History of Turkey. Tripoli, 1971. 41. Stauffer F. H. Grain-flow deposits and their implications. Santa Ynez Mountains. Ca-
- 42. Stoklin J., Nabavi M., Samimi H. Geology and mineral resources of the Soltanieh mountains (Northwest Iran).— Rep. Geol. Surv. Iran, 1965, № 2.
 43. Walker R. G. Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distribution of the sedimentary between 1007.
- distal environments.-J. Sediment. Petrol., 1967, v. 37, p. 25-43.
- 44. Walker R. G. Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for explorations for stratigraphic traps.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1978, v. 62, p. 932—966.
- 45. Weller J. M. Cyclical sedimentation of the Pensylvanian Period and its significance.-J. Geol., 1930, v. 38, p. 97-135.

Институт геологических наук АН АрмССР Ереван

Поступила в редакцию 2.III.1982 УДК 553.99:549.08

ПРИРОДНЫЕ БИТУМЫ РАЗНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ КЛАССОВ ПО ДАННЫМ ИК-СПЕКТРОМЕТРИИ

ФАЙЗУЛЛИНА Е. М.

Работа посвящена изучению методом ИК-спектроскопии природных битумов основных классов. Проведены ИКС-диагностика генетических типов и уточнение степени «метаморфизма» твердых битумов.

В настоящее время при определении химической структуры ископаемого органического вещества (ОВ) успешно применяют спектрофотометрические методы анализа: масс-спектрометрию, ИК-, УФ-спектрометрию, ЯМР, ЭПР и др. Среди них наиболее широкое применение получил метод ИК-спектрометрии, так как в сравнении с остальными спектрофотометрическими методами он более доступен и высокопроизводителен. Немалым преимуществом ИКС-метода, особенно для битуминологии, является возможность работать с малыми количествами материала (от 3,5 до 1,0 мг).

В 1964 г. Л. Ф. Колотовой [1], а позднее и нами, в лаборатории молекулярной спектрометрии ВНИГРИ было начато изучение природных битумов методом ИК-спектрометрии.

В связи с тем что в то время еще не было разработано применение ИКС-метода к изучению битумов, мы опирались на классификацию В. А. Успенского [4, 5], основанную на физико-химических свойствах битумов.

Применение ИКС-метода показало хорошее соответствие спектроскопических данных с результатами химических исследований и позволило наметить различия, не всегда улавливаемые другими методами [6-8]. В дальнейшем, по мере накопления и обобщения собственного экспериментального материала и литературных данных [5, 9-11] нами были установлены достаточно четкие ИКС-параметры диагностики для разных генетических классов битумов, а также параметры диагностики высокометаморфизованных разностей твердых битумов и углей (табл. 1). Материал для составления таблицы был представлен 120 образцами природных битумов разных генетических классов¹.

Исследованы образцы битумов жильной формы залегания, выделенные из породы механическим способом. ИК-спектры природных битумов в твердом агрегатном состоянии были получены для прессованных таблеток с оптически чистым бромистым калием при концентрации 0,35 и 0,25% (для класса антраксолитов); легкоплавкие разности битумов типа озокеритов получены для поглощающего слоя 0,04 мм (без применения растворителя) в разборных кюветах с пластинками из NaCl. Спектры сняты на двухлучевом ИК-спектрометре UR-20, интервалы 3800—2400 и 2000—670 см⁻¹, призмы LiF и NaCl.

Как видно из табл. 1 и фиг. 1, ИК-спектры битумов класса озокеритов (содержание водорода от 13,7 до 15,3%) характеризуются наиболее интенсивными по сравнению с ИК-спектрами других классов полосами поглощения групп СН, СН₂ и СН₃ (2960, 2930, 1465 и 1378 см⁻¹) и наличием двойного максимума в области 720 см⁻¹; ИК-спектры гатчетита характеризуются теми же параметрами, но слабой интенсивностью

¹ Использованы коллекции В. А. Успенского, Н. С. Бескровного, И. С. Гольдберга, А. П. Шишковой, С. Д. Талиева, Т. К. Баженовой, С. С. Гейро и др. Ими были сообщены химические и геологические сведения об образцах, за что автор приносит им свою благодарность.

Характеристика битумов по данным ИК-спектроскопии

Класс по	л <i>к</i> лэсс	Характеристика структурных особенностей	Оптичес	:ы	Дополиительные параметры диагностики		
		битумов	2900 СН ₂ группа	1710—1700 * C=O	760 C—H _a	$\begin{vmatrix} 730 \\ -(CH_2)_n \ge 4 \end{vmatrix}$	D_{1600}/D_{2930}
Асфальты		Характерно высокое содержание групп СН ₂ и СН ₃ насыщенных структур и не- большое содержание длинных парафи- новых цепей и связей С—Н замещенной ароматики; доля участия С=О кисло-	0,80->1,0	0,05—0,40	0,02—0,11	0,02-0,07	0,19-0,39
Асфальтиты	Гильсониты Грэемиты	родных групп разная. Близки по своен химической структуре.	0,70->1,0	0,01-0,35	0,02-0,08	0,02-0,07	0,17-0,18 0,21-0,36
	Альбертиты **	Содержание группы СН ₂ и СН ₃ насы- щенных структур понижено по сравне- нию с асфальтами и асфальтитами; группы С=О присутствуют в неболь- шом количестве	0,60—0,80	0,03-0,20	0,02—0,06	0,03-0,07	
Қериты	Низшие импсониты	Доля участия групп CH ₂ и CH ₃ насы- щенных структур, в том числе длинных парафиновых цепей, ниже, чем в альбер- титах	0,60	0,20	0,06	0,02	-
	Высшие импсониты	Значительно ниже по сравнению с альбертитами и низшими импсонитами содержание групп СН ₂ и СН ₃ насыщен- ных структур, длинные парафиновые це- пи отсутствуют	0,20—0,50	0,08-0,22	0,03—0,11	Нет	
Антраксолиты	Низшие	Сплошное поглощение (фон) в корот- коволновой области спектра 3800— 2400 см ⁻¹ , повышенное содержание свя- зей С—Н замещенной ароматики (обл. 900—700 см ⁻¹), отсутствуют длинные парафиновые цепи	Нет	Следы нлн 0,3	0,080,22	>	

	1					1	
	Высшие	Слабые полосы групп Č=Ó (1700 см ⁻¹) и связей С=С ароматического кольца (1625 см ⁻¹), иногда сплошное поглоще- ние по всему ИК-спектру	Нет	≼0,2 или нет	Нет	Нет	_
Оксикериты		Содержание групп СН ₂ и СН ₃ насы- щенных структур варьирует; повышена по сравнению с битумами других клас- сов доля участия кислородных групп С	0,20—≥1,0	0,22—0,33	0,03—0,06	≪0,02	_
Гуминокериты		Содержание групп CH ₂ и CH ₃ насы- щенных структур понижено по сравне- нию с оксикеритами, доля участия кис- лородных групп C=O значительно вы-	0,07—0,13	0,53—0,85	0,05—0,13	Нет	
Озокериты		ше, чем в оксикеритах Характерно высокое содержание групп СН ₂ и СН ₃ насыщенных структур, нали- чие двойного максимума в обдасти 720 см ⁻¹ , почти полное отсутствие групп С=О; для гатчетитов типично неболь-	>1,0	0,06-0,14	Нет	>1 (двойной максимум)	
Элатернты		шое содержание групп Сн ₃ Характеризуются двойным максимумом в обл. 1640—1600 см ⁻¹ , высоким содер- жанием групп СН ₂ и СН ₃ насыщенных структур при малом содержании длин-	>1,0	0,06	Следы	-0,02	
Вурцилиты		ных парафиновых цепеи В области 1660—1600 см ⁻¹ отмечают- ся три характерных максимума, типично высокое содержание групп CH ₂ и CH ₃ и наличие групп CH ₂ длинных парафи- новых цепей	>1,0	0,27	*	0,08	

* Полоса 1710—1700 см⁻⁻¹ проявляется в ИК-спектрах битумов при содержании кислорода ≥1%. ** После извлечения растворимой в спиртобензоле части в ИК-спектре остатка альбертита обнаруживается полоса 720 см-1; в спектре низшего импсонита она отсутствует.

полосы СН₃-групп, что говорит о присутствии в составе этого битума углеводородных структур преимущественно нормального строения. Аналогичные спектры типичны только для этих классов битумов, представленных в основном высокоплавкими парафиновыми углеводородами.

ИК-спектры асфальтов и асфальтитов хорошо отличаются от ИКспектров битумов других классов, а между собой весьма сходны. Как мы уже отмечали ранее [8], сходство, вероятно, объясняется близостью химического состава изученных образцов этих двух классов. ИК-спектры



показали также, что асфальты по химической структуре близки к асфальтитам, грэемитам и отличаются от асфальтитов гильсонитов. Так, для асфальтов и асфальтитов грэемитов отношение оптических плотностей полос поглощения связей C=C ароматического кольца и групп CH и D1600

CH₂ насыщенных структур $\frac{D_{2930}}{D_{2930}}$ имеет значение 0,19—0,39 и 0,21— 0,36 соответственно, а для асфаль-



Фиг. 1

1600

1200

Волновое число У,см

800

2800 2000

111111

3200

3600

Фиг. 1. ИК-спектры твердых битумов разных генетических классов 1 — озокерит, Ухтинский р-н, Ярегское м-ние, D₃; 2 — озокерит-гатчетит, то же; 3 асфальт, Абхазия, западная часть горы Дзышты; 4 — асфальтит грэемит, р. Медвежья, в 19 км выше устья, E₃; 5 — асфальтит гильсонит, Центральная Азия, Джунгарская депрессия, р. Урхо, J; 6 — керит альбертит, Канада, округ Альберта, Нью-Брансуик; 7 керит низший импсонит, Швеция, железорудное месторождение Норберг, рЕ; 8 — керит высший импсонит, СПДА, штат Оклахома, р-н Пэджа, S₁; 9 — оксикерит, Минусинский р-н; 10 — гуминокерит, Средняя Азия, Гаурдак, J₃; 11 — низший антраксолит, Крым, м. Партенит, Р; 12 — высший антраксолит, о. Вайгач, рудопроявление Гребень

Фиг. 2. ИК-спектры твердых битумов класса элатеритов 1 — олефинит, Англия, Дербишайр, С₁; 2 — США, штат Юта, округ Юинта, Р₂

тов гильсонитов 0,17—0,18. Более высокое значение этого отношения для грэемитов, чем для гильсонитов, хорошо совпадает с результатами химических исследований этого класса битумов, согласно которым грэемиты обычно беднее водородом и богаче кислородом, чем гильсониты.

ИК-спектры битумов нафтоидов типа вурцилита и элатерита² весьма специфичны, так же как ИК-спектры озокеритов и оксикеритов (фиг. 2).

Отличительной особенностью ИК-спектра элатерита группы олефинита является присутствие полос поглощения 3060, 1640—1600, 880, 820 и 760 см⁻¹, принадлежащих, как ранее было доказано с помощью химических исследований, непредельным структурам. Для ИК-спектра вурцулита характерно интенсивное поглощение в области 1660—1600 см⁻¹ (с тремя максимумами) и наличие полос 3060, 880 и 800 см⁻¹. Совокупность указанных полос, возможно, свидетельствует о присутствии в составе этого битума ненасыщенных циклических структур.

Пропускание, °/•

² Эти типы битумов встречаются также и среди нафтидов.

По мере уменьшения в составе битумов содержания водорода, т. е. при переходе от менее метаморфизованных битумов типа асфальтов и асфальтитов к более метаморфизованным — типа керитов и антраксолитов интенсивность полос поглощения групп СН, СН₂ и СН₃ в ИК-спектрах битумов закономерно падает, а интенсивность полос поглощения связей С—Н замещенных ароматических структур (область 900— 700 см⁻¹), наоборот, растет. На стадии высших антраксолитов в силу высокой карбонизации ОВ почти по всей области спектра наблюдается сплошное поглощение (фиг. 1).

Если в составе битумов изменяется содержание кислорода, то в ИКспектрах закономерно меняется интенсивность полосы поглощения карбонильных групп C=O (1710 см⁻¹). В слабоокисленных разностях битумов эта полоса слабой интенсивности (оптическая плотность имеет значение 0,08—0,20), а в битумах классов оксикеритов и гуминокеритов она интенсивна (табл. 1, фиг. 1), что позволяет легко диагностировать по ИК-спектрам эти классы битумов.

На стадии высших керитов иногда возникают определенные трудности в диагностике различий природных битумов и углей, так как оптические плотности основных полос поглощения ИК-спектра высших керитов и витринитов близки, а в тех случаях, когда содержание кислорода в битумах составляет менее 1%, совпадают. Это предел возможности ИКС-метода.

При изучении высокометаморфизованных разностей битумов типа керитов и антраксолитов ИКС-исследования приобретают особое значение. На высоких стадиях метаморфизма ОВ состав битумов уже перестает быть специфичным в части группового состава и единственным средством химической диагностики становится элементный состав. При этом природные битумы настолько сближаются по химической характеристике с углями, что при неясных условиях залегания диагностика их становится недостаточной и требует привлечения углепетрографических исследований. Использование для этих целей метода ИК-спектрометрии показало, что он в большинстве случаев помогает обеспечить однозначное решение [8].

Таблица 2

·	Стадии углефикации	D. оптическая плотность в максимуме полосы поглощения					
		293 0	1710-1700	760	720		
Витриниты из гумусо- вых углей	БДДГЖКОТА	$\begin{array}{c} 0,06-0,26\\ 0,20-0,48\\ 0,06-0,35\\ 0,19-0,50\\ 0,20-0,036\\ 0,16-0,41\\ 0,15-0,18\\ 0,06-0,12\\ 0,05-0,06\end{array}$	0,21-0,44 0,29-0,51 Her * * * *	$\begin{array}{c} 0,03 - 0,05\\ 0,02 - 0,06\\ 0,03 - 0,11\\ 0,06 - 0,11\\ 0,04 - 0,14\\ 0,11 - 0,12\\ 0,10 - 0,14\\ 0,10 - 0,14\\ 0,10 - 0,14\\ 0,10 - 0,14\\ \end{array}$	Her * * * * * * *		
Сапроколлит Богхед Куккерсит	Д Д Б ₂	>1,0 0,90 >1,0	о,36 0,38 0,46	лощение (фон) 0,02 Нет »	0,08 0,06 0,04		

Характеристика углей разных стадий углефикации по данным ИК-спектрометрии

Сопоставление ИК-спектров керитов, оксикеритов, гуминокеритов и антраксолитов с ИК-спектрами изученных нами ранее свыше 100 образцов³ витринитов гумусовых углей ряда бассейнов и месторождений Советского Союза разного возраста и стадий углефикации от Б до А

³ Образцы углей взяты из коллекций сотрудников ВСЕГЕИ А. В. Лапо и А. И. Гинзбург.

Тип ОВ	Микрокомпонентный состав ОВ, %			Геологи- ческий	Стадии углефи-	Бассейн (площадь),
<u> </u>	TÅ	KA	Vt	возраст	кации	,
Сапроколлит	4	91	5	J2	д	Иркутский бассейн, Матаганское месторожде-
Богхед Куккерсит	65 100	-	35	K O2	» Б2	ние Якутия, р. Оленек ЭССР, Кохтла-Ярве

* По данным А. И. Гинэбург и Е. М. Файзуллиной.

показало, что различия между ними очень характерны (табл. 2). Ввиду обширности изученного материала по витринитам мы приводим ИКспектры только некоторых образцов (фиг. 3).

В ИК-спектрах витринитов отсутствует полоса длинных парафиновых цепей 720 см⁻¹, тогда как в спектрах керитов альбертитов и низших импсонитов она проявляется отчетливо; в спектрах витринитов, выделенных из углей стадий углефикации Д и выше, не отмечается полоса групп C=O 1700 см⁻¹, которая за редкими исключениями имеется во всех изученных нами ИК-спектрах битумов; исчезновение этой полосы в ИКспектрах углей на стадиях углефикации выше Д, по-видимому, обусловлено ее смещением в длинноволновую область спектра и наложением на полосу 1600 см⁻¹. Кроме того, ИК-спектр витринитов имеет более низкую интенсивность полосы 2930 см⁻¹ групп СН и СН₂ насыщенных структур по сравнению со спектрами битумов; оптическая плотность этой полосы для керитов альбертитов и низших импсонитов имеет значение 0,60—0,80, а для витринитов углей разного возраста высоких стадий углефикации — 0,05—0,40. Таким образом, по ИК-спектрам удается легко отличить природные битумы класса керитов альбертитов и низших импсонитов от гумусовых углей.



Фиг. 3. ИК-спектры витринитов, выделенных из гумусовых углей разных стадий углефикации

инкации I — Анадырская пл., Онеменский р-н, N; 2 — то же, Анадырское м-ние, Р 3 — Ленский бассейн, м-ние Джебарики-Хая, К; 4 — Анадырская угленосная площадь, м-ние Бухты Угольной, Р; 5 — Зырянский бассейн, Зыряно-Силянский р-н, К; 6 — Улугхемский бассейн, Элегетское м-ние, J; 7 — Донецкий бассейн, Алмазно-Марьевский р-н, С₂; 8 — Кузнецкий бассейн, Прокопьевско-Киселевский р-н, Р; 9 — Донецкий бассейн, Селезневский р-н, С₂; 10 — Горловский бассейн, Р

Фиг. 4. ИК-спектры сапропелевых углей и керогена горючих сланцев 1 — сапроколлит, Иркутский бассейн, Матаганское м-ние; 2 — богхед, Якутия, р. Оленек; 3 — куккерсит, ЭССР, Кохтла-Ярве

Хими	ческая характері	стика	D, оптическая плотность при v, см ⁻¹						
Cr	н	vr	2930	1710-1700	760	720			
80,55	10,73	85,8	>1,0	0,36	0,02	0,08			
81,26 75,5	10,29 8,71	96,1 91,6	0,90 >1,0	0,38 0,46	Нет »	0,06 0,04			

По мере увеличения содержания С различия в химической структуре природных битумов и гумусовых углей сглаживаются. Однако они сохраняются вплоть до стадии высших антраксолитов. Так, для ИКспектров низших антраксолитов характерна более интенсивная полоса поглощения связей С—Н замещенных ароматических структур (760 см⁻¹) по сравнению со спектрами витринитов ПА стадии углефикации; оптическая плотность этой полосы имеет значение 0,08—0,22 и 0,08—0,09 для ИК-спектров низших антраксолитов и витринитов соответственно.

Если для спектров высших антраксолитов сохраняется достаточно отчетливая полоса поглощения 1600 см⁻¹ и в ряде случаев слабая полоса 1700 см⁻¹, то для ИК-спектров антрацитовых углей отмечается сплошное поглощение по всей области спектра (фиг. 1, 3).

К классу высших антраксолитов принадлежат также изученные нами образцы битумов кискентов, характеризующиеся резкой обогащенностью серой (15—20% и более) [2]. Их ИК-спектры очень близки к ИК-спектрам низших антраксолитов (в силу более низкого содержания в их составе С по сравнению с высшими антраксолитами), но отличаются от последних пониженной интенсивностью полосы поглощения связей С—Н замещенных ароматических структур 760 см⁻¹. Так как эта разновидность битумов еще слабо изучена по ИК-спектрам, она не была включена в предлагаемую нами табл. 1.

Сопоставление ИК-спектров битумов высоких стадий метаморфизма со спектрами сапроколлита и богхеда стадии углефикации Д и куккерсита стадии Б₂ (по единичным образцам) также позволило обнаружить между ними отчетливые различия (табл. 3, фиг. 4).

Для ИК-спектров сапропелевых углей и куккерсита интенсивность полосы поглощения 2930 см⁻¹ групп СН и СН₂ значительно выше по сравнению с ИК-спектрами высоких стадий метаморфизма; оптическая плотность этой полосы для сапропелевых углей и керогена горючих сланцев имеет значение 0,9—1,0 и более, а для ИК-спектров изученных нами керитов альбертитов — 0,62—0,76. Для спектров битумов других классов она имеет еще более низкие значения. Отличительной особенностью ИК-спектров сапропелевых углей и керогена горючих сланцев является также почти полное отсутствие полос поглощения замещенных ароматических структур (область 900—700 см-1); для ИК-спектров битумов высоких стадий метаморфизма в этой области спектра отчетливо проявляются три полосы. Помимо этого для изученных нами ИК-спектров сапропелевых углей и куккерсита характерны также интенсивная полоса групп С=О и присутствие полосы 720 см-4. Как мы уже отмечали, полоса 720 см⁻¹ наблюдается только в ИК-спектрах керитов альбертитов и низших импсонитов и отсутствует в других классах битумов: высших импсонитах, оксикеритах, гуминокеритах и антраксолитах.

Таким образом, в процессе изучения по ИК-спектрам специально подобранных коллекций битумов основных классов были выявлены закономерные связи между особенностями их химической структуры и генегическим типом ОВ природных битумов. ИКС-диагностика генетического типа и уточнение степени «метаморфизма» твердых битумов, знание их отличий от рассеянного ОВ и углей имеет большое нефтепоисковое значение.

Литература

- 1. Колотова Л. Ф. Исследование химической структуры твердых битумов методом инфракрасной спектрометрии. Л., 1964, с. 234-241 (Тр. ВНИГРИ, вып. 227).
- 2. Радченко О. А., Успенский В. А. Генетические типы битумов и условия их обра-зования.— В кн.: Закономерности формирования и размещения скоплений природных битумов. Л., 1979, с. 32—51 (Тр. ВНИГРИ). 3. Солнцева Л. С., Пудовкина И. А. Методика исследования нерастворимых битумов
- по инфракрасным спектрам поглощения. В кн.: Минеральное сырье. М., 1968. с. 44-59 (Тр. ВИМСа, вып. 18).
- 4. Успенский В. А., Радченко О. А., Глебовская Е. А. и др. Основные пути преобразования битумов в природе и вопросы их классификации. Л., 1961. 315 с. (Тр. ВНИГРИ, вып. 185). 5. Успенский В. А., Радченко О. А., Глебовская Е. А. и др. Основы генетической клас-
- сификации битумов. Л., 1964. 267 с. (Тр. ВНИГРИ, вып. 230). 6. Файзуллина Е. М. Исследование твердых битумов методом инфракрасной спектроскопии.— Химия тв. топлива, 1968, № 1, с. 68—75. 7. Файзуллина Е. М. Сравнительная характеристика структуры твердых битумов по
- инфракрасным спектрам.— Химия тв. топлива, 1970, № 3, с. 29—39.
- инфракрасным спектрам.— Химия тв. топлива, 1970, № 3, с. 29—39. 8. Шакс И. А., Файзуллина Е. М. Инфракрасные спектры ископаемого органического вещества. Л., 1974. 130 с. (Тр. ВНИГРИ, вып. 329). 9. Bell K., Hant I. Native bitumens associated with oil shales.— Organic geochemistry (Simposium publication division). Perg. Press, 1963, № 16, р. 333—366. 10. Hunt M. I., Stewart F., Dickey P. Origin of hydrocarbons of Uinta Basin, Utah.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1954, v. 38, № 8, р. 1671—1698. 11. Welin E. The occurence of asphaltite and thucholite in Precambrian bedrock of Sweden. Geologiska. Exemployable Exocholite in Precambrian bedrock of Sweden.
- den.— Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar, 1966, v. 87, pt. 4. № 523, p. 509-526.

внигри Ленинград Поступила в редакцию 4.I.1982

УДК 550.42:553.64

О ГЕОХИМИЧЕСКОЙ НАСЛЕДСТВЕННОСТИ ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ФОСФАТОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

ЮДИН Н. И., ПЛОТНИКОВА Л. Я.

В статье приведена литолого-геохимическая характеристика осадочнометаморфических апатитоносных отложений, широко развитых среди докембрийских комплексов СССР.

На основании проведенных исследований и обобщений литературных данных авторы пришли к выводу, что осадочно-метаморфические апатитоносные отложения наследуют геохимические черты, свойственные осадочным фосфоритоносным формациям, за счет которых они образовались.

Среди докембрийских комплексов СССР (Центрально-Алданский, Анабарский, Украинский щиты, Сангиленский массив, Становой и Хамар-Дабанский хребты, Восточный Саян) и других стран (СРВ, Корея, Китай) широко развита осадочно-метаморфическая апатитоносность, генетически тесно связанная с гнейсово-мраморной, мраморо-сланцевой, мраморной толщами [20]. Она проявляется по-разному. В одних случаях фосфатное вещество в небольших количествах рассеяно в осадочно-метаморфических толщах, в других — наблюдаются залежи пластовых апатитовых руд, в третьих в зонах приразломных метасоматитов образуются промышленные гидротермально-метасоматические месторождения апатитов. Они приурочены к древним щитам, геосинклинальным областям, а также к долгоживущим зонам разломов.

Наиболее характерным представителем осадочно-метаморфического типа является апатитоносная гнейсово-мраморная толща Юго-Западного Прибайкалья [2]. В стратиграфическом отношении она приурочена к верхам слюдянской серии верхнего архея (?), сложенной преимущественно карбонатными породами, имеет мощность от 600 (Хамар-Дабан-Мойготский район) до 1500 м (Слюдянский район), прослеживается с запада на восток до 300 км, имеет ритмичное строение, выражающееся в чередовании карбонатных апатитоносных горизонтов с горизонтами гнейсов и кристаллических сланцев. Наблюдается определенный стратиграфический контроль и выдержанность апатитоносных горизонтов по простиранию в пределах толщи. Так, например, в Слюдянском районе апатитоносный горизонт A2C3, залегающий в самых верхах ее, прослежен с запада на восток от р. Малая Быстрая до р. Безымянная более чем на 40 км. Горизонт сложен мраморами, кварцитами, диопсидовыми, амфиболовыми и другими сланцами. В этом горизонте развиты линзовидные и пластовые залежи апатит-кварцево-диопсидовых, апатиткварцево-диопсид-карбонатных, апатит-кварцево-карбонатных, апатиткарбонатных руд, занимающих различное стратиграфическое положения; в разрезе горизонта. Основными рудообразующими минералами в различных количественных соотношениях являются кальцит, доломит, кварц, диопсид и апатит. В качестве примеси к основным минералам присутствуют тремолит, скаполит, полевые шпаты, флогопит. В самом апатите химическим анализом установлено присутствие (0,01-0,15%) углерода. Среди апатитовых руд широко развиты слоистые разновидности, в которых наблюдается чередование кварцевых, диопсидовых и смешанных прослоев; границы прослоев, как правило, четкие, хотя встречаются и расплывчатые, появление которых связано с вторичными процессами. Выделяются грубополосчатые (мощность 10-30 см), полосчатые (2—10 см) и тонкополосчатые (несколько мм — 2 см) руды. Слоистые апатит-кварцево-диопсидовые руды отражают, по-видимому, текстуру первично-осадочных карбонатно-кремнистых фосфоритов, за счет которых они образовались.

Апатит представлен в подавляющей своей массе мелкими округлыми зернами светло-голубого и голубого цвета размером от 0,1 до 0,5 мм. Диопсид, как и апатит, представлен мелкими (0,05—0,5 мм) округлыми зернами белого цвета. Округло-зернистая, а не призматическая форма апатита и диопсида является характерным признаком их осадочно-метаморфического генезиса.

Широко развиты в разрезе мраморно-гнейсовой апатитоносной толщи графитсодержащие мраморы. Графит в них наблюдается в виде тонких стратифицированных слойков, крупных чешуй, равномерно рассеянных в породе и в тонкораспыленном состоянии. Помимо мраморовграфит встречается в биотит-гранатовых и в биотит-гранат-силлиманитовых гнейсах.

Многие черты сходства со слюдянским типом имеет осадочно-метаморфическая мраморо-гнейсовая апатитоносная толща Центрального Алдана, распространенная главным образом в его восточной части и приуроченная к горизонту диопсид-плагиоклазовых сланцев и карбонатных пород иенгрской серии верхнего архея.

К этому горизонту приурочена бо́льшая часть железорудных и флогопитовых месторождений, а также метаморфических проявлений апатита. Апатитовые проявления в большинстве своем располагаются на месторождениях флогопита (Каталах, Эмельджек, Канку) или железных руд (Таежное и др.).

Апатиты метаморфического типа содержат повышенное количество (до нескольких процентов) редкоземельных элементов церий-лантановой группы с преобладанием церия над лантаном. Кроме того, они обогащены SO₃.

По данным Г. Б. Гиммельфарба [7], в карбонатных породах иенгрской серии, с которыми связан апатит, концентрации Sr, Ba, Ni, Co, Cr, V, Zn, Pb, Mo, Sn, B, Li сопоставимы с содержанием их как в более молодых карбонатных отложениях, так и со средними содержаниями в карбонатных породах осадочного происхождения земной коры в целом.

По данным Ю. А. Борщевского и С. Л. Борисовой, значения изотопного состава углерода и кислорода в кальцифирах и мраморах δC^{13} $(-2,4^{\circ}/_{\circ 0}), \delta O^{18} = (+19,3^{\circ}/_{\circ 0})$ соответствуют таковым в разновозрастных морских карбонатных породах.

Об осадочно-метаморфическом происхождении апатитов на Центральном Алдане свидетельствуют приуроченность его к кальцифирам и диопсидовым породам, занимающим в разрезе федоровской свиты определенное стратиграфическое положение, полосчатая текстура выделений, наследующая слоистость, и повсеместная пространственно-генетическая связь апатита с месторождениями флогопита и железа, являющихся, по мнению многих исследователей, осадочно-метаморфическими.

Апатит образовался в результате метаморфизма первичных вулканогенно-осадочных пород, содержавших фосфор и, возможно, скопления фосфоритов.

По минеральному составу и парагенетическим ассоциациям слюдянские и алданские апатитоносные образования имеют сходство с апатитовыми рудами месторождений Малого Каратау в Южном Казахстанеи Лаокайского бассейна в СРВ [11], возникшими при контактовом и региональном метаморфизме заведомо осадочных фосфоритоносных отложений. На месторождениях Чулактау и Тешиктас по простираниюнаблюдается постепенный переход от неизменных фосфоритов к апатитовым породам различного состава [6]. Под воздействием контактовогометаморфизма карбонатные и кремнистые породы преобразовались соответственно в кальцитовые и доломитовые мраморы, кремнистые сланцы и кварциты. За счет примеси доломита, кремнезема и глинозема вфосфоритах и вмещающих их породах развиваются новые минеральные-

Таблица 1

Химический состав фосфоритов и их метаморфических аналогов, %

Компоненты		2	3	4	5	6	7
$\begin{array}{c} P_2O_5\\ CaO\\ MgO\\ F\\ CO_2\\ SiO_2\\ Al_2O_3\\ Fe_2O_3\\ FeO\\ MnO\\ TiO_2\\ K_2O\\ Na_2O\\ C_{opr}\\ SO_3 + S\\ H_2O\end{array}$	26,11 40,76 0,58 2,37 5,98 7,57 1,55 0,90 — Следы 0,24 0,67 До 6,98 4,94 —	25,34 38,23 4,33 2,05 7,10 15,68 2,35 0,85 1,00 0,32 0,10 0,67 0,09 До 0,10 0,26 0,83	$\begin{array}{c} 29,44\\ 41,47\\ 0,96\\ 0,79\\ 4,50\\ 17,68\\ 2,16\\ 0,86\\ 0,28\\ 0,022\\ \hline \\ 0,30\\ 0,14\\ \mbox{ \square} 0,10\\ 0,10\\ 0,88 \end{array}$	18,09 25,25 0,62 1,07 0,15 12,38 0,78 Her 1,44 Her 0,24 0,08 Следы До 38,9 0,06 0,70	$\begin{array}{c} 26,35\\ 42,46\\ 3,01\\ 2,13\\ 8,00\\ 11,64\\ 1,75\\ 0,68\\ 1,00\\ 0,32\\ 0,10\\ 0,52\\ 0,09\\ \end{tabular}$	$\begin{array}{c} 26,31\\ 43,55\\ 4,86\\ 2,50\\ 12,32\\ 5,52\\ 0,65\\ 1,26\\ 0,18\\ 0,53\\\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -$	6,56 45,01 4,00 1,34 2,55 66,68 0,11 1,12 0,29 Следы Нет 0,58 0,13 0,16 0,66

Примечание. 1—7—районы, по которым приведены данные состава фосфоритов: 1—Фосфория (США), пермь [4]; 2—Чулактау (Каратау, СССР), нижний кембрий [15]; 3—Буринханское (ХФБ, МВР), нижний кембрий; 4—Сангилен (Тува, СССР), рифей [19]; 5—Чулактау (Кагатау, СССР), нижний кембрий [15]; 6—Лаокай (СРВ), кембрий-ордовик [11]; 7—Слюдянка (Ю-З Прибакалье, СССР), архей [21]. Прочерк в таблице-отсутствие данных.

ассоциации. В наиболее высокотемпературных зонах возникают устойчивые ассоциации: кварц-тальк-тремолит и кварц-кальцит-диопсид. В связи с этим первичные фосфатные структуры разрушаются и замещаются микрокристаллическим апатитом, причем кварц-апатитовые руды образуются за счет кремнистых фосфоритов, не содержащих доломита, и кальцит-апатитовые руды за счет чисто карбонатных фосфоритов. В зоне, непосредственно контактирующей с гранитами, развиваются диопсид-апатитовые руды. Помимо этих минералов, присутствуют кальцит, флогопит, паргасит, флюорит и др. Апатит здесь представлен призматическими кристаллами (0,6—0,8 мм), имеющими несколько округленные, как бы оплавленные, грани и весьма схожими со слюдянскими.

Приведенные выше данные по стратиграфической приуроченности и выдержанности апатитоносных горизонтов по простиранию, ритмичное строение мраморо-гнейсовой толщи, парагенетические ассоциации минералов в апатитовых породах, насыщенность отдельных горизонтов гнейсов высокоглиноземистыми минералами и углеродом, обогащенность отдельных пачек мраморов графитом, отчетливая слоистость и согласное положение апатитоносных горизонтов, комплекс геохимических элементов, характерный для осадочных отложений, сходство минеральных ассоциаций и химического состава фосфоритов и их метаморфических аналогов (табл. 1) — все это в совокупности отражает свойственные осадочному литогенезу структурно-фациальные условия осадконакопления и фосфоритообразования в верхнем архее — нижнем протерозое, а кроме того, характеризует последующие изменения фосфоритоносных осадочных пород в результате метамофических процессов, связанных с региональным метаморфизмом, магматической деятельностью и наложенным метаморфизмом. Апатитовые месторождения и рудопроявления этого типа в целом сохраняют основные черты, свойственные фосфоритоносным отложениям.

Вопросы геохимии осадочно-метаморфических апатитоносных отложений докембрия пока еще слабо изучены. На основании данных разнообразных исследований геохимии фосфатоносных отложений мы попытались путем сравнительного анализа проследить в них поведение элементов-примесей.

Известно, что для фосфоритоносных формаций независимо от их возраста и типа характерна определенная группа элементов-примесей,

5*

Элементы-примеси в фосфоритах и их

Бассейн, месторождение, порода, возраст	U	ΣTR+Y	Sr	As	
Фосфория (США), фосфориты, пермь Алтае-Саянская складчатая обл., фосфориты, рифей— кембрий Каратау (СССР), фосфориты, нижний кембрий Буринханское (ХФБ, МНР)	0,003—0,021 0,0026 0,00036—0,006 ⁷ 0,00002—0,005 ⁴	0,04-0,0162 $0,005^{1}$ 0,99 0,009 0,0205	0,03-0,1 0,03 0,79 0,07-0,1 ⁴	$\begin{array}{c} 0,0001\\ -0,005\\ 0,01\\ \end{array}$ $\begin{array}{c} 0,00004\\ -0,000042\\ 0,001^4 \end{array}$	
фосфориты, нижнии кемории Сангилен (Тува), СССР, фосфориты, рифей Слюдянка (Ю-З Прибайкалье, СССР), апатиты, архей	_	—0,030 ³ 0,030 ² Следы— —0,89 ⁶	0,010,1 0,0010,1	—- Нет	

Ni	Co	В	Sc	Zr	Ba	Ag	
0,003—0,03 0,012 Her	0,001 0,001 Her	0,005 0,004-0,01 0,0001	0,0005 0,0015 Her »	0,001—0,01 0,003 —	$\begin{array}{c} 0,01 - 0,03 \\ 0,03 - 0,1 \\ 0,01 - 0,5^3 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0,00001-\\ -0,0001\\ 0,0005\\ 0,21 \end{array}$	
0,001-0,003 0,0001	Следы Нет	0,005° Her	» 0,0005	Нет	0,01-0,3	$\begin{array}{c} 0,00003-\\ -0,0001\\ 0,0001-\end{array}$	
-0,001 0,0001-0,1	0,0001— -0,01	>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>	Нет	?	0,001-1,1	-0,001	

Примечание. Сносками отмечены данные, взятые из следующих работ: ¹—[16], ²—[18], ³—[17], ⁴—[9], ⁸—[10], ⁶—[8], ⁷—[5]. Прочерк в таблице — отсутствие данных.

прежде всего таких, как редкие земли, U, Th, I, Sr, Se, As, Cu, Pb, Zn, Mo, Cr, V, Mn, Ni, Co, B, Fe, Ga, некоторые другие элементы.

Проведенные нами исследования и литературные данные, обобщенные в табл. 2, указывают на близкий спектр элементов-примесей и в апатитоносных осадочно-метаморфических отложениях. Аналогичный характер распределения имеют и главные редкоземельные элементы, что хорошо видно из табл. 3.

Приведенный в табл. 1—3 фактический материал свидетельствует о том, что осадочно-метаморфические апатитоносные отложения наследуют геохимические черты, свойственные осадочным фосфоритоносным формациям, за счет которых они образовались.

Элементы-примеси, сорбируемые фосфатным веществом и входящие изоморфно в решетку фторапатита фосфоритов, присутствуют также в апатите осадочно-метаморфического генезиса (табл. 3). Причем при деформациях зерен апатита под воздействием метаморфизма возможно выделение из них собственных минералов элементов-примесей (церийсодержащий минерал, редкоземельно-ториевый, состоящий из Се, Nd, La и Th и существенно ториевый с примесью Се и Nd) и концентрация их в микроструктурах апатита, как это имеет место в апатитах из карбонатных пород архейского возраста [1].

Элементы-примеси, отражающие фациальную обстановку и геохимическую специфику района, концентрируются в минералах апатитсодержащих пород. Это прежде всего такие элементы, как Mn, Fe, Mo, Cr, B, Ag, Au и др. Повышенные содержания этих элементов отмечаются повсеместно в апатитоносных метаморфизованных первично-осадочных формациях докембрия.

Таблица 2

метаморфических аналогах, %

Cu	РЪ	Мо	Cr	v	Мп
0,0003—0,01	0,001-0,003	0,0005—0,01	0,01-0,3	0,001-0,1	0,001-0,01
0,01-0,02	0,003-0,01	0,0009— —0,005	0,02-0,3	0,001-0,3	0,09-2,5
_	0,00006-0,0048	0,001	0,008	0,0031	До 1,0 ³
0,001-0,003	Следы	Следы	0,001-0,004	0,003	0,006-0,02
-	0,0001-0,001	0,0001-0,01	0,0001-0,001	0,00010,001	Нет
0,0001-0,01	0,001-0,01	0,0001-0,01	0,0001-0,01	0,0001-0,01	0,001-1,0

Ве	Ti	Cd	Ga	C _{opr}	Источник
0,00005-0,0001	0,02-0,2	0,005-0,03	0,001	0,0-6,3	[3]
0,0005 0,00028	$^{0,1-0,47}_{0,01-0,5^5}$	0,0003 Нет	Нет 0,0002	$0,7-0,56 \\ 0,10$	[12] [16]
0,0001	0,001-0,2	»	Нет	0,15-0,47	По данным
0,001-0,1	Нет	0,0001-0,001	0,0001-0,001	До 38,5	[2]
	0,001—1,0	Нет	0,001-0,001	0,01-0,15	[21]
•					

Таблица 3

Содержание	редкөземельных	элементов	B	фосфоритах и	ии	х метаморфических аналогах,	%
------------	----------------	-----------	---	--------------	----	-----------------------------	---

Компонен- ты	1	2	3	4	5	6	7
$P_{2}O_{b}$ $\Sigma TR_{2}O_{3}$ La Ce Pr Nd Sm Eu Gd Tb Dy No Er Tu Yb Lu	30,5 0,0535 30,0 Нет данных 6,3 17,6 4,4 1,06 Не опр. 0,65 Не опр. 0,7 Не опр. 0,38 2,0 Не опр.	$\begin{array}{c} 26,92\\ 0,025\\ 23,3\\ 26,3\\ 3,5\\ 11,7\\ 5,7\\ 0,6\\ 7,6\\ 0,9\\ 1,6\\ 5,7\\ 0,9\\ 4,4\\ 0,9\\ \end{array}$	Нет данных 0,030 18,8 26,7 6,0 20,4 6,8 2,5 5,3 0,6 4,9 1,2 2,5 0,6 2,4 0,3	$19,18 \\ 0,030 \\ 13,6 \\ 28,2 \\ 3,2 \\ 20,6 \\ 6,1 \\ 0,8 \\ 8,4 \\ 1,1 \\ 6,6 \\ 1,2 \\ 4,4 \\ 0,8 \\ 4,3 \\ 0,6 \\ 1,2$	31,11 0,111 32,2 23,6 3,7 22,9 4,1 0,6 4,8 0,6 4,8 0,6 4,5 0,5 2,1 0,2 1,1 0,1	37,83 0,031 29,0 21,2 3,8 10,1 5,5 0,7 8,4 0,9 7,2 2,0 5,7 0,9 4,1 0,1	$\begin{array}{c} 40,11\\ 0,032\\ 21,2\\ 40,5\\ 3,5\\ 21,2\\ 3,3\\ 0,6\\ 2,9\\ 0,6\\ 2,5\\ 0,4\\ 1,2\\ 0,2\\ 1,7\\ 0,2\\ \end{array}$

Примечание. 1—7 — месторождення, из которых взяты пробы. 1 — Фосфордя (США), фосфордиты, пермь [4]; 2 — Сейбинское м-ние (СССР), фосфордиты, рифей — кембрий [17]; 3 — Хубсугульский бассейн (МНР), фосфордиты, нижний кембрий [10]; 4 — Сантилен (Тува, СССР), метамосфизованные фосфо риты, рифей [17]; 5 — Каратау (СССР), метамосфизованные фосфордиты, нижний кембрий [17]; 6 — Даориты, рифей [17]; 5 — Каратау (СССР), метамосфизованные фосфордиты, нижний кембрий [17]; 6 — Даокай (СРВ), апатиты, кембрий — ордовик [17]; 7 — Слюдянка (Ю-З Прибайкалье, СССР), апатиты, аркей [17]. Анализировались штуфные пробы и концентраты фосфатного вещества.

Дальнейшее изучение элементов-примесей и других геохимических особенностей первично-осадочных апатитоносных отложений докембрия является одним из важных путей выяснения условий древнейшего в истории Земли этапа морского фосфоритонакопления.

Литература

- 1. Берзина И. Г., Максимова И. Г., Тишкин А. И. О редких и радиоактивных элементах-примесях в апатитах из карбонатных пород архейского возраста. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 6, с. 90—95. 2. Боровская И. С., Мысякина В. С., Волкова Л. В. Рифейские фосфориты Сангилена
- (юго-восток Тувы). В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М.: Наука, 1966, с. 97—100. 3. Бушинский Г. И. Древние фосфориты Азии и их генезис. М.: Наука, 1966, с. 120—
- 1Ž2.
- 4. Бишинский Г. И. Формация Фосфория. М.: Наука, 1969, 103 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 201).
- 5. Васильева З. В. Минералогические особенности и химический состав апатита. В кн.: Апатиты. М.: Наука, 1968, с. 31—55. 6. Гапеев А. П., Смирнов А. И., Алленов Е. С. О метаморфических апатитовых поро-
- дах Малого Каратау.— В кн.: Апатиты. М.: Наука, 1968, с. 317—326.
- 7. Гиммельфарб Г. Б. Карбонатные отложения южной и юго-западной части Алданского щита. — Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. М.: ВГФ, 1971. 30 с.
- 8. Гуревич Б. Г. Фосфоритоносность рифей-нижнекембрийских отложений Центральной части Алтае-Саянской складчатой области: Автореф. дис. канд. геол. минерал. наук. М.: МГРИ, 1972. 31 с.
- 9. Ильин А. В. О генетической общности древних фосфоритов и осадочных руд триады элементов. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., Наука, 1973, с. 321—323. 10. Ильин А. В., Ратникова Г. И. О распределении редкоземельных элементов в фос-
- форитах Хубсугульского фосфоритоносного бассейна (MHP).— Геохимия, 1976, № 9, c. 1370—1374.
- 11. Калмыков А. Ф., Соколов А. С., Тушина А. М. Апатитовое месторождение Мау-Кок во Вьетнаме. В кн.: Геология месторождений фосфоритов. М.: Госгортехиздат, 1962, вып. 7, с. 139—191.
- 12. Михайлов А. С., Смилкстын А. О., Светлицкий Н. И., Суховехова М. В. Геологогеохимические особенности главнейших фосфоритоносных формаций Алтае-Саянской складчатой области. М.: Недра, 1970. 104 с. 13. Смирнов А. И. Вещественный состав и условия формирования основных типов фос-

- Смирнов А. И. Вещественный состав в условия формирования основных типов фос форитов. М.: Недра, 1972. 196 с.
 Трухачева А. Г. Петрография пластовых фосфоритов месторождения Чулак-Тау.— В кн.: Геология месторождений фосфатов. М.: Госгортехиздат, 1972, вып. 7, с. 5—41.
 Фридман Н. Г., Смирнов А. И., Залавина Т. П. Термохимическое обогащение фос-форитных руд Каратау. М., 1975, с. 142—162 (Тр. ГИГХС, вып. 30).
 Холодов В. Н. Редкие элементы в месторождениях фосфоритов.— В кн.: Геохимия, теохимическое транициональной иместорождениях фосфоритов.— В кн.: Геохимия,
- минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. III. М.: Наука, 1966, с. 685—704. 17. Холодов В. Н., Блисковский В. З. Геохимия элементов-примесей в фосфоритонос-
- ных формациях. В кн.: Литология фосфоритоносных отложений. М.: Наука, 1976,
- с. 29-42. 18. Холодов В. Н., Минеев Д. А. Редкие элементы в фосфоритах. (По матер. Всес. семинара по веществ. составу фосфоритов. Новосибирск, 1977). Наука, 1979. c. 46—65.
- 19. Юдин Н. И. Основные геологические закономерности развития древних фосфоритоносных отложений Сибири и поисковые критерии на фосфориты. В кн.: Рудоносность осадочных пород. М.: Наука, 1973, с. 76-90.
- Юдин Н. И. Метаморфизм раннедокембрийских фосфатоносных отложений Восточной Сибири.— В кн.: Метаморфогенное рудообразование раннего докембрия. Апатиты, 1980, с. 120—126.
- 21. Юдин Н. И., Арсеньев А. А. Фосфатоносность древних толщ юга Восточной Сибири. М.: Наука, 1970. 123 с.

ИЛС АН СССР Москва

Поступила в редакцию 18.II.1982 УДК 551.35

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА В МИРОВОМ ОКЕАНЕ

ЛЕВИН Л. Э., ВИРТА А. Н.

Анализ распределения мощности и формационного состава трех крупных комплексов осадочного чехла Мирового океана — среднеюрско-нижнемелового, верхнемелового — зоценового, олигоцен-плейстоценового (по данным глубоководного бурения) — позволил существенно детализировать представления об особенностях их строения. В пределах глубоководных котловин в каждом из комплексов выделяются так называемые аномальные ареалы, на которых распространены консолидированые породы континентального, мелководно-морского и глубоководного генезиса. В Тихом океане подобные ареалы связаны с системами глыбовых и вулканогенных поднятий, в Индийском и Атлантическом, напротив, тяготеют преимущественно к их окраинам, подвергшимся деструкции в ходе процесса океанообразования.

Данная статья имеет основной целью рассмотрение некоторых особенностей строения осадочного чехла (осадочной оболочки, по Ю. А. Косыгину) преимущественно в океанических котловинах по данным глубоководного бурения, что может иметь значение как для выяснения направленности тектонических движений в областях развития коры переходного и океанического типов, так и в связи с поисками нефти и газа.

Прежде всего следует отметить, что главной особенностью этой оболочки является наличие в ней двух подтипов: относительно гомогенного, представленного маломощными слоями осадков, накапливавшихся в глубоководной среде, и весьма гетерогенного, включающего в различных сочетаниях образования континентального, мелководно-морского и вулканогенного генезиса [2].

Влияние вулканизма на седиментацию в Мировом океане по форме оказывается весьма разнообразным — это образования базальтовых покровов слоя 2А глубоководных котловин, преимущественно андезитовый тип вулканогенно-осадочного литогенеза (в отличие от океанического базальтового) в краевых морях и районах океанических котловин, приближенных к островным дугам. Таким образом, в котловинах океанов и морей получают распространение не только осадочные, но и вулканогенно-осадочные отложения [1, 7].

Суммарная мощность осадочной оболочки определяется сочетанием циркумконтинентальной, тектонической и климатической зональности [6, 7].

Теоретическое положение о циркумконтинентальной зональности [9] нашло подтверждение в первой схеме распределения суммарной мощности осадочной оболочки в Мировом океане [5], а о тектонической и климатической зональности — в материалах глубоководного бурения и результатах их обобщения [10].

По материалам бурения с судна «Гломар Челленджер» в 1968— 1976 гг. (рейсы 1—51) было прослежено распространение в осадочной оболочке океанических котловин континентальных и мелководно-морских отложений различного возраста, что свидетельствовало о важной роли вертикальных движений при образовании океанов [13]. На основании этих данных было выработано понятие тектонической деструкции, поддержанное затем в других работах [8].

Ныне деструкция и ее противоположность — аккреция рассматриваются в качестве двух ведущих процессов в эволюции литосферы Земли,
а спрединг океанической коры оказывается лишь частной, хотя и весьма существенной по масштабам разновидностью деструкции [11, 12].

Новые данные глубоководного бурения (558 скважин), накопленные к 1982 г. [19, 20], позволяют еще раз детально проанализировать структуру трех крупных комплексов осадочной оболочки океанов: среднеюрско-нижнемелового, верхнемелового — эоценового и олигоцен-плейстоценового. Эти материалы были сопоставлены с аномалями магнитного поля океанов в принятой магнитостратиграфической шкале [18, 21, 22] и основными тектоническими элементами океанов, показанными на Тектонической карте Мира (М 1: 25 000 000) [15]⁴.

Особое внимание было обращено на выделение в разрезах скважин горизонтов, представленных консолидированными осадочными и вулканогенно-осадочными породами как глубоководного, так и иного генезиса. Подобные горизонты были установлены в 210 скважинах, тогда как неуплотненные осадки позднеюрско-плейстоценового возраста были вскрыты в остальных 348 скважинах. При этом 244 скважины вскрыли базальты океанической коры, а бурение 314 скважин прекращено в разновозрастных горизонтах чехла или, в редких случаях, в породах гранито-гнейсового фундамента краевых плато и континентальных склонов.

СТРОЕНИЕ КРУПНЫХ КОМПЛЕКСОВ ЧЕХЛА

Среднеюрско-нижнемеловой комплекс в глубоководных котловинах Тихого, Индийского и Атлантического океанов пройден 85 скважинами. В одной из них его слагают консолидированные породы континентального, в 36 — мелководно-морского и в 18 — глубоководного генезиса². Остальные 30 скважин вскрыли неуплотненные осадки. Отложения верхов средней юры обнаружены в трех скважинах — на плато Орфен (скв. 111) восточнее о. Ньюфаундленд, на Фолклендском плато (скв. 330) и у подножия континентального склона северо-западной Африки (скв. 544). Скважина 534 к востоку от п-ова Флорида вскрыла самые низы отложений келловейского яруса, залегающие непосредственно на толеитовых базальтах океанической коры. Все остальные скважины либо установили залегание верхнеюрских осадков на базальтах, либо не вскрыли их подошвы. Из изложенного следует, что комплекс представлен главным образом отложениями позднеюрско-раннемелового времени и только условно может быть назван среднеюрским. Тем более, что упомянутые выше три скважины расположены на опущенных блоках коры континентального и переходного типов.

Распространение комплекса в океанах крайне ограничено. Оно устанавливается по скважинам и 34-й аномалии магнитного поля возрастом порядка 70 млн. лет. В ареалах распространения комплекса прослежены и так называемые мезозойские аномалии магнитного поля с индексами от М-1 до М-31. Последнее дает возможность по аномалии М-15 проследить границу распространения осадков юрского возраста и соответственно выделить области развития сокращенного — только нижнемелового и полного верхнеюрско-нижнемелового разреза комплекса (фиг. 1).

В Тихом океане ареал распространения комплекса приурочен к протяженной, вытянутой в субмеридиональном направлении зоне. Последняя ограничена на востоке областью развития океанической коры послераннемелового возраста, а на западе глубоководными желобами: Алеутским, Курило-Камчатско-Японским, Идзу-Бонинским, Западно-Меланезийским, Витязя, Кермадек-Тонга. Помимо того, что породы комплекса отсутствуют за пределами этой зоны (в том числе и в Каролинской котловине), местами их нет и внутри ее: на грядах вулканогенных хребтов островов Феникс и Маршалловых и на сопредельных районах глу-

¹ Карта составлена сотрудниками МГУ им. Ломоносова и НИИзарубежгеологии (авторы В. Е. Хаин, Л. Э. Левин, Ю. Я. Кузнецов, редактор В. Е. Хаин).

² К ним же относятся подводно-оползневые глыбы олистостром и гемипелагические образования типа «черных сланцев».



Фиг. 1. Схема строения среднеюрско-нижнемелового комплекса. 1— области отсутствия отложений комплекса, 2 трансформные и другие разломы. Формации: 3— континентальная, 4— терригенная мелководно-морская, 5— карбонатная мелководно-морская, 6— рифовая субформация, 7— терригенная, глубоководная, 8— карбонатная глубоководная, 9 кремнисто-терригенная и кремнисто-карбонатная глубоководные, 10— вулканогенно-осадочная, терригенная и карбонатная глубоководные, 11— шелочная базальтовая, 12— риолитовая, 13— ареалы распространения уплотненных глубоководных осадков

ооководных котловин. Мощность комплекса в рассматриваемой зоне минимальна — от 0,1 до 0,5 км. В составе комплекса преобладают формации глубоководного генезиса — в центральной части зоны карбонатная и карбонатно-кремнистая, на севере и юге — терригенная. Ареал развития глубоководной вулканогенно-осадочной терригенной формации как бы обрамляет с востока внутреннюю область отсутствия среднеюрсконижнемеловых отложений в районе островов Феникс и Маршалловых. Эта формация выделяется по наличию в толще осадков многочисленных прослоев пепла.

Породы мелководно-морского генезиса вскрыты бурением на различных по типу поднятиях в структуре ложа океана. На северной оконечности Гавайского хребта развиты плотные известняки, альба, залегающие на трахитах (скв. 465); на поднятии Манихики — вулканомиктовые песчаники и известняки баррема — альба (скв. 317), на плато Онтонг-Джава — туфогенные известняки апта — альба, перекрывающие толеитовые базальты (скв. 288). К югу от плато Онтонг-Джава на о. Малаита в Соломоновом архипелаге толеитовые базальты переслаиваются с карбонатными и терригенными породами. Общая мощность нижнемелового разреза достигает здесь 1,5 км, и он рассматривается в качестве фрагмента второго слоя океанической коры, претерпевшего обдукцию [14].

Сложнее обстановка на поднятии Магеллана. Здесь в скв. 167 были вскрыты плотные известняки (в отдельных прослоях туфогенные) позднетитонско-коньякского возраста. Они залегают на брекчированных, измененных базальтах, более щелочных, чем толеиты срединных хребтов [16]. Прямых признаков мелководной обстановки обнаружено не было, но находки фораминифер подсемейства Nodosariinae указывают на условия внешнего шельфа или верхней батиали. Следовательно, первоначальная глубина моря могла быть максимум от 400 до 700 м, а суммарное погружение с начала мелового времени (за 135 млн. лет) составило 3300 м. Таково заключение о палеобатиметрии на поднятии Магеллана [19, v. 17].

Таким образом, рассматриваемые отложения отвечают карбонатной, терригенной вулканогенно-осадочной и карбонатной вулканогенно-осадочной формациям, а также характеризуются иногда залеганием на породах щелочной базальтовой формации, отличной от океанических толеитов.

В двух случаях на основании петрофизических свойств пород устанавливаются ареалы распространения измененных глубоководных осадков, превращенных в процессе диагенеза в консолидированные породы³. По составу они отвечают карбонатно-кремнистой формации. Один из ареалов обрамляет с севера плато Онтонг-Джава (скв. 289), а другой с северо-востока — область отсутствия отложений комплекса в районе поднятия Маршалловых островов (скв. 463). При этом латеральные ряды формаций оказываются почти идентичными: 1) карбонатная вулканогенно-осадочная мелководная → карбонатно-кремнистая глубоководная → карбонатно-глубоководная; 2) карбонатно-кремнистая глубоководная → карбонатная глубоководная. В обоих рядах обнаруживается удаление районов собственно осадочной седиментации от зон активного вулканизма.

Отмеченные особенности формационного состава и диагенеза осадков свидетельствуют о том, что верхнеюрско-нижнемеловой комплекс на западе ложа Тихого океана участвует в строении двух генетических подтипов седиментационных бассейнов — внутриокеанического, гомогенного осадочного и внутриокеанического, гетерогенного осадочно-породного. Наибольшими размерами и сложностью строения во втором подтипе отличается бассейн плато Онтонг-Джава, имеющий продолжение в зоне Соломоновых островов.

³ Здесь и далее под диагенетически измененными понимаются отложения со следующими параметрами: плотность >2,2 г/см³; скорость распространения сейсмических волн >2,3 км/с; пористость <40%.

В Индийском и Атлантическом океанах ареалы распространения комплекса локализуются в краевых зонах развития океанической коры допозднемелового возраста. На большей центральной части этих океанов, где разрастание океанической коры в соответствии с теорией спрединга происходило в позднем мелу — кайнозое, отложения комплекса отсутствуют. Мощности комплекса в котловинах идентичны тем, которые установлены на западе Тихого океана, но увеличиваются до 1 км и более в сторону континентального подножия, где в соответствии с циркумконтинентальной зональностью комплекс принимает участие в строении осадочного чехла периокеанических прогибов⁴. На фоне этой зональности отчетливо прослеживаются и поперечные дислокации в строении комплекса, которые контролируются трансформными разломами.

Породы мелководно-морского генезиса вскрыты бурением в двух различных структурных положениях. Они встречены на различного типа поднятиях: на краевом плато Натуралист к юго-западу от Австралии (скв. 258); на юге Атлантики на Фолклендском краевом плато (скв. 327, 330) и хребте Китовом (скв. 363), на плато Сан-Пауло (скв. 356); на востоке Атлантики вблизи Канарских островов (скв. 397); на северозападе Атлантики в пределах сложнорасчлененного Блейк-Багамского плато (скв. 99, 100, 101, 105, 390, 391, 392). Эти отложения установлены также в глубоководных котловинах: Западно-Австралийской (скв. 263), Капской (скв. 361), Ангольской (скв. 376); Северо-Американской (скв. 386, 384, 387); в котловине Сигсби в Мексиканском заливе, где, в частности, они обнаружены в кепроке соляного купола (скв. 2), в подножии континентального склона северо-западной Африки (скв. 544), на севере Канарской котловины, вблизи островов Мадейра (скв. 415, 416), в Иберийской котловине (скв. 398Д), на континентальном склоне Бискайского залива и собственно в его глубоководной части (скв. 400, 401, 402).

Таким образом, видим, что рассматриваемые отложения залегают в современных океанах на коре различного типа: континентальной (плато Натуралист, Фолклендское); переходной (Блейк-Багамское плато, Бискайский залив и др.); океанической в перечисленных глубоководных котловинах.

На фоне отмеченных особенностей в распространении мелководноморских отложений для Индийского и Атлантического океанов устанавливаются и другие черты различия в строении комплекса. Они заключаются в преобладающем развитии в Индийском океане терригенной формации и подчиненном — вулканогенно-осадочной терригенной. Последняя тяготеет к районам активного внутриокеанического вулканизма в Мозамбикском проливе. Напротив, в Атлантическом океане выявляется преобладание карбонатной формации и отсутствие вулканогенноосадочной. Терригенная формация характеризует разрез комплекса лишь на юге и севере Атлантического океана в районах котловин Аргентинской, Агульяс, Капской и Северо-Американской. В единственном случае (скв. 111, плато Орфен) вскрыты породы грубообломочной континентальной формации. При этом в ряде районов — плато Блейк и Фолклендское, юго-восток континентального подножия Ангольской котловины — в рассматриваемом комплексе формации мелководно-морского генезиса вверх по разрезу замещаются глубоководными (скв. 330, 390, 363, 401 и др.).

Особое значение в теоретическом и практическом аспектах имеет позиция рифовой формации и ныне выявленных бурением ареалов измененных пород глубоководного генезиса.

Породы рифовой формации позднеюрско-раннемелового возраста в Атлантике как бы кольцом обрамляют котловину Сигсби и протягиваются к юго-востоку и северо-востоку на шельф Кубы и Северо-Американского континента [24]. На шельфе Мексики элементами отмеченной ри-

⁴ В осевых зонах периокеанических прогибов величина мощности комплекса значительно выше, но материалы сейсмических работ для среднеюрско-нижнемелового и верхнемелового — эоценового комплекса в данной статье не рассматриваются.

фовой формации являются так называемые «Золотой пояс» и тренд Ля Реформа, представляющие собой крупнейшие зоны нефтегазонакопления. Породы этой формации выявлены вдоль всего континентального склона вплоть до о. Ньюфаундленд и затем далее к востоку в пределах одноименной глубоководной котловины. Здесь они представлены рифовыми известняками с редкими прослоями глин и алевролитов баррем-среднеальбского возраста мощностью 120 м (скв. 384). Не исключено, что породы рифовой формации непосредственно сопряжены с опущенным ныне на абиссальные глубины плато Орфен.

Ареалы диагенетически измененных осадков глубоководного генезиса прослеживаются на востоке Западно-Австралийской котловины, на востоке Канарской котловины и в пределах Северо-Американской котловины, где они распространены в пределах Бермудского поднятия. В первом случае степень уплотнения пород незначительна, разрез сложен цеолитовыми карбонатными глинами, т. е. это образования терригенной формации (скв. 259, 260, 261); во втором — образования карбонатной формации - известняки, мергели и алевролиты оксфорд-альбского возраста мощностью 426 м (скв. 367) и известковистые глины альба мощностью 66,5 м (скв. 369); в третьем — образования терригенной формации - глины с прослоями радиоляритового песка альбского возраста мощностью 140 м (скв. 386) и известняки с прослоями глин берриаса — альба мощностью 256 м (скв. 387). Однако нельзя утверждать, что подобные ареалы отсутствуют в аналогичной тектонической обстановке в других местах, где разрез комплекса еще не вскрыт бурением.

Отмеченные особенности свидетельствуют о двух обстоятельствах: во-первых, о существенном по площади продолжении периокеанических осадочно-породных бассейнов в пределах глубоководных котловин, вовторых, о закономерном от котловин к шельфу латеральном ряде формаций, представленном глубоководными карбонатной и терригенной формациями — ими же измененными — мелководно-морскими терригенной и карбонатной.

Верхнемеловой — эоценовый комплекс в глубоководных котловинах Тихого, Индийского и Атлантического океанов, а также некоторых краевых морях — Коралловом, Тасмановом, Карибском, Скоша пройден 253 скважинами. В трех из них его слагают консолидированные породы континентального, в 41 — мелководно-морского и накопившиеся в условиях батиали, в 55 — глубоководного генезиса. Остальные 154 скважины вскрыли неуплотненные осадки. В отличие от предыдущего рассматриваемый комплекс залегает на весьма гетерогенной поверхности в области океанической коры дораннемелового возраста на более древних осадочных и вулканогенно-осадочных отложениях, а в области океанической коры — позднемелового — эоценового возраста — непосредственно на толеитовых базальтах второго слоя.

Распространение комплекса контролируется 13-й аномалией магнитного поля возрастом 37 млн. лет, что повсеместно подтверждено скважинами. Особенности строения и залегания определяются тремя параметрами: 1 — отсутствием осадков комплекса в области послеэоценового разрастания океанической коры, отвечающей зоне внутриокеанических подвижных поясов; 2 — наличием участков внутри областей развития комплекса, где отложения отсутствуют, что, вероятно, обусловлено вторичной тектоно-магматической деструкцией океанической коры; 3 — отсутствием отложений эоценового возраста на обширной площади в Тихом океане и небольших участках в Индийском и Атлантическом океанах вследствие перерыва в седиментации. Последнее приводит к непосредственному контакту вышележащего олигоцен-плейстоценового комплекса с доэоценовыми горизонтами палеоцена, а порой и верхнего мела (фиг. 2).

В пределах Тихого океана и его краевых морей отложения комплекса присутствуют в разрезе на обширной площади к западу от Восточно-Тихоокеанского хребта и на отдельных небольших участках к востоку и



Фиг. 2. Схема строения верхнемелового — эоценового комплекса Условные обозначения см. на фиг. 1

югу от него. В краевых морях они распространены в Алеутской, на севере Западно-Филиппинской, Коралловоморской, Тасмановой котловинах и в море Скоша. Протяженная субмеридиональная зона предполагаемого вторичного отсутствия отложений протягивается от поднятия Шатского и его западного обрамления через Филиппинское море, Коралинскую котловину, Ново-Гвинейское и Соломоново моря, восток, Кораллового моря к Южно-Фиджийской котловине включительно.

Мощность комплекса на подавляющей части площади несколько меньше, чем среднеюрско-нижнемелового. Они изменяются от 0,1 до 0,25 км и только в зонах рифтогенных прогибов на западе Кораллового моря и в пределах Ново-Зеландского плато увеличиваются до 2—4 км [25]. В распределении мощности отчетливо отражены крупные структурные элементы ложа Тихого океана — глыбовые и вулканогенные поднятия, сдвиги по трансформным разломам. На фоне отмеченных структурных соотношений важно и начало влияния на седиментацию субширотной климатической зональности.

Из широкого спектра формаций, присутствующих в составе комплекса, преимущественно распространены три — глубоководные терригенная и карбонатная, мелководно-морская карбонатная. Первая из них характерна для трех обширных ареалов — северо-восточного, центрального и западного.

Северо-восточный ареал располагается между областью олигоценплейстоценовой океанической коры и цепью Императорских гор к северу от экваториальной зоны. Центральный ареал охватывает обширный, вытянутый в субмеридиональном направлении регион от поднятия Обручева на севере до хребта Маккуори на юге. Соответственно его восточным обрамлением являются системы вулканогенных хребтов вдоль Великого Тихоокеанского геораздела, выделенного Л. И. Красным, а западным — ареал распространения глубоководной вулканогенно-осадочной формации, как бы сопровождающий островные дуги. Западный ареал отражает специфику седиментации в пределах морей Тасманова, Фиджи и Филиппинского. В сущности в первых двух случаях он является продолжением центрального ареала.

Ареалы распространения глубоководной карбонатной формации занимают две основные структурные позиции: первая — северо-западной ориентировки — является разделом между северо-западным и центральным ареалами глубоководной терригенной формации, вторая — отвечает плато Капингамаранги и области его глубоководного обрамления.

Для ареалов формаций мелководно-морского генезиса также характерна вполне закономерная структурная позиция. Все они связаны со сводовыми поднятиями ложа океана и системами вулканогенных хребтов. На сводовом поднятии, вытянутом вдоль желоба Тонга распространены вулканогенные песчаники и конгломераты, а также андезито-базальтовый туф (мощность 58 м), датируемые верхами мела — палеоценом (скв. 204); на вулканогенном хребте Лайн — рифовые известняки кампана — маастрихта вскрытой мощностью 34 (скв. 156) и 100 м (скв. 462), цеолитовые глины и известняки эоцена вскрытой мощностью 25 м (скв. 314); на Гавайском хребте—вулканогенные песчаники и конгломераты палеоцена — эоцена вскрытой мощностью 42 м (скв. 432) и рифовый известняк палеоцена (скв. 433); на хребте Оки-Даито — конгломераты и песчаники эоцена вскрытой мощностью 42 м; на хребте Лорд-Хау в Тасмановом море мелководные песчаники маастрихта залегают на риолитах, изливавшихся в субаэральной обстановке (скв. 207); две скважины на гайотах установили их погружение с начала палеоцена (скв. 171) и середины эоцена (скв. 200). Отсюда в латеральном направлении от котловин к упомянутым хребтам и поднятиям устанавливается замещение глубоководной карбонатной формации мелководно-морской, зачастую представленной рифовой субформацией. Вертикальный ряд формаций для поднятий во внутренней области Тихого океана в наиболее полном выражении иной: щелочная базальтовая→мелководно-морская карбонатная—>мелководно-морская вулканогенно-осадочная терригенная.

Отложения мелководно-морского генезиса на некоторых поднятиях и хребтах обрамлены ареалами распространения измененных глубоководных, преимущественно карбонатных формаций. Вдоль хребта Лайн они представлены слоями уплотненного мела с редкими прослоями вулканомиктовых песчаников, которые характеризуются относительно широким стратиграфическим интервалом от сантона до эоцена включительно (скв. 163, 315, 316); далее к востоку от хребта Лайн — двумя ареалами кремнистых известняков эоценового возраста (скв. 71, 72, 73); вдоль хребта Феникс — верхнемеловым карбонатным туфом (скв. 199).

Иная обстановка на поднятии Манихики и плато Онтонг-Джава. В первом случае уплотненные известняки среднего эоцена мощностью 300 м непосредственно перекрывают мелководно-морские отложения баррема — альба (скв. 317). Во втором — аналогичные известняки, прослоями кремнистые (мощность 260 м), возраст которых кампан-эоценовый (скв. 289), также залегают на образованиях мелководно-морского генезиса нижележащего комплекса.

Таким образом, подобно среднеюрско-нижнемеловому для верхнемелового — эоценового комплекса в пределах ложа Тихого океана устанавливается наличие двух генетических подтипов седиментационных бассейнов — внутриокеанического осадочного и внутриокеанического осадочно-породного. При этом на плато Онтонг-Джава и на поднятии Манихики для обоих комплексов устанавливается пространственное совпадение разновозрастных и генетически различных осадочно-породных бассейнов.

В Атлантическом и Индийском океанах ареалы распространения комплекса охватывают обширные площади глубоководных котловин, вплоть до подножия склонов внутриокеанических хребтов — Индоокеанских, Срединно-Атлантического. Внутренние области отсутствия отложений комплекса в котловинах единичны. Они обнаруживаются в Западно-Австралийской котловине, а также на севере Атлантического океана, причем почти повсеместно связаны с молодыми вулканогенными хребтами (Канарские острова, о. Мадейра, Бермудское поднятие и др.).

Мощности комплекса в котловинах, как и для среднеюрско-нижнемелового комплекса, идентичны отмеченным для Тихого океана, т. е. 0,1— 0,25 км. Они увеличиваются в осевой зоне периокеанических прогибов, превышая 1 км, и по сейсмическим данным достигают здесь 2—4 км. На фоне циркумконтинентальной зональности сохраняются и даже усиливаются (по сравнению с более древним комплексом) поперечные дислокации, контролируемые трансформными разломами.

В глубоководных котловинах некоторых краевых морей — Кораллового, Тасманова, Карибского, Мексиканском заливе — зоны увеличенной до 2—5 км мощности комплекса, как и в океанических котловинах, тяготеют к подножию континентального склона.

В формационном составе, напротив, намечаются существенные отличия от среднеюрско-нижнемелового комплекса. Они заключаются в преобладании формаций глубоководного генезиса и относительно редких случаях появления в разрезе чехла котловин континентальных, прибрежных и мелководно-морских образований. Первые два выявлены лишь в трех случаях — в центральной части хребта Девяностого градуса в Индийском океане (скв. 214), на Фареро-Исландском пороге в Атлантическом океане (скв. 336, 352) и на поднятии Роколл (скв. 403, 404). Третьи также связаны с генетически разными поднятиями в структуре ложа океанов: в Индийском океане — с глыбовым хребтом Девяностого градуса (скв. 216, 217, 253) и краевым плато Миля (скв. 281); в Атлантическом — с хребтами Китовый (скв. 359, 525—529), Риу-Гранди (скв. 21, 357, 515, 516), Роколл (скв. 403, 404), Ян-Майнен (скв. 349), в Карибском море с хребтом Авес и разрезами Венесуэльской и Колумбийской котловин (скв. 146, 141, 152, 153). В последних двух случаях они являются низами слоя 2А этих котловин, аналоги которого выявлены на юге Гаити и Кубы, так называемые формация Думиссау и свита Эль-Кобре [17, 23].

Подобные отложения вскрыты также на западе Сомалийской котловины (скв. 241), где представлены пластами известняков и песчаников турон-кампанского возраста со вскрытой мощностью 554 м; в Северо-Американской котловине к югу от о. Ньюфаундленд (скв. 98), где им отвечают рифовые известняки сантона — кампана вскрытой мощностью 107 м. Здесь и на краевом плато Блейк породы рифовой формации представляют верхний элемент рассмотренного выше верхнеюрско-нижнемелового барьерного рифа, развитие которого на отдельных участках происходило до позднемеловой эпохи включительно.

Циркумконтинентальная зональность седиментации кроме мощностей отражена и в распределении типов глубоководных формаций. В центральных областях котловин, вблизи склонов внутриокеанических хребтов, повсеместно распространена карбонатная формация, которая в направлении к континентам замещается опять-таки глубоководной терригенной формацией. Некоторое усложнение в отмеченную закономерность вносит лишь глубоководная вулканогенно-осадочная формация ее небольшие по площади ареалы локализуются вблизи вулканогенных хребтов (фиг. 2).

Ареалы распространения диагенетически измененных осадков располагаются преимущественно в пределах полей как терригенной, так и карбонатной формаций. При общем их тяготении к подножию континентального склона в распределении по площади намечаются некоторые отличия от среднеюрско-нижнемелового комплекса. Они заключаются как в сокращении размеров этих ареалов, так и в появлении новых, неизвестных для более древних образований. Отличия, по-видимому, обусловлены двумя причинами — генетической и формальной. С одной стороны, прогрессивным остыванием доолигоценовой океанической коры от среднеюрской до эоценовой эпохи включительно, а с другой значительно большим числом скважин, вскрывших рассматриваемый комплекс, по сравнению со среднеюрско-нижнемеловым.

В Индийском океане такие ареалы выявлены вдоль хребтов Чейн-Меррей и Мальдивского (скв. 219, 223), в Сомалийской и Мадагаскарской котловинах (скв. 237, 239, 240), но одновременно площадь распросреднеюрско-нижнемелового странения нижележащего комплекса у подножия континентального склона Западной Австралии существенно сокращена, поскольку уплотненные глубоководные осадки могут быть выделены только в одной скважине (скв. 258). В Атлантическом океане неизвестные ранее ареалы охватывают Аргентинскую котловину (скв. 356, 358), восток Ангольской и Капской котловин (скв. 361, 362, 364), запад Гвианской котловины (скв. 354), районы островов Зеленого Мыса и о. Мадейра (скв. 366, 370), плато Роколл (скв. 385), юго-восток Лабрадорской котловины (скв. 111), отмечается в Лофотенской котловине (скв. 343). Однако, напротив, существенно сокращена по сравнению со среднеюрско-нижнемеловым комплексом площадь этих ареалов на востоке Канарской котловины и в Северо-Американской котловине.

В пределах ареалов измененных пород выделяются три группы формаций: карбонатная, которая распространена на Маскаренском хребте и плато Натуралист, а также в котловинах Мадагаскарской, Аргентинской, Ангольской, Гвианской, Канарской и Лабрадорской; терригенная на хребтах Мальдивском и Меррей, в Сомалийской, Капской и Лофотенской котловинах и на Бермудском плато; вулканогенно-осадочная, представленная переслаиванием обломочных пород с покровами базальтов на плато Роколл. При этом тектоническая позиция отдельных ареалов (в Лабрадорской котловине, на поднятиях Риу-Гранди и Сан-Пауло) характеризуется их приуроченностью к районам седиментации в континентальной и мелководно-морской обстановках на предыдущем, позднеюрско-раннемеловом этапе.

Совместное рассмотрение особенностей строения и формационного состава двух комплексов дает основание для определения контуров пе-

риокеанических осадочно-породных бассейнов в пределах глубоководных котловин. Эти контуры протягиваются далеко вглубь котловин от подножия континентального склона, хотя и оказываются несколько различными для каждого из комплексов в отдельности. Латеральный ряд формаций от котловин к шельфу для каждого комплекса представляется в следующем виде: глубоководная карбонатная — глубоководная терригенная — она же измененная — мелководно-морская терриген-Таким ная, карбонатная И вулканогенно-осадочная. образом, как и в предыдущем комплексе, осадочно-породные бассейны в океанических котловинах замещаются областями распространения неуплотненных и слабоуплотненных осадков.

Олигоцен-плейстоценовый комплекс выделяется преимущественным распространением неуплотненных осадков. Консолидированные породы мелководно-морского генезиса и накопившиеся в условиях батиали обнаружены в 35, а глубоководные измененные — в 21 скважинах. Общая тенденция сокращения ареалов развития глубоководных измененных и мелководно-морских отложений от более древних к самому молодому комплексу находится в строгом соответствии с общей направленностью океанообразования от среднеюрской до современной эпохи.

Комплекс в отличие от нижележащих распространен почти на всей площади Мирового океана. Из 558 скважин только в 11 установлены непосредственные выходы на поверхность морского дна доолигоценовых образований. Осадки комплекса залегают на весьма гетерогенной поверхности — в области доолигоценовой океанической коры на разновозрастных более древних осадочных и вулканогенно-осадочных отложениях, в частности на обширных площадях, где отсутствует эоцен, они лежат не только на осадках палеоцена, но иногда и верхнего мела, а в области олигоцен-плейстоценовой океанической коры, отвечающей в океанах внутриокеаническим подвижным поясам, — непосредственно на базальтах второго слоя. Отличительная черта комплекса — крайне сложное распределение мощности, варьирующей от 0,1 до 4—6 км, а в исключительных случаях до 10—12 км и более (фиг. 3).

По особенностям строения рассматриваемого комплекса отчетливо выделяются четыре области: внутренних частей океанов, охватывающая срединные хребты и глубоководные котловины; современных активных океанических окраин (имеются в виду также система внутренних морей в Тихоокеанском сегменте и отдельные внутренние моря на западе Средиземноморского пояса); преимущественно древних активных океанических окраин (окраинные моря на западе Средиземноморского пояса и Мексиканский залив); пассивных океанических окраин.

В строении комплекса во внутренних областях океанов обнаруживаются черты сходства и различия. Сходство заключается в малых значениях его мощности, нарастающей от 0,1 км вблизи осевой зоны срединных хребтов до 0,5, изредка 1 км в глубоководных котловинах. Сокращение мощности до 0,1 км, а порой и полное отсутствие отложений комплекса, намечается также на глыбовых и вулканических хребтах. Различие определяется влиянием на изменение мощности отложений в Тихом океане выделенной А. П. Лисицыным субширотной климатической зоны, тогда как в Индийском и Атлантическом океанах обнаруживается существенная зависимость мощности от горизонтальных перемещений блоков океанической коры по трансформным разломам.

В области современной активной океанической окраины строение комплекса контролируется принадлежностью его двум существенно различным тектоническим зонам — системам островных дуг и котловинам внутренних морей. В районах островных дуг происходит замещение осадочных и вулканогенно-осадочных формаций чехла внутренних морей и внутридуговых котловин одновозрастными, преимущественно вулканогенными формациями суммарной мощностью до 2—4 км. Внутренние моря характеризуются повышенной до 2—6 км мощностью комплексов на шельфе и ее сокращением до 0,2—0,5 км к осям спрединга в глубоководных котловинах. Мощность находится также в зависимости от воз-



Фиг. 3. Схема распределения мощности олигоцен-плейстоценового комплекса 1 — области отсутствия комплекса, 2 — послезоценовая океаническая кора в срединных зонах внутриокеанических хребтов с прерывистым распространением осадков комплекса, 3 — трансформные разломы. Мощность: 4 — <0,25 км; 5 — 0,25—0,5 км; 6 — 0,5—1 км; 7 — 1—2 км; 8 — 2—4 км; 9 — >4 км

раста коры в котловинах — позднемезозойско-раннекайнозойского и позднекайнозойского.

Окраинные моря выделяются по резкому увеличению мощности рассматриваемого комплекса до 4—6, иногда 10 км и более, в сторону глубоководных котловин, а также по преобладанию в его составе терригенных и хемогенных формаций.

В области пассивных окраин Индийского и Атлантического океанов комплекс является составным элементом строения системы периокеанических прогибов. На шельфе его мощность минимальна, а порой он отсутствует. Существенное возрастание мощности до 1—2 км происходит на континентальном склоне, причем максимальная мощность до 4—6 км установлена вблизи дельт крупных рек. Ориентировка зон повышенной мощности либо согласная с простиранием континентального склона, либо дискордантная.

В отличие от закономерностей изменения мощности комплекса распределение типов глубоководных формаций подчиняется единой для всех океанов климатической зональности. Экваториальные области океанов заняты полями почти сплошного распространения карбонатной формации, а гумидные — терригенной. Климатическая зональность нарушается, а точнее, осложнена, лишь вблизи районов активного кайнозойского вулканизма — островных дуг и внутриокеанических вулканогенных хребтов. Терригенная и карбонатная формации здесь замещаются глубоководными вулканогенно-осадочными формациями. Вблизи внутриокеанических вулканогенных хребтов и поднятий иного типа наблюдается смена глубоководной карбонатной формации мелководно-морской рифовой.

Мелководно-морские отложения данного комплекса более характерны для окраинных и внутренних морей, чем для океанических пространств. Так, например, в Средиземном море они представлены отложениями миоцена, иногда эвапоритовыми (скв. 371, 372, 374, 375, 376, 378), в Красном море — эвапоритами миоцена (скв. 225, 227), в Аденском заливе — песчаниками миоцена (скв. 232), в Тиморском море — ракушняками плейстоцена (скв. 262), в море Росса — песками олигоцена (скв. 270—272), в Калифорнийском заливе в подножии континентального склона вскрыты конгломераты плиоценового возраста, залегающие на гранитах (скв. 475, 476). Следует упомянуть аналогичные отложения, обнаруженные бурением в зонах островных и горных дуг, а также некоторых краевых плато: в районе Японской дуги — терригенные слои миоцена (скв. 438, 439); Алеутской дуги — также слои позднего миоце-(скв. 184, 189); хребта Палау-Кюсю — вулканиты на олигоцена (скв. 296); западного шельфа и склона Центральной Америки — горизонты глин, песков, гравия раннемиоценового — раннеплиоценового возраста (скв. 489-493); поднятия Риу-Гранди (скв. 515, 517); хребта Китовый (скв. 519, 520).

Существенное уплотнение и консолидация глубоководных осадков для олигоцен-плейстоценового комплекса не характерны. Отдельные случаи такого изменения, установленные, например, в котловинах Каролинской (скв. 62, 63) и Беллинсгаузена (скв. 325), касаются только самых нижних горизонтов (мощностью первые десятки метров) комплекса, залегающих непосредственно на базальтах океанической коры. Эти случаи не дают основания для выделения ареалов распространения измененных глубоководных осадков. Отсюда следует, что выделение осадочнопородных бассейнов в составе олигоцен-плейстоценового комплекса возможно лишь тогда, когда его мощность превышает 1-2 км. Подобная обстановка имеет место в системах островных и горных дуг (максимальная мощность до 18 км в Калифорнийском бассейне), во многих котловинах окраинных и внутренних морей (максимальная мощность комплекса более 10-12 км в Южно-Каспийской котловине, 6-7 км в Черноморской, более 6 км в Мексиканском заливе, до 8-10 км на юге Карибского моря, свыше 10 км в отдельных блоках Левантийской котловины),

6*

в системах периокеанических прогибов (максимальная мощность свыше 6 км в Амазонском, Гвинейском, Бенгальском прогибах).

В целом строение олигоцен-плейстоценового комплекса находится в зависимости от ряда факторов: направленности тектонических движений и возраста океанической коры, влияния климатической зональности на седиментацию, пространственного положения дельт крупных рек, вулканизма в современных и древних океанических окраинах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Попытка раздельного анализа строения трех крупных комплексов осадочной оболочки океанов и некоторых краевых морей позволила существенно детализировать представления о тектонической позиции в каждом из них ее гетерогенного подтипа, представленного консолидированными породами. Существенно новое в рассматриваемом вопросе выявление участия в составе этого подтипа пород не только континентального и мелководно-морского, но и глубоководного генезиса.

Основное различие между среднеюрско-нижнемеловым и верхнемеловым — эоценовым комплексом, с одной стороны, и олигоцен-плейстоценовым — с другой, заключается в том, что в двух нижних комплексах рассматриваемые ареалы распространения пород различного генезиса не только пространственно совпадают, но и порой наследуют друг друга во времени, т. е. ареалы уплотненных глубоководных отложений в верхнемеловом — эоценовом комплексе располагаются над участками мелководно-морской седиментации в позднеюрско-раннемеловую эпохи. Подмеченная особенность по принципу обратной связи способствует прогнозированию ареалов распространения мелководно-морских отложений (или почти наверняка уплотненных глубоководных) в верхнеюрсконижнемеловом комплексе с учетом контуров распространения океанической коры допозднемелового возраста.

В олигоцен-плейстоценовом комплексе ареалы развития консолидированных пород связаны главным образом с районами лавинной седиментации. В молодых океанах — Атлантическом И Индийском — эти ареалы располагаются преимущественно в области деструкции бывшей континентальной коры на их океанах, что подтверждает выводы о важной роли вертикальных движений при образовании океанов [13]. В относительно более древнем Тихом океане обнаруживается взаимосвязь этих ареалов с внутренней его областью, где деструкции подверглась не континентальная, а океаническая кора, как это и предусмотрено механизмом внутриплитового тектогенеза [4]. Более того, деструкция здесь сопровождается аккрецией пластин океанической коры, что получило отражение в проявлениях щелочного базальтового магматизма, отличного от толеитового магматизма срединных хребтов. Отсюда следует невыделения внутриокеанических деструктивно-аккреционобходимость ных блоков или призм, к категории которых в Тихом океане принадлежат и некоторые геоблоки, в понимании Л. И. Красного [3].

В нефтегазоносном отношении различие в тектонической позиции ареалов распространения консолидированных пород в разных океанах заключается в их сопряжении с крупными очагами нефтегазообразования в осевых зонах периокеанических прогибов в Индийском и Атлантическом океанах и, напротив, отсутствии такого сопряжения в Тихом океане.

Литература

- 1. Дзоценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М.: Нед-
- ра, 1969. 344 с. 2. Косыгин Ю. А. Тектоника. М.: Недра, 1969. 616 с. 3. Красный Л. И. Тектоника. В кн.: Геология Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Л.: Недра, 1978, т. II, с. 178—236.
- Левин Л. Э. Перерывы в океанической седиментации и механизм внутриплитового тектогенеза.— Докл. АН СССР, 1982, т. 262, № 5. с. 1211—1214.
 Левин Л. Э., Хаин В. Е. Тектонические предпосылки и особенности нефтегазона-

копления в системе Мирового океана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 3, c. 34-39.

- 6. Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
- 7. Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
- 8. Милановский Е. Е. Основные этапы развития процессов рифтогенеза и их место в геологической истории Земли.— В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981, с. 38-60.
- 9. Океанология. Осадкообразование и магматизм океана/Под ред. Безрукова П. Л. М.: Наука, 1979. 415 с.
- 10. Океанология. Гелогическая история океана/Под ред. Монина А. С., Лисицына А. П. М.: Наука, 1980. 462 с.
- Пейве А. В. Разломы и тектонические движения. Геотектоника, 1967, № 5, с. 8—24.
 Пейве А. В., Пущаровский Ю. М. Теоретические проблемы геологии океанов. Природа, 1982, № 1, с. 30—41.
 Пущаровский Ю. М. Тектонические движения в океанах. Геотектоника, 1978, № 1,
- c. 3—18.
- 14. Разницын Ю. Н. Офиолитовые аллохтоны и сопредельные глубоководные впадины на западе Тихого океана: Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН CCCP, 1979. 27 c.
- Хаи, В. Е., Левин Л. Э. Основные черты тектоники континентов и океанов. М.: ВНИИЗарубежгеология, 1979. 94 с.
 Ваss M N., Moberly R. M., Rhodes J. M., Chi-yu-Shin, Church S. E. Volcanic rocks cored in the Central Pacific, Leg 17.— In: Initial Reports of DSDP, Wash., 1973, v. XVII, p. 429-504.
- V. NVII, p. 423-367.
 V. NVII, p. 423-367.
- 19. Initial Reports DSDP, Wash., 1969-1981, v. I-LXIII.
- Initial Reports DSDP, wash, 100 1 Late Cretaceous and Cenozoic time.- Geology, 1977, v. 5, p. 330-335.
- 22. Larson R. L., Hilde T. W. C. A revised scale of magnetic reversals for the Early Cretaceous and Late Jurassic.— J. Geophys. Res., 1975, v. 80, № 17, p. 2586-2594.
- 23. Maurrasse F., Husler J., George G. et al. Upraised Caribbean sea floor below acoustic reflector «B» at the Southern peninsula of Haiti.— Geol. en. Mijnbouw, 1979, v. 58. № 1, p. 71—83.
- 24. McCaslin I. C. Buried reef of East Coast seen promising.— Oil and Gas J., 1979, v. 77, No 46, p. 289. 25. Sanford R. M. Exploration results of S. New Zealand.— Oil and Gas J., 1980, v. 78,
- № 5, p. 83—90.

ВНИИЗарубежгеология **ВНИИЗ** Москва

Поступила в редакцию 11.VI.1982 УДК 553.323(267)

ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫЕ КОНКРЕЦИИ ИНДИИСКОГО ОКЕАНА (результаты статистической обработки данных)

СКОРНЯКОВА Н. С., ВАНШТЕЙН Б. Г.

Совокупное рассмотрение изменения химического состава по типам рудных образований (конкреций и корок), глубинам, типам осадков, составу минералов Мп, фациальным обстановкам и разным котловинам пелагической области свидетельствует о том, что наиболее существенные вариации состава определяются региональными изменениями обстановки рудообразования. Региональные вариации состава конкреций сопровождаются эволюцией структуры корреляционных связей. По данным факторного анализа по структуре и интенсивности корреляционных связей конкреции пелагической области Индийского океана делятся на три группы, две из которых соответствуют двум генетическим группам рудных образований седиментационной и диагенетической с постепенным переходом между ними. Для интерпретации изменения структуры связей в третьей группе данных пока недостаточно.

Впервые статистическая обработка данных по конкрециям с целью их экономического районирования была проведена Дж. Фразер и Л. Уилсоном [20]. Д. Кронан [16], а затем Дж. Фразер [21] использовали методы статистического анализа для оценки факторов, определяющих вариации химического состава конкреций всего Мирового океана (глубины, вмещающих осадков, фациальной обстановки). В последней работе Д. Кронана и С. Мурби [19] рассмотрены вариации минерального и химического состава (средние значения и пределы колебания) по физиографическим районам Индийского океана.

В настоящей статье приводятся результаты статистической обработки данных химических анализов конкреций Индийского океана с применением факторного анализа. Цель работы — выявление факторов, определяющих региональные изменения химического состава конкреций как по содержанию химических элементов, так и по структурам корреляционных связей между ними.

материалы и методы

Работа основана на данных советских [3, 6, 12] и зарубежных исследований [16, 17, 20, 21, 31]. Всего для статистической обработки использованы химические анализы конкреций 364 станций (фиг. 1), по которым выполнено более 850 анализов Fe, Mn, Ni, Co, Cu, около 500 анализов Zn и Pb от 40 до 90—Al, Si, Mo, V, Cr.

Для выявления факторов, влияющих на изменение химического состава конкреций, аналитические данные были сгруппированы по типам рудных образований, глубинам, по типам вмещающих осадков, фациальным обстановкам и районам (котловинам пелагической области).

При расчете основных статистических параметров (средние и дисперсии), корреляционных матриц, факторных нагрузок и значений факторов учитывались законы распределения химических элементов. Анализ кривых распределения элементов показал, что Fe, Mn, Al, Si подчиняются нормальному закону распределения, в то время как для Co, Ni, Cu, Ti, Zn, Pb, Mo, Cr, V характерен логнормальный закон. При анализе структур корреляционных связей между элементами использовался модифицированный Г. Т. Скубловым [13] метод ветвящихся связей [7].

Для установления главных и второстепенных геохимических тенденций, определяющих изменчивость состава конкреций, использовался ме-



Фиг. 1. Схематическая карта Индийского океана 1— положение станций отбора проб; 2— граница пелагической области; 3— оси срединных хребтов

тод главных компонентов факторного анализа [1, 4, 5, 14]. Факторы упорядочены по весам.

Смысловое содержание факторов определялось по факторным нагрузкам, которые являются коэффициентами корреляции между химическими элементами и изучаемыми факторами.

При оценке значимости \overline{X} (среднего содержания), \overline{s} (стандартного отклонения) использовались критерии Стьюдента и Фишера. Выводы о различиях, как правило, делались при 1—5%-ных уровнях значимости, а выводы о тенденциях при 5 и 10%, реже при уровнях 20%. Все расчеты производились в ИВЦ ВСЕГЕИ на базе автоматизированной системы обработки геологической информации.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА КОНКРЕЦИЙ

Из работы Д. Кронана [16], П. Л. Безрукова [2] и др. хорошо известна тенденция возрастания железистости конкреций от Тихого океана к Индийскому и Атлантическому.

Как видно из табл. 1, конкреции Индийского океана по сравнению с тихоокеанскими отличаются более низкими средними величинами Мп

Таблица 1

Эле- мент			Индийски	й океан		Тихий океан						
мент	N	v	x _{min}	X _{max}	Ī	N	x _{min}	x _{max}	x			
Fe	866	33	0,40	37,40 39,60	14,59	573 572	0,60	33,17	11,83			
Ti	88	100	0.08	1.76	0.61	479	0.02	2.45	0.81			
Čó.	848	41	0.01	1.22	0,20	565	0.0069	2,53	0.33			
Ni	872	71	0,01	1,60	0,36	571	0,025	2,48	0,59			
Cu	867	44	0,009	1,72	0,14	565	0,01	1,80	0,38			
Zn	501	17	0,01	0,22	0,059	173	0,019	0,31	0,084			
Mo	90	16	0,0016	0,064	0,027	152	0,006	0,08	0,037			
v	41	10	0,017	0,074	0,043	129	0,01	0,15	0,056			
Cr	67	15	0,0001	0,011	0,0008	54	0,001	0,007	0,005			
Pb	552	25	0,0024	0,26	0,078	245	0,005	0,28	0,11			
Al	16	82	1,17	11,70	3,11	124	0,48	7,93	3,27			
Si	66	54	1,07	23,10	9,91	127	0,52	20,56	8,27			

Химический состав железомарганцевых конкреций Индийского океана, %

Примечание. V — значение коэффициента варнации; X_{min} — минимальное значение; X_{max} — макси» мальное значение; X — оценка среднего значения для сводной выборки; N — число анализов.

Таблица 2

Матрица коэффициентов корреляции железомарганцевых конкреций Индийского океана

Mn	TI	Со	Ni	Cu	Zn	Мо	v	Cr	РЪ	
	$\frac{+36}{-39}$	+40 + 12 + 65	$ \frac{-39}{+63} \\ \frac{-39}{+08} \\ +08 $	$ \frac{-33}{+41} \\ \frac{-45}{-24} \\ +60 $	$ \begin{array}{r} -10 \\ +24 \\ -20 \\ -18 \\ +34 \\ +47 \\ \end{array} $	$-14 \\ +41 \\ -14 \\ 0 \\ +26 \\ -02 \\ +12$	+45 +24 +06 +51 -04 -39 - +61	$ \begin{array}{r} +30 \\ -42 \\ +29 \\ +06 \\ -29 \\ -13 \\ - \\ -03 \\ +09 \end{array} $	$ \begin{array}{r} +46 \\ -02 \\ +04 \\ +48 \\ -11 \\ -16 \\ +16 \\ +16 \\ -31 \\ +41 \\ -17 \end{array} $	Fe Mn Ti Co Ni Cu Zn Mo V Cr

Примечиние. Приведены коэффициенты корреляции, увеличенные в 100 раз; значимые величины подчеркнуты сплошной линией при 1%-ном уровне значимости, пунктирной — при 5%-ном уровне. и отношения Mn/Fe и соответственно содержанием всех малых элементов, особенно Cu. Интересно при этом, что увеличение железистости здесь сопровождается снижением содержания таких элементов, как Ti, V, Pb и Cr, обычно коррелирующихся с Fe. Снижение содержания малых элементов в конкрециях Индийского океана при сходном с тихоокеанскими конкрециями суммарным содержанием основных рудных компонентов (Fe+Mn), по-видимому, определяется различиями скоростей седиментации, увеличением поставки терригенного материала и соответственно снижением содержания малых элементов.



Фиг. 2. Схема ветвящихся связей химических элементов (по данным табл. 1) 1—7—коэффициенты корреляции: 1≥0,60; 2—0,50—0,59; 3—0,40—0,49; 4—0,30— 0,39; 5—0,20—0,29; 6—0,10—0,19; 7— 0—0.09



Фиг. З. Диаграмма факторных нагрузок I и II факторов для основных рудных элементов конкреций Индийского океана

На общем относительно низком среднем уровне содержания малых элементов (табл. 1) в Индийском океане встречены конкреции, существенно обогащенные Ni, Cu, Co и Pb.

По свободной выборке данных рассчитаны коэффициенты корреляции между рудными компонентами в конкрециях (табл. 2).

Структура корреляционных связей химических элементов в конкрециях Индийского океана в целом характеризуется четким разделением марганцевой и железистой групп. Мп четко коррелируется с Cu, Ni, Mo, в меньшей степени с Zn, а Fe с Ti, Cr, Co и V. Подобная тенденция находит свое отражение как на схеме ветвящихся связей, так и на диаграмме факторных нагрузок (фиг. 2, 3). Однако структуры корреляционных связей и их интенсивность в процессе формирования конкреций могут существенно варьировать в связи с изменениями обстановки рудообразования.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА ВАРИАЦИИ СОСТАВА КОНКРЕЦИИ

Тип рудных образований. В табл. З приведены \overline{X} и \overline{s} рудных компонентов в конкрециях, рудных корках и инкрустациях (корковых конкреционных образованиях) [11, 12]. Как видно из таблицы, от конкреций к коркам возрастает содержание Fe, Pb, V, Co, Ti и Cr. Конкреции характеризуются несколько повышенными значениями отношения Mn/Fe и содержания Cu, Ni, Zn. При этом различия по *t*-критерию Стьюдента устанавливаются при высоких уровнях значимости (табл. 3). В том же направлении от конкреций к коркам уменьшается дисперсия всех рудных компонентов.

Если учесть, что основная масса рудных корок и инкрустаций приурочена к склонам и вершинам подводных гор и хребтов, то специфику их состава можно объяснить фациальной обстановкой рудообразования, в частности глубиной формирования конкреций.

Глубина. Так же как и в Тихом океане [10, 18], в конкрециях Индийского океана с глубиной неуклонно возрастает содержание Cu (r=

		Конкреци	(H		Рудные кор	±		
Элемент	N	x	s	N	Ī	s		F
Fe	452	13,75	3,95	235	16,38	3,73	8,62	1,05
Mn	454	16,30	5,07	238	15,71	3,92	1,69	1,67
Ti **	68	0,60	1,64	12	0,81	1,53	2,13	1,36
Co **	440	0,18	1,75	234	0,27	1,80	8,86	1,12
Ni **	457	0,42	2,01	235	0,30	1,64	7,29	2,18
Cu **	454	0,20	2,19	233	0,08	2,03	14,16	1.21
Zn **	203	0,059	1,60	200	0,047	1,53	5,00	1.22
Mo **	62	0,027	1,62	9	0,035	1,30	2,36	3,30
V **	26	0,039	1,31	7	0,057	1,31	3,27	1.03
Cr **	53	0,00075	3,11	9	0,0012	1,52	2,32	7.26
Pb ●●	245	0,063	1,85	211	0,096	1,67	7,74	1.44
Mn:Fe	451	1,36	0,93	234	0,96	0,43	6,37	4.68
Cu:Ni	454	0,55	0,33	233	0,32	0,22	10,84	$\frac{1}{2,31}$

Среднее содержание элементов в конкрециях и рудных корках Индийского океана, %

* Рудные корки с поверяности коренных пород и корковые конкреционные образования или ин-крустации [11, 22]. ** Элементы, для которых приведены стандартные множители.

Примечание. t — значення критерия Стьюдента, F — значения критерия Фишера; двойной чертой от-мечены величины t-критерия и F-критерия, значимые при 0,01%-ном уровне значимости, сплошной — при 1%-ном и пунктирной — при 5%-ном.

Таблица 4 ~ /

Таблица 🕉

Среднее с	содержание	металлов	в конкрециях	Индийского	океана	по	типам	осадков,	%
-----------	------------	----------	--------------	------------	--------	----	-------	----------	---

Тил осадка	Fe	Mn	Ťİ	ŝ	Ni	Cu	Zn	РЪ	Mn/Fe	Cu/Ni
Пелагические гли- ны (CaCO ₃ $< 10\%$, SiO _{2аморф} $< 10\%$)	13,42 (95)	14,18 (96)	0,59 (16)	0,15 (93)	0,31 (97)	0,17 (96)	0,065 (28)	0,061 (29)	1,06	0,55
Мергелистые пе- лагические глины (CaCO ₃ —10—30%)	14,02 (41)	16,01 (41)	0,84 (8)	0,19 (40)	0,43 (44)	0,21 (42)	-	0,062 (15)	1,14	0,49
Радиоляриевые осадки (SiO _{2аморф} > >10%)	9,79 (59)	21 ,76 (60)	0,36 (6)	0,14 (61)	0,77 (61)	0,65 (61)	0,12 (15)	0,050 (12)	2,12	0,83
Мергелистые ра- диоляриевые илы $(SiO_{2aMOp\phi} > 10\%)$, CaCO ₃ 10—30%)	11,07 (13)	17,65 (13)	-	0,16 (12)	0,55 (12)	0,34 (12)	0,093 (5)		1,59	0,62
Диатомовые илы (SiO _{2аморф} >30%)	13,16 (27)	12,14 (27)	_	0,13 (18)	0,22 (26)	0,15 (25)	0,067 (15)	0,10 (15)	0,92	0,68
Карбонатные осадки (СаСО ₃ > >30%)	14,48 (307)	15,84 (309)	0,50 (17)	0,21 (302)	0,40 (307)	0,14 (308)	0,051 (228)	0,0 96 (238)	1,09	0,35
Гемипелагические глины	16,99 (30)	14,60 (22)	0,37 (4)	0,10 (30)	0,30 (30)	0,15 (30)	0,06 (8)	0,05 (6)	0,85	0,50

Примечание. В скобках указано количество анализов.

= +0,54) и падает содержание Со (r = -0,31). С уменьшением глубины в конкрециях подводных гор растет содержание V, Ті, в меньшей степени Сг и Рb. Вариации содержании Fe, Mn, Мо и Zn в конкрециях и рудных корках не связаны с глубиной. Не обнаруживают связи с глубиной средние данные в конкрециях Индийского океана и для Ni (r = +0.10),

хотя региональные изменения Ni подтверждают приуроченность его повышенных значений к глубоководным котловинам.

Состав вмещающих осадков. Вариации состава конкреций по типам осадков идут параллельно с изменениями содержания основных рудных компонентов Fe и Mn (табл. 4). Максимальные величины Mn, Ni, Cu и Zn приурочены к конкрециям из радиоляриевых и мергелисто-кремнистых радиоляриевых илов. Здесь же встречены максимальные значения отношений Mn/Fe и Cu/Ni, практически вдвое превышающие величины этих отношений в конкрециях из пелагических глин. В карбонатных осадках несколько возрастает содержание Со и Рb. Повышенные значения Pb встречены также в конкрециях из диатомовых илов, где одновременно увеличивается и содержание Fe. Приведенные данные отражают лишь общие тенденции изменения состава конкреций по типам осадков при значительных региональных вариациях. Так, например, по данным Кронана [19] среднее содержание Ni и Cu в конкрециях из пелагических глин различных котловин Индийского океана меняется в 1,5—3 раза, однако максимальные величины Ni (>1,2%), особенно Cu (>1%), всегда приурочены к радиоляриевым илам.

Фациальная обстановка рудообразования. Граница между пелагической и приконтинентальной (гемипелагической) областями нами проводится по линии резкого увеличения мощности верхнего окисленного слоя осадков (условно по мощности более 1 м) и исчезновению редукционной зоны в пелагических осадках. Эта граница разделяет две глубоководные области с различным характером раннего диагенеза осадков и отражает изменение скоростей седиментации, содержание захороненного в них органического вещества, обилие и трофические группировки донной фауны [8, 9]. С ней обычно согласуется и область широкого распространения на дне железомарганцевых конкреций.

В пределах пелагической области выделены конкреции глубоководных котловин (с глубинами более 4000 м) в целом, глубоководные конкреции радиоляриевого пояса, Срединного хребта, подводных гор. Глубоководные конкреции пелагической области, кроме того, рассмотрены и отдельно по котловинам.

Показателем фациальной обстановки рудообразования могут служить величины отношений Mn/Fe и Cu/Ni в конкрециях. Как было показано ранее, величина отношения Mn/Fe [10, 27, 29] служит показателем интенсивности диагенетического разделения Mn и Fe в процессе формирования конкреций. В то же время эта величина может отражать наличие дополнительного источника Fe и Mn за счет подводной вулканической и поствулканической деятельности. Однако локализованные вблизи источников рудные корки характеризуются резким разделением Mn и Fe и низким содержанием малых элементов.

В табл. 5 приведен средний состав конкреций пелагической и гемипелагической областей. Среднее значение отношения Cu/Ni в конкрециях пелагических районов Индийского океана — 0,46, в пелагических глинах и карбонатных осадках оно не превышает 0,6. Увеличение отношения Cu/Ni в конкрециях из радиоляриевых илов, по-видимому, может служить показателем дополнительной биогенной поставки Cu в придонные воды [3, 28, 29 и др.].

Максимальные значения Mn/Fe и Cu/Ni (в среднем 1,79 Mn/Fe и 0,72 Cu/Ni, табл. 6) у глубоководных конкреций приэкваториальной зоны высокой биологической продуктивности вод—область накопления кремнистых и кремнисто-глинистых радиоляриевых илов. Конкреции радиоляриевого пояса отличаются и максимальными для океана концентрациями Ni, Zn и особенно Cu. При этом содержание Cu в конкрециях нередко равно или даже более Ni.

Резкое снижение величины Mn/Fe и особенно Cu/Ni характерно для рудных образований подводных гор. Конкреции и корки подводных гор отличаются повышенным содержанием Co, Pb, V и Cr и минимальными величинами Cu. Дальнейшее увеличение содержания Fe, отмеченное в конкрециях срединного хребта, сопровождается снижением содержания

Среднее содержание металлов в конкрециях Индийского океана по фациальным обстановкам, %

		Пелагичес	кая область	,	_	Fle	лагичес	кая обла	асть	
	глубоково лов	одные кот- ины			нч еская	глубо ные кот	ковод- гловины	к горы	xpeбer	ическая
MeHT	в целом	радиоля- риевый пояс	подводные горы	срединный хребет	Гемипелаг область	в целом	радиотя- риевый пояс	подводные	средниный	Гемипелаг область
			x					s		
Fe	14,69 (364)	10,60	16,21 (205)	18,70	12,74 (97)	3,78	3,76	3,37	4,60	7,28
Mn	16,60	18,86	15,23	15,03	15,70	4,57	6,50	3,57	4,64	8,00
Ti *	0,63 (32)	(114) 0,44 (12)	0,72 (34)	0,60 (4)	(30) 0,35 (5)	1,69	1,57	1,58	1,17	1,13
Co *	0,19	0,15	0,31	0,21	0,14	1,79	1,77	1,66	1,68	2,56
Ni *	0,37 (368)	0,58 (112)	0,30 (207)	0,18 (72)	0,26 (99)	2,07	1,95	1,63	2,04	2,57
Cu *	0,17 (365)	0,42 (112)	0,08 (206)	0,10	0,10 (99)	1,83	2,47	1,87	2,05	2,36
Zn *	0,06 (193)	0,097 (26)	0,043 (160)	0,060	0,060	1,50	1,74	1,59	1,32	1,61
Mo *	0,021 (28)	0,029	0,035	0,020	0,027	1,64	1,29	1,41	2,45	2,36
v*	0,039	0,039	0,065	0,054	0,054	1,30	1,36	-	-	1,25
Cr *	0,00067	0,00064	0,00097	0,00095	-	3,65	3,41	2,31	-	
Pb +	0,075	0,054	0,082	0,096	0,070	1,72	1,73	1,98	1,49	2,60
Mn/Fe Cu/Ni	1,05 0,46	1,79 0,72	0,93 0,27	0,85 0,55	(50) 1,23 0,33	0,50 0,40	$\substack{1,57\\0,32}$	0, 33 0,25	0,57 0,61	8,14 2,05

Примечание. В скобках указано количество анализов.

* Элементы, для которых приведены стандартные множителя.

Со и Ni при сходных с конкрециями подводных гор повышенных значениях V, Cr и Pb.

Данные по содержанию металлов в конкрециях гемипелагической области приведены без разделения по зонам (табл. 6). Средние величины для них мало показательны, за исключением устойчиво низких значений Си. Характерной особенностью гемипелагических конкреций в целом являются значительные колебания содержания Мп и Fe (за счет диагенетического перераспределения в толще осадков) и большинства малых элементов, что находит свое отражение в устойчиво повышенных значениях их стандартных отклонений. Районирование и характеристика состава гемипелагических конкреций приафриканского района даны в работах К. Саммерхейса и Дж. Виллиса [31] и Д. Кронана и С. Мурби [19].

В табл. 6 приведены \overline{X} и \overline{s} для пелагических конкреций глубоководных котловин. Анализ изменения химического состава конкреций по районам выполнен также Д. Кронаном и С. Мурби [19]. Несмотря на некоторые расхождения в полученных данных (из-за количества использованных анализов, глубины выделения конкреций глубоководных котловин, исключение данных по конкрециям из терригенных осадков) принципиальная картина изменения состава по котловинам очень близка.

Конкреции глубоководных котловин по средним значениям величины отношения Mn/Fe делятся на две группы: марганцево-железистые (Mn/Fe<1) и железомарганцевые (Mn/Fe>1). Железомарганцевые конкреции обычно обогащены Ni, Co, 7n.

Таблица б

Среднее	содержание	металлов	в конкрециях	глубоководных	котловин	пелагической
		облас	ти Индийског	о океана, %		

	Fe	Mn	Ti *	Co *	Ni *	Cu *	Zn *	Pb	Mn/Fe	Cu/Ni			
Котловина	\overline{X} ,												
1. Центральная (в це-	10,82	20,64	0,43	0,15	0,68	0,54	0,12	0,054	1,98	0,79			
лом) 1-А. Радиоляриевый пояс Централь-	(57) 9,88 (42)	(59) (22,20) (44)	(11) 0,38 (6)	(59) 0,15 (44)	(59) 0,78 (44)	(59) 0,68 (44)	(12) 0,13 (9)	(9) 0,060 (5)	2,24	0,89			
2. Вартон (в целом)	11,67	15,97	0,68	0,16	0,39	0,22	0,07	0,043	1,37	0,56			
2-А. Радиоляриевый пояс котловины Вартон	(122) 11,02 (71)	16,76 (70)	0,52 (6)	0,15 (68)	0,47 (68)	0,34 (68)	0,08 (17)	0,053 (25)	1,52	0,73			
 Южно-Австралий- ская 	13,93 (63)	18,44 (64)	-	0,16 (58)	0,51 (68)	0,26	0,07	0,075	1,32	0, 5 f			
4. Крозе	15,76 (49)	13,00 (49)	1,00	0,17	0,30	0,14 (49)	0,037	0,076	0,81	0,47			
5. Мадагаскарская	18,10 (73)	13,31 (73)	<u> </u>	0,29 (68)	0,20 (73)	0,11 (73)	0,055	0,11 (32)	0,73	0,55			
6. Австрало-Антаркти- ческая	13,02 (14)	13,02 (14)		0,12 (7)	0,22 (13)	0,17 (12)	0,067	0,095	0,85	0,77			
 Агульяс и Мозам- бикская 	12,09 (20)	12,96 (20)	-	0,12 (20)	0,26 (20)	0,17 (20)	0,11 (4)	0,10 (5)	1,07	0,65			
8. Сомалийская	14,73 (107)	17,57 (107)	—	0,20 (107)	0,50 (105)	0,16 (107)	0,053 (103)	0,074 (105)	1,23	0,33			
				ŝ	1	l	1	I	1 1				
1. Центральная 1-А. Радиоляриевый	4,49 4,54	$\begin{smallmatrix}6,60\\6,70\end{smallmatrix}$	1,61 1,84	1,59 1,62	1,80 1,82	2,14 2,01	1,52 1,46	1,66 1,53	1,93 2,05	0,31 0,28			
2. Вартон 2-А. Радиоляриевый	3,14 3,16	5,44 5,45	1,31 1,14	2,04 1,87	2,03 1,90	2,31 2,09	1,82 1,79	2,08 1,78	0,77 0,89	0, 33 0, 32			
3. Южно-Австралий-	4,11	4,80	—	1,87	2,13	1,99	1,46	1,43	0,69	0,22			
4. Крозе 5. Мадагаскарская 6. Австрало-Антаркти-	4,02 3,50 3,82	4,38 1,98 6,79	1,28 	1,93 1,27 1,78	1,81 1,48 2,63	1,72 1,42 2,39	2,54 1,28 1,44	2,49 1,20 1,93	0,35 0,16 0,58	0,27 0,18 1,47			
ческая 7. Агульяс и Мозам- бикская	4,67	5,93	—	2,22	2,96	1,90	2,80	2,09	0,74	0,74			
8. Сомалийская	2,88	2,62	_	1,46	1,53	1,62	1,36	1,38	0,29	0,14			

Примечание. В скобках дано число анализов; * — элементы, для которых приведены стандартные множители; \vec{X} — средние содержания химических элементов; \vec{s} — стандартное отклонение.

Наиболее высокие значения Mn/Fe приурочены к Центральной котловине и особенно радиоляриевому поясу (Mn/Fe — 2,24). В конкрециях котловины Вартон эта величина снижается до 1,52 в радиоляриевом поясе и 1,37 в котловине в целом. Далее в порядке убывания следуют Южно-Австралийская, Сомалийская и Агульяс и Мозамбикская котловины. В том же направлении в конкрециях падает и содержание малых элементов. Наиболее высокие средние значения Ni, Cu, Zn (0,68; 0,54; 0,12%) встречены в конкрециях Центральной котловины, минимальные — в пелагических конкрециях котловин Агульяс и Мозамбикской с Mn/Fe-отношением 1,07.

Марганцево-железистые конкреции (Mn/Fe<1) котловин Крозе и Австрало-Антарктической в целом отличаются низким содержанием Ni, Cu, Zn и Co при повышенном содержании Pb. В отличие от них конкреции Мадагаскарской котловины обогащены Co. По содержанию Co (0,29%) они близки к конкрециям подводных гор (0,31%), по содержанию Fe и Pb — к конкрециям срединного хребта.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ КОНКРЕЦИЙ

По данным Д. Кронана и С. Мурби [19], основным минералом глубоководных конкреций Индийского океана является тодорокит. Его преобладание установлено в конкрециях Центральной котловины, котловины Вартон, Южно-Австралийской и Сомалийской котловинах, т. е. в конкрециях, обогащенных Ni, Cu, Zn. В котловине Крозе главными марганцевыми минералами являются σ-MnO₂ и бернессит [25]. В конкрециях Мадагаскарской котловины, так же как подводных гор и срединного хребта обогащенных Co, Pb, отмечено резкое преобладание σ-MnO₂.

Не отрицая тенденции связи содержания малых элементов с составом минералов Мп, мы должны подчеркнуть, что изменение минерального состава не объясняет региональных вариаций их распределения. Так, например, при сходном минеральном составе конкреций подводных гор и Мадагаскарской котловины содержание Со варьирует от 0,25 до 1,05%, то же можно сказать о колебании Ni, Cu, Zn в конкрециях преимущественно тодорокитового состава.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Совмествое рассмотрение зависимости изменений химического состава от типов рудных образований (конкреции или корки), глубины вмещающих осадков, минерального состава конкреций, фациальных обстановок и региональных особенностей котловин пелагической области приводит к выводу, что наиболее существенные вариации связаны с региональными различиями обстановок осадкообразования. Так, например, конкреции, богатые Mn, Cu, Ni и Zn, связаны с приэкваториальной зоной радиоляриевых илов, т. е. с условиями повышенной биологической продуктивности вод, усиленной биогенной седиментацией и относительно более энергичными процессами раннего диагенеза [10, 15, 27, 29]. Увеличение содержания в конкрециях Fe в Мадагаскарской котловине, северной части котловины Крозе и системы срединных хребтов Индийского океана, по-видимому, обусловлено дополнительной поставкой железа за счет выветривания продуктов подводной вулканической деятельности. Повышенное содержание Со и Рb в конкрециях подводных гор обычно связывается с активной динамикой вод и их окислением до Co³⁺, Pb³⁺ и последующим замещением Mn⁴⁺ в структуре σ-MnO₂. Связь Со и Рb с Мп отмечена ранее для конкреций Тихоокеанских подводных гор [10, 16—18 и др.].

Региональные вариации состава конкреций пелагической области сопровождаются изменением структуры корреляционных связей. Сравнительный анализ парных коэффициентов корреляции, кривых их распределения и результатов факторного анализа позволяет сделать вывод о структуре и интенсивности корреляционных связей между элементами (табл. 7, 8). По структуре и интенсивности корреляционных связей конкреции пелагической области могут быть разбиты на три группы (фиг. 4, 5).

Первая из них включает конкреции Центральной (1)⁴, Южно-Австралийской (3), Австрало-Антарктической (6), Сомалийской котловин (8) и котловины Крозе (4). От Центральной котловины к котловине Крозе (т. е. от первого к третьему, шестому, восьмому и четвертому районам) происходит уменьшение силы связей элементов, что находит свое подтверждение в смене бимодальной кривой распределения коэффициентов корреляции (фиг. 3, районы 1, 3), симметричной (фиг. 3, район 8) и в закономерном уменьшении в том же направлении веса первого фактора (табл. 8). Конкреции этой группы котловин характеризуются четким разделением элементов группы Fe и Mn. Mn в конкрециях положительно коррелируется с Ni, Cu, Zn, Mo и отрицательно с Со и Pb (табл. 7 и 8), Fe положительно коррелируется с Со и Pb. Судя по взаи-

¹ Номера в скобках соответствуют номерам районов в табл. 7-8 и фиг. 4-5.

				_	r					
rij	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Fe — Mn	69		-38	+15	+12	+44	+31	-04	-38	+03
Fe — Co	+36	+47	+58	+47	+06	+58	+65	+49	+22	+24
Fe — Ni	-52	-01	-69	-55	-30	+13	+24	38	-30	-40
Fe — Cu	-66	-12	-79	-34	-42	+18	+03	-36	-18	-22
Fe — Zn	-71	-18	-78		-09	-50	_	+19	—17	+24
Fe — Mo Fe — Pb	$\left \begin{array}{c} -47\\ +36 \end{array} \right $	-12 + 16	+77	+80	$ _{-28}^{-}$	+20	+96	$\frac{-08}{\pm 40}$	+53	-25 + 35
Mn — Co	-38	+49	-03	+42	+26	+52	+69	-13	+35	+48
Mn — Ni	+72	+80	+80	+60	+45	+73	+71	+46	+63	+60
Mn — Cu	+78	+64	+66	+28	+20	+46	+76	+23	+40	+02
Mn — Zn	+92	+36	+61	-	-28	+68		<u>+35</u>	+14	-07
Mn — Mo Mn — Pb	$+54 \\ -07$	+43 + 36	-24		 +41			$^{+09}_{+08}$		$^{+14}_{+26}$
Co — Ni	-32	+38	-26	-04	+33	+08	+60	38	+46	+21
Co — Cu	-47	+13	-38	+05	+15	-48	+65	<u>—67</u>	+25	-46
Co — Zn	-36	+03	-47	-	-25	70	-	-13	-20	-13
Co — Mo Co — Pb	-15 +36	+35 + 12	+68	+32	 +23	 	 +99	$^{+17}_{+34}$	+42	$^{+19}_{+46}$
Ni — Cu	+87	+78	+88	+54	+74	+70	+82	+68	+63	+40
Ni — Zn	+ 88	+32	+74	_	+02	+77	-	+58	+48	-01
Ni — M o	+62	+35	-	-				+18		+25
Ni — Pb	-28	+32	49	-48	+30	0	+84	-08	-43	-07
Cu — Zn	+95	+45	+76		+13	`+85	-	± 60	+49	+20
Cu — Mo Cu — Pb	$+56 \\ -39$	+12 +20		-29			+22	$-27 \\ -01$	8	$\frac{-24}{-30}$
Zn — Mo										
	-	+13	<u>—56</u>	-	-12	+01	-	$\frac{+40}{47}$	07	+33
mo — PD	-	-07	-	_	—	-	-	-1/		-20

Матрица коэффициентов корреляции пелагических конкреций Индийского океана по районам

Таблица 7

Примечание. Значення коэффициентов корреляции (r_{ij}) увеличены в 100 раз; значимые величины r_{ij} подчеркнуты сплошной линией при 1%-ном уровне значимости, пунктирной — при 5% уровне. Прочерком отмечены пары элементов, для которых r_{ij} не рассчитывались. Номера районов 1—10 см. в таб лице 8.

мосвязи Ni, Cu, Zn в конкрециях с величиной Mn/Fe-отношения, разделение малых элементов так же, как и Mn и Fe, происходит в процессе формирования конкреций в диагенезе. Исходя из этого намеченный выше ряд по интенсивности связей элементов, от Центральной котловины к котловине Крозе, отражает снижение степени участия диагенетического перераспределения элементов в формировании конкреций и возрастания роли непосредственного осаждения рудного вещества из морской воды. При этом последняя в этом ряду котловина Крозе по структуре и интенсивности связей является переходной между первой и второй группами (табл. 8, фиг. 4—5). В том же направлении в конкрециях уменьшается значение отношения Mn/Fe и содержание Ni, Cu, Zn. Исключение составляют котловины Вартон и Агульяс и Мозамбикская, образующие по структуре связей элементов особую группу.

Вторая группа районов, включающая конкреции Мадагаскарской котловины (5), Срединного хребта (9) и подводных гор (10), характеризуется ослаблением корреляционных связей элементов группы Fe (табл. 7, 8), вплоть до перехода Со в антагонистическую ассоциацию —

Значения факторных нагрузок конкрекций Индийского океана

fij	Район	Fe	Mn	60	Ni	Cu	'd _{ji}
	 Центральная котловина Котловина Вартон Южно-Австралийская котловина Котловина Крозе Мадагаскарская котловина Австрало-Антарктическая кот- ловина 	$ \begin{array}{r} -79 \\ +12 \\ -84 \\ -60 \\ -43 \\ -57 \\ \end{array} $	+90 +91 +75 +56 +53 +52 +	$\begin{vmatrix} -55 \\ +60 \\ -48 \\ -02 \\ +44 \\ -52 \end{vmatrix}$	+88+93+95+95+95+93+92	+94 +80 +96 +75 +85 +96	68,1 54,3 66,6 42,8 45,1 52,8
	7. Агульяс и Мозамбикская	+47	+88	+88	+87	+86	65,7
	котловины 8. Сомалийская котловина 9. Срединный хребет 10. Подводные горы	$ \begin{array}{ c c } -63 \\ -60 \\ -34 \end{array} $	+44 +78 +82	$ -78 \\ +47 \\ +40$	$^{+82}_{+88}_{+92}$	$^{+86}_{+72}_{+30}$	52,5 50,5 38,0
	 Центральная котловина Котловина Вартон Южно-Австралийская кот- ловина 	13 +35 88	+14 +56 +06	+84 +80 -67	$^{+20}_{-24}_{+16}$	$^{+05}_{+03}_{+38}$	15,6 22,9 28,3
f _{2 j}	4. Котловина Крозе 5. Мадагаскарская котловина 6. Австрало-Антарктическая котловина	+69 +75 +71	$^{+70}_{+60}_{+85}$	+87 +55 +81	$^{+03}_{+02}_{+35}$	$^{+02}_{-29}_{-08}$	34,5 26,0 40,0
	7. Агульяс и Мозамбикская	+86	-12	+33	-25	-43	22,4
-	котловины 8. Сомалийская котловина 9. Срединный хребет 10. Подводные горы	+46 +73 +60	$^{+80}_{-16}_{+36}$	$^{+36}_{+80}_{+81}$	$^{+31}_{+18}_{-20}$	05 +-04 76	21,6 25,1 35,3
	 Центральная котловина Котловина Вартон Южно-Австралийская кот- ловина 	+57 +33 +43	$-06 \\ +31 \\ -24$	$\begin{array}{c} 0 \\ -35 \\ -36 \end{array}$	$^{+37}_{-01}_{+09}$	$^{+20}_{-11}_{+36}$	10,0 6,8 10,3
f3 j	 Котловина Крозе Мадагаскарская котловина Австрало-Антарктическая котпорина 	$^{+05}_{-16}$	$-37 \\ -46 \\ -$	$^{+26}_{+70}$	$-24 \\ -08 \\ -$	$^{+62}_{-08}$	12,9 15,0
	7. Агульяс и Мозамбикская	+07	-38	04	+36	+03	5,6
	8. Сомалийская котловина 9. Срединный хребет 10. Подводные горы	$+61 \\ -06 \\ -71$	$-24 \\ +53 \\ -19$	$\left. \begin{array}{c} -20 \\ +22 \\ +14 \end{array} \right $	$-01 \\ -10 \\ +01$	$+39 \\ -64 \\ -50$	12,5 15,1 16,1

Примечание. f_{ij} — увеличенные в 100 раз значения факторных нагрузок I, II, III факторов (l=1, 2, 3) на химические элементы $(j - Fe, Mn, Co, Ni, Cu соответственно); d_{fi}$ — дисперсии факторов в процентах.

марганцевую группу. Это находит свое отражение в резко выраженной отрицательной асимметрии распределения коэффициентов корреляции в этой группе (фиг. 3, районы 5, 9, 10).

Ранее уже отмечался факт преимущественного развития в пределах срединного хребта и подводных гор рудных корок и корковых конкреционных образований (инкрустаций), седиментационный генезис которых обычно не вызывает сомнения. Низкое значение отношения Mn/Fe, повышенное содержание Fe и Co в конкрециях Мадагаскарской котловины (табл. 6) сближает их с марганцево-железистыми рудными образованиями гор и срединного хребта. Сходство распространяется и на структуры интенсивности корреляционных связей элементов, что позволяет отнести конкреции Мадагаскарской котловины к группе преимущественно седиментационных рудных образований.

Третья группа районов, включающая в себя котловину Вартон и Агульяс и Мозамбикскую котловины, отличается дальнейшей перестройкой структур связей элементов. Она характеризуется положительными или низкими незначимыми коэффициентами корреляции между элементами группы Fe и Mn (табл. 7). Это нашло свое отражение как на графиках кривых распределения коэффициентов корреляции (фиг. 3,



Фиг. 4. Кривые распределения частот встречаемости (*P_i*) коэффициентов корреляции (*r_i*) по районам (1—10— номера районов, см. табл. 7, 8)

Фиг. 5. Значение факторных нагрузок I фактора на Fe, Mn, Ni, Co и Cu по районам (табл. 8)

районы 2, 7), так и низком значении величины факторной нагрузки первого фактора на Fe (табл. 8, котловина Вартон).

Мы затрудняемся пока объяснить причину изменения структур корреляционных связей. Можно лишь высказать некоторые предположения относительно котловины Вартон. Большая расчлененность рельефа этой котловины (многочисленные глыбовые хребты и горы, в том числе расположенные на глубинах более 4000 м и потому формально включенные при статистической обработке данных в котловину), многочисленные выходы коренных пород обусловили широкое развитие здесь наряду с конкрециями корок и инкрустаций. Совместное рассмотрение разных по генезису рудных образований² могло определить изменение характер'а корреляционных связей.

выводы

Обработка данных по химическим анализам конкреций Индийского океана показала:

Вариации состава конкреций определяются региональными изменениями условий рудообразования: рельефом дна, особенностями поставки осадочного материала, биологической продуктивностью вод и скоростями седиментации, интенсивностью диагенетического перераспределения элементов.

² В остальных котловинах подавляющая часть анализов касается конкреций.

Изменение условий рудообразования влечет за собой изменение структуры и интенсивности корреляционных связей рудных элементов конкреций.

Выявленные по структуре и интенсивности связей группы районов пелагической области (I и II), по-видимому, соответствуют двум генетическим типам рудных образований — седиментационной и диагенетической с постепенными переходами между ними. Данных для однозначной интерпретации изменений структуры связей в третьей группе пока недостаточно.

Проведенная статистическая обработка данных с использованием факторного анализа подтвердила ранее сложившиеся представления о существовании различных генетических типов рудных образований и участие диагенеза при формировании конкреций в пелагической области океана [10, 12, 15, 19, 22, 24, 26, 27, 29 и др.]. Это находит свое подтверждение как в вариациях химического и минерального состава, так и особенностях внутреннего строения (текстурах и структурах) конкреций [23, 30 и др.].

Литература

- 1. Аникеева Л. В., Ванштейн Б. Г. Некоторые геохимические особенности микрокон-креций Тихого и Атлантического океанов.— В кн.: Геология и твердые полезные ископаемые Мирового океана. Л.: НИИГА, 1980, с. 103-116.
- Безруков П. Л. Железомарганцевые конкреционные руды.— В кн.: Геология океана. Осадкообразование и магматизм. М.: Наука, 1979, с. 345—360.
 Безруков П. Л., Андрущенко П. Ф. К геохимии железомарганцевых конкреций Индийского океана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 9, с. 18—37.
 Белонин М. Д., Татаринов И. В., Калинин О. М. Факторный анализ в нефтяной стология В. им. Сборр. Собор.
- геологии. В кн.: Обзор. Сер. геология, методы поисков и разведки месторождений нефти и газа. М.: ВИЭМС, 1971. 56 с.
- 5. Голынко И. Н. Анализ линейных парагенезисов микроэлементов в прогнознометал-логенических исследованиях.— В кн.: Математические методы при прогнозе рудоносности. М.: Наука, 1977, с. 90-103.
- 6. Исаева А. Б. Химический состав железомарганцевых конкреций Индийского океана.— Литол. и полезн. ископ., 1967, № 3, с. 43-56.
- 7. Миллер Р., Кан Дж. Статистический анализ в геологических науках. М.: Мир, 1965. 482 с.
- 8. Мурдмаа И. О., Скорнякова Н. С., Агапова Г. В. Фациальная обстановка распространения железомарганцевых конкреций в Тихом океане. В кн.: Железомарганцевые конкреции Тихого океана. М.: Наука, 1976, с. 190-240.
- Мурдмаа И. О. Океанские фации. В кн.: Геология океана. Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979, с. 269—307.
 Скорнякова Н. С. Химический состав железомарганцевых конкреций Тихого океа-
- на. В кн.: Железомарганцевые конкреции Тихого океана. М.: Наука, 1976, с. 190 240.
- Скорнякова Н. С., Андрущенко П. Ф. Морфология и внутреннее строение железо-марганцевых конкреций. В кн.: Железомарганцевые конкреции Тихого океана. М.: Наука, 1976, с. 91-122.
- 12. Скорнякова Н. С., Безруков П. Л., Базилевская Е. С., Гордеев В. В. Железомарганцевые конкреции восточной части Индийского океана (зональная и локальная изменчивость).— Литол. и полезн. ископ.., 1979, № 3, с. 3—18. 13. Скублов Г. Т. Об изучении структур корреляционных матриц при геохимических
- исследованиях. В кн.: Вопросы геохимии и типоморфизм минералов. Л.: ЛГУ, 1978, вып. 2, с. 75—86.
- Харман Г. Современный факторный знализ. М.: Статистика, 1972. 486 с.
 Calvert S. E., Price N. B., Heath G. R., Moore T. C., Ir. Relationship between ferromanganese nodule composition and sedimentation in a small survey area of the equatorial Pacific.— Marine Res., 1978, v. 36, № 1, p. 161—183. 16. Cronan D. S. Deep-sea nodules: distribution and geochemistry.— In: Marine manga-
- Cronan D. S. Deep-sca houses, distribution and geochemistry. In: ratine margar nese deposits/Ed. Glasby G. P. Amsterdam: Elsevier, 1977, p. 11-44.
 Cronan D. S., Tooms J. S. Geochemistry of manganese nodules from the N.-W. Indian ocean. Deep-sea Res., 1967, v. 14, p. 239-249.
 Cronan D. S., Tooms J. S. The geochemistry of manganese nodules and associated training from the Decision from the Decision of the
- pelagic deposits from the Pacific and Indian Oceans .- Deep-sea Res., 1969, v. 16,
- № 4, c. 335-359.
 19. Cronan D. S., Moorby S. A. Manganese nodules and other ferromanganese oxide deposits from the Indian ocean.— J. geol. Soc. London, 1981, v. 138, p. 527-539.
- 20. Frazer J. Z., Wilson L. L. Manganese nodula deposits in the Indian ocean.- SIO Ref. Scripps Instit. of Oceanography, La Jolla, 1979, № 79-18. 79 p.
- Frazer J. Z., Fisk M. B. Availability of copper, nicel, cobalt and manganese from ocean ferromanganese nodules.— SIO Ref., Scripps Instit. of Oceanography, La Jolla, 1980, № 80-16. 117 p.

- 22. Frazer J. Z., Fisk M. B. Geological factors related to characteristics of seafloor manganese nodule deposits. Scripps Instit. of Oceanography, La Jolla. San Diego, 1980. 41 p.
- 23. Halbach P., Hebisch U., Scherhaq C. Geochemical variations of ferromanganese nodules and crusts from different provinces of the Pacific and their genetic control.— Chem. Geol., 1981, № 34, p. 3—17.
- Chem. Geol., 1981, Nº 34, p. 3-17.
 24. Hein J. R., Ross C. R., Alexander E., Yeh H.-W. Mineralogy and diagenesis of surface sediments from DOMES Area. A, B and C.- In: Marine Geology and Oceano-graphy of the Pacific Manganese Nodules Province/Eds Bischoff J. L., Piper D. Z. N. Y.: Plenum Press, 1979, p. 397-436.
 25. Lordize J. Barcan E. A. Mineralogia composition alumigue at milioux de sediment.
- Leclaire L., Persen E. A. Mineralogie, composition clumique et milieux de sedimentation de concretions polymettalique dans l'Ocean Indian.— In: Sur la genese des nodules de manganese. Gif-sur-Yvette. France, September 1978. Proc. Int. Con. C. N. R. S./Ed. Lalou C., 1979, № 289, p. 23-38.
 Moritani T., Maruyama S., Nohara M., Kinoshita Y., Koizumi T., Ito T. Description,
- Moritani T., Maruyama S., Nohara M., Kinoshita Y., Koizumi T., Ito T. Description, types and distribution of manganese nodules.— In: Geol. Surv. Japan Cruise Rep./Ed. Moritani T. 1979, № 12, p. 136—198.
- Moritani T. 1979, № 12, p. 136—198.
 27. Price N. B., Calvert S. E. Compositional variation in Pacific ocean ferromanganese nodules and its relationship sediment accumulation rates.— Marine Geol., 1970, № 9, p. 145—171.
- 28. Greenslate I. L., Frazer I. L., Arrhenius G. Ogirin and deposition elements in the seabed.— In: Origin and distribution of manganese nodules in the Pacific and prospects for exploration/Ed. Morgenstein M. Honolulu, Hawaii, 1973, p. 45—60.
- for exploration/Ed. Morgenstein M. Honolulu, Hawaii, 1973, p. 45-60.
 29. Skornyakova N. S. Zonal regularities in occurence, morphology and chemistry of manganese nodules of the Pacific Ocean.— In: Marine geology and oceanography of the Pacific Manganese Nodule Province/Eds Bischoff J. L., Piper D. Z. N. Y.: Plenum Press, 1979, p. 699-728.
- Sorem R. K., Reinhart W. R., Fewkes R. H., Mc. Farland W. D. Occurence and character of manganese nodules in domes sites A, B and C, East Equatorial Pacific Ocean.— In: Marine geology and oceanography of the Pacific manganese Nodule Province/Eds Bischoff J. L., Piper D. Z. N. Y.: Plenum Press, 1979, p. 475-528.
 Summerhayes C. P., Willis J. P. Geochemistry of manganese deposits in relation to revend extra the resulting the province for the pacific manganese in the second extra the second extra the province for the pacific manganese deposits.
- Summerhayes C. P., Willis J. P. Geochemistry of manganese deposits in relation to environment on the seafloor around southern Africa.— Marine Geol., 1975, v. 18, p. 159—173.

Институт океанологии АН СССР Москва

Поступила в редакцию 13.V.1982

УДК 550.4:551.313(265.4)

ПОВЕДЕНИЕ Fe, Mn, Cu И Zn В УСТЬЕВЫХ ЗОНАХ ДВУХ МАЛЫХ РЕК ВОСТОЧНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ

ГОРДЕЕВ В. В., ЧУДАЕВА В. А., ШУЛЬКИН В. М.

Установлено, что наличие или отсутствие химических превращений и степень их проявления для группы металлов в зоне смешения речных и морских вод зависят от ряда факторов: скорости течения реки, защищенности бухты или нижней части эстуария от волнового воздействия, степени контрастности гидрохимических характеристик и концентраций химических элементов на речном и морском концах профиля. В целом для двух рассмотренных рек можно говорить о доминировании физических процессов над химическим.

Граница между речной и морской водой представляет собой барьер, преодолевая который растворенный и взвешенный речной осадочный материал подвергается существенным качественным и количественным видоизменениям. Детальное изучение протекающих на барьере геохимических процессов должно привести к более ясным представлениям о химическом балансе между реками и океаном.

Каждая отдельная река — носитель множества химических веществ, идущих в океан. Барьер река — море представляет собой своеобразный фильтр для этих веществ. У любой реки такой фильтр имеет свои особые физические, химические и биологические свойства, совокупность которых характеризует эстуарий данной реки. В настоящее время существуют различные классификации устьевых участков рек (эстуариев) по их физическим свойствам, но отсутствуют классификации по химическим параметрам. Для создания подобной классификации из множества факторов, влияющих на геохимическое поведение элементов в эустуариях, следует выделить небольшое число наиболее важных, ключевых, достаточно полно характеризующих химический тип данного эстуария [21].

На данном этапе исследований накоплено пока недостаточно фактических данных о поведении химических элементов на геохимическом барьере река — море, которые могли бы составить основу для геохимической классификации эстуариев.

Цель данной работы — охарактеризовать процессы миграции ряда металлов (Fe, Mn, Cu, Zn, Ni, Cr) в зоне смешения речных и морских вод на примере двух небольших рек Советского Дальнего Востока.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЛАСТИ ИЗУЧЕНИЯ

Обе реки, Рудная и Зеркальная, протекают в пределах Восточного Сихотэ-Алиня. Объемы водного стока 0,48 и 0,64 км³/год, твердого — 11,8 и 12,3 тыс. т/год соответственно. В бассейнах рек развиты твердые кристаллические породы — граниты, базальты, андезито-базальты; почвенный покров почти отсутствует. Этим объясняется невысокая мутность рек — в среднем менее 20 мг/л. Для устьевой зоны р. Рудной характерно сравнительно быстрое течение, слабое осолонение вод во время прилива. Скорость течения в устье р. Зеркальной очень мала (0,1— 0,2 м³/с), осолонение вод в период опробования более значительное (0,5— 1,5⁶/₀₀). Обе реки выносят свои воды в одноименные открытые бухты, осадки которых испытывают интенсивную волновую переработку. Зона смешения вод р. Рудной с морскими водами довольно узка, в то время как у р. Зеркальной она растянута на сотни метров.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Пробы воды были отобраны в 1977—1978 гг. в течение короткого промежутка времени, так что влияние приливов можно не учитывать. Фильтрация выполнялась под вакуумом через мембранные фильтры «Сынпор» (ЧССР) с размером пор 0,23 мкм. Металлы определялись методом атомной абсорбции на спектрофотометре «Сатурн». Общая растворенная форма металлов определялась после экстракции ДДК Na и 8-оксихинолином фильтрованной воды; коллоидно-растворенная после трехкратной экстракции хлороформом.

Получение взвеси из больших объемов воды осуществлялось сгущением взвеси в пульпу с помощью бактериальных фильтров с размером пор 0,9—1,2 мкм и последующим ее центрифугированием. Последовательно определялись поверхностно-сорбированная и аморфно-гидроокисная, органическая, раскристаллизованных гидроокислов Fe и Mn и остаточная формы металлов во взвеси [3].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Железо. В большинстве работ, в которых изучалось поведение растворенного и взвешенного Fe в зоне смешения речных и морских вод, было выявлено ускоренное по сравнению с простым разбавлением снижение концентрации растворенного Fe в водной толще [2, 5, 7, 8]. Особенно отчетливо неконсервативное поведение этого металла наблюдается тогда, когда значительная разница в величинах pH и концентрациях Fe между крайними точками — речной водой в нижнем течении реки и морской водой. В экспериментах по смешению фильтрованных речной и морской воды Э. Шолковиц [22] показал, что удаление из воды растворенного Fe происходит за счет образования Fe-органических аморфных флоккул, т. е. за счет трансформации Fe из растворенной формы во взвешенную.

Поведение растворенного и взвешенного Fe в зонах смешения вод рек Рудной и Зеркальной с водами Японского моря показано на фиг. 1. Видно, что даже для одной реки (Рудная) это поведение в разное время различно. В 1977 г. (фиг. 1, а) концентрация растворенного Fe в нижнем течении реки практически не отличалась от его концентрации в прибрежной морской воде, во всем диапазоне соленостей от 0 до 33% она оставалась низкой (около 20 мкг/л) и постоянной. Через год (фиг. 1, б) ситуация существенно изменилась — отчетливо наблюдалось нелинейное падение концентраций Fepacts от 80 до менее 10 мкг/л на морском конце профиля. Особенно резким было падение в диапазоне малых соленостей в устье р. Зеркальной, а затем сохранялся примерно постоянный и низкий уровень Fepacte (фиг. 1, в). При общей для всех трех профилей явной тенденции к уменьшению взвешенного Fe (вмкг/лив % на сухую взвесь) от реки к морю каждый профиль отличается от других по характеру его изменений. В зоне смешения вод р. Рудной (1977 г.) концентрации Fe вов постоянно снижались, в 1978 г. отмечался пик при S=2-3⁰/₀₀ (в мкг/л) при сохранении примерно постоянного содержания Fe во взвеси в %. На профиле через зону смешения p. Зеркальной отчетливо видны два максимума Fe_{взв} — при S=3-4°/00 и 22-24°/00.

Практически совпадающие концентрации Fe_{pactb} в воде р. Рудной и прибрежной морской воде (фиг. 1, *a*) и отсутствие признаков активных химических превращений приводят к выводу, что смешение вод не вызывает изменения его концентраций на профиле от реки к морю. Не исключено, однако, что удаление Fe_{pactb} из воды произошло выше устьевой зоны реки, как это наблюдалось в эстуарии р. Потомак [10], где коагуляция Fe в пресных водах верхней части эстуария вызывалась дестабилизацией коллоидного Fe в результате бактериальной активности.

Падение Fe_{вэв} (в мкг/л и в %), по-видимому, нельзя объяснить растворением или десорбцией подвижного Fe во взвеси, так как при наблюдаемом соотношении концентраций металла во взвеси и воде при рас-



Фиг. 1. Зависимость мутности, содержаний железа и его форм в воде и взвеси от солености в зоне смешения вод р. Рудной (а — 1977 г., б — 1978 г.) и р. Зеркальной (в — 1977 г.) с водами Японского моря 1 — мутность, мг/л; 2 — концентрация растворенного железа, мкг/л; 3 концентрация взвешенного железа, мкг/л; 4 — содержание железа во взвеси, %; 5 — доля коллоидного + липидного железа в % от общего растворенного железа; 6 — доля легкоподвижного (сорбированного и аморфногидроокисного) железа во взвеси в % от общего взвешенного железа

творении взвеси должна была бы заметно увеличиваться концентрация Fe_{раств}, чего не наблюдается в действительности. Наиболее вероятное объяснение — смешение речной взвеси с высоким содержанием Fe_{взв} со взвесью морского происхождения с низким его содержанием и простое механическое осаждение взвеси (Fe_{взв} в мкг/л следует за изменениями мутности). Нелинейное снижение Fe_{взв}, возможно, связано с ускоренным осаждением грубых взвесей, содержащих (по неопубликованным данным В. А. Чудаевой) больше Fe, чем тонкие взвеси.

Весной 1978 г. отмечается нелинейное уменьшение Fe_{pactb} , особенно заметное при низких соленостях, которое сопровождается возрастанием $Fe_{вэв}$ (в мкг/л). Однако, судя по максимуму мутности, вызванному турбулентным смешением вод, и почти не меняющемуся содержанию $Fe_{взв}$ (в %), максимум $Fe_{вэв}$ (в мкг/л) при $S = 1 - 3^{\circ}/_{00}$ обязан своим происхождением в основном повышенному содержанию взвеси и в меньшей степени образованию Fe-органических флоккул (переходом Fe из раствора во взвесь). На то, что флоккуляция имела место, указывает некоторое снижение доли коллоидной фракции растворенного Fe (фиг. 1, δ). При дальнейшем увеличении солености на первый план выходит всевозрастающее влияние $Fe_{взв}$ морского происхождения.

Резкое падение концентраций Fe_{раств} при низких соленостях в устье р. Зеркальной (фиг. 1, в) сопровождается возрастанием Fe_{взв} и в мкг/л

Формы нахождения элементов во взвеси двух рек Восточного Сихотэ-Алиня, а так же во взвеси зон смешения прибрежных морских вод (% от общего содержания во взвеси)

Реки, даты	Места отбора	Fe				Mn				Zn			
отбора проб	проб	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4
Рудная 09.08.77 г.	Река Зона смешения Море	9,2 10,9 15,0	28,7 23,3 22,1	37,0 36,0 33,6	25,0 29,8 29,3	2,0 15,8 15,7	62,1 76,1 51,9	7,9 2,9 5,8	$28,0\ 5,2\ 26,6$	14,0 3	79,3 65,3	3,4 3,9	3,3 3,5
Зеркальная 18.08.77 г.	Река Зона смешения Море	10,6 4,9 3,2	23,5 44,7 20,9	38,1 23,7 43,1	27,8 21,8 32,8	12,1 10,2 4,6	70,1 58,0 40,9	7,8 14,0 15,3	10,0 17,8 39,2	23,4 17,5 12,6	66,0 68,8 81,5	7,8 8,1 4,2	4,8 5,6 1,7

Реки, даты	Места отбора	Си				Ni				Cr				С _{орг. взв}
отбора проб	проб	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	вес. %
	Река	56.2	29.4	10.6	3.8	3.0	17.1	9.1	70.8	18.4	7.8	29.1	44.7	4.24
Рудная	Зона смеше-	50,6	32,9	8,2	8,3	6,6	16,9	28,7	47,8	31,8	18,2	5,7	44,3	5,49
09.08.77 г.	Море	57,1	29,0	9,6	4,3	6,8	12,1	20,1	61,0	37,6	6,9	22,1	33,4	7,97
Зеркаль- ная	Река Зона смеше-	45,8 19,4	16,3 36,6	$28,7 \\ 28,4$	9,2 15,6	<u> </u>		 16,9	56,9	19,7	 13,5	 15,8	 51,0	7,68 3,54
18.08.77 г.	Море	21,5	49,0	15,9	13,6	1,4	14,9	14,4	69,3	22,6	20,7	27,3	29,4	5,12

Примечание. Формы нахождения элементов: 1 — органическая, 2 — поверхностно-сорбированная+ +аморфные гидроокислы Fe и Mn, 3 — раскристаллизованные («старые») гидроокислы Fe и Mn, 4 — остаточная (кристаллическая).

и в % на сухую взвесь, что при малых колебаниях мутности вполне определенно указывает на флоккуляцию растворенного Fe. Это заключение подтверждается анализом форм металла во взвеси (таблица) доля аморфного взвешенного Fe в водах промежуточной солености почти в 2 раза выше, чем в речных и морских водах. Отсутствие Fe_{взв} и C_{орг. взв} (см. таблицу) подчеркивает ведущую роль химических процессов в устьевой зоне реки.

Интересно количественно оценить масштабы выведения Fe_{раств} из водной толщи. Сначала определим среднее содержание морских вод в устье реки:

$$(V_{\rm p} + \Delta V_{\rm p}) S_{\rm p} + V_{\rm M} S_{\rm M} = (V_{\rm p} + \Delta V_{\rm p} + V_{\rm M}) S_{\rm y}$$

где $V_p = 6,1 \text{ м}^3/\text{с}$ — объем речного водного стока в основном русле в момент опробования; ΔV_p — прирост речного водного стока, рассчитанный на основании объемов водного стока и с учетом увеличения площади водосбора в устье на 8,7%; $V_{\rm M}$ — объем морских вод, разбавляющих речные воды; $S_p = 0,06^{\circ}/_{00}$ — соленость речных вод; $S_{\rm M} = 23^{\circ}/_{00}$ — соленость вод морской бухты; $S_y = 1,1^{\circ}/_{00}$ — средняя соленость вод устьевой зоны.

Из уравнения находим

$$V_{\rm M} = 0,04 \left(V_{\rm p} + \Delta V_{\rm p} \right),$$

т. е. разбавление морскими водами в устье реки составляет только 4%. Среднее содержание Fe_{раств} в устьевой зоне при условии простого разбавления речных вод морскими должно составлять:

$$Fe_{pactb.y} = \frac{Fe_{pactb.p} (V_{p} + \Delta V_{p}) + Fe_{pactb.m} V_{m}}{V_{p} + \Delta V_{p} + V_{m}} = 103,8 \text{ мкг/л.}$$

Наблюдаемая средняя концентрация $Fe_{pactb.y} = 9,5$ мкг/л намного ниже, чем расчетная, т. е. происходит интенсивное выведение Fe из раствора на участке смешения вод (потери равны 91%).

Таким образом, в двух из трех рассмотренных случаев распределения Fe в устьевых участках рек отмечается его флоккуляция и удаление из водной толщи. Большой интерес представляет знание дальнейшей судьбы этой фракции Fe. Этот вопрос требует специального рассмотрения, здесь же мы коснемся его лишь вкратце.

В пределах устьевого участка р. Зеркальной, закрытой от штормового воздействия, накапливаются довольно мощные толщи осадков, более чем наполовину состоящих из частиц <0,1 мм. Среднее содержание Fe в них 3,6%, из которых около ¹/₁₀ находится в подвижной гидроокисной форме. Песчаные осадки бухты Рудной подвержены интенсивной волновой переработке [1], в результате чего тонкий осадочный материал почти не задерживается в бухте и выносится за ее пределы.

Из сказанного можно сделать предварительный вывод о том, что процессы механической седиментации в устьевых участках рек превалируют над химическими; роль последних выше на закрытых участках эстуариев и в бухтах и заливах с минимальной волновой переработкой донных осадков.

Марганец. Марганец, как и железо, является важнейшим элементом в геохимических процессах, так как гидроокись Мп представляет собой активный сорбент для многих растворенных микроэлементов. В отличие от Fe поведение Mn в различных типах эстуариев более разнообразно. О консервативном поведении общего растворенного Мп в эстуариях р. Бьюли и р. Кубани сообщалось в работах [2, 16]; заметное удаление Мпрасть из воды наблюдалось в эстуариях р. Сатиллы [25], р. Рейн [8] и р. Шельдт [9]. В ряде случаев отмечались повышенные по сравнению с теоретическим разбавлением концентрации Мпраств при низких соленостях, источником которых были донные осадки (поступление Мп из иловых вод при взмучивании верхнего слоя осадков) или растворение Мп_{взв} при возрастании рН [9, 11, 24]. В эстуариях р. Ньюпорт [13], р. Рейн и Шельдт [9], бухте Джервис [15] обнаружено цикличное поведение Mn. На начальном этапе смешения вод происходит увеличение концентрации Мп_{раств}, далее, при S = 10-15% Mn флоккулирует, в составе флоккул оседает на дно и частично выносится в море. Часть вновь образованного Мп_{взв} приливными течениями заносится в верхнюю зону эстуария, где на контакте с эстуарными водами с низким pH или Eh или после осаждения в осадки и восстановления, Мп вновь возвращается в водную толщу в растворенном виде [9].

В зоне смешения р. Рудной в 1977 г. (фиг. 2, *a*) наблюдалось постоянное уменьшение концентраций Mn в растворе и во взвеси (в мкг/л и в %), еще более резкие перепады отмечались в 1978 г. (фиг. 2, *б*), когда концентрация металла в речной воде была почти в 4 раза выше, чем год назад. Иным было поведение $Mn_{pacтв}$ в эстуарии р. Зеркальной (фиг. 2, *в*). При $S=2-5^{\circ}/_{00}$ наблюдался явный максимум $Mn_{pacтв}$, при дальнейшем увеличении солености концентрация $Mn_{pacтв}$, так же как и Mn_{nab} заметно падала.

Падение концентраций Мпраств в эстуарии р. Рудной (фиг. 2, а) ненесколько отклоняется от прямой линии теоретического разбавления. На возможность незначительного удаления Мпрасть из воды указывает некоторое возрастание содержания Мпвзв при низких соленостях и увеличение доли подвижной формы металла во взвеси зоны смешения (см. таблицу). Как и в случае Fe, падение концентраций растворенного и взвешенного Mn в направлении моря можно объяснить все более возрастающей ролью морских вод и взвесей с более низкими его концентрациями. В пользу этого говорит усиление в этом направлении роли. органической формы Мп взв (см. таблицу). В 1978 г. при ином уровне концентрации Мп сущность и направленность процесса осталась прежней. Незначительный максимум Мпвав (в мкг/л) объясняется главным образом повышенной мутностью вод при S=2-4⁰/₀₀. Несмотря на резкое падение Мп_{раств}, возрастания содержаний Мп во взвеси, которое должно было бы наблюдаться при интенсивном переходе Мп во взвесь, в действительности не отмечается. Возникает труднообъяснимая ситуация: пе-



Фиг. 2. Зависимость содержаний марганца и его форм в воде и взвеси от солености в зоне смешения вод р. Рудной (а — 1977 г., б — 1978) и р. Зеркальной (в — 1977 г.) с водами Японского моря. Условные обозначения см. фиг. 1

реход Мп_{раств}→Мп_{вэв} активно осуществляется, а вещественные результаты этого перехода во взвеси отсутствуют. Возможно, причина кроется в том, что после пика мутности при S=2-4⁰/₀₀ ускоренными темпами оседали на дно частицы крупных размерностей с повышенным содержанием Мп (данные В. А. Чудаевой). Добавление к взвеси вновь образованных флоккул с высоким содержанием Мп не могло, по-видимому, обеспечить заметного обогащения взвеси Мп. Подчеркнем, что подобное поведение металла в эстуарии довольно необычно, в этом состоит специфика р. Рудной.

В зоне смешения р. Зеркальной (фиг. 2, *в*) при низких соленостях наблюдается избыток Mn_{pactb} по отношению к линии теоретического разбавления. Источником избыточного Mn может быть растворение Mn_{pastb} (заметен спад в содержании Mn_{B3B}), поступление с иловыми водами из донных отложений (данные по Mn в иловых водах отсутствуют), десорбция во взвеси (отмечается заметное снижение доли сорбированной формы Mn — см. таблицу). При S>4⁹/₀₀ концентрации Mn_{pactb} довольно плавно снижаются, но даже на морском конце профиля остаются сравнительно высокими. Во взвеси не отмечается какого-либо обогащения Mn. Таким образом, в отличие от железа активной флоккуляции Mn_{pactb} в устье р. Зеркальной не происходит. Об этом свидетельствуют и расчеты теоретических концентраций Mn, аналогичные выполненным для Fe. Расчетное значение — 3,5 мкг/л, среднее наблюдаемое — 6,8 мкг/л, т. е. получается даже избыточное поступление Mn в зону смешения реки. Различие полученных цифр, однако, не позволяет достаточно опреде-



Фиг. 3. Зависимость содержаний цинка и его форм в воде и взвеси от солености в зоне смешения вод р. Рудной (а — 1977 г., б — 1978 г.) и р. Зеркальной (в — 1978 г.) с водами Японского моря. Условные обозначения см. фиг. 1

ленно говорить об избытке Mn, но подтверждает вывод о малой значимости процесса флоккуляции. О том же говорит отсутствие роста подвижной формы Mn_{вэв} (см. таблицу).

Цинк. Исходя из экспериментальных данных по адсорбции Zn гидроокислами Fe и Mn [17], можно ожидать, что поведение Zn в эстуариях будет в значительной мере определяться поведением Fe и Mn, которые, как было показано выше (особенно Fe), активно удаляются из раствора на контакте пресных и соленых вод. Однако полевые наблюдения не всегда согласуются с этим предположением. Так, консервативное поведение растворенного Zn отмечалось в эстуариях р. Бьюли [16], р. Конви [12], в то время как в устьях р. Рейн [8], р. Кубани [2], р. Клайд [19] уменьшение концентрации Znpacts в сторону моря не соответствовало линии теоретического разбавления. В ряде работ уделено внимание десорбции Zn из взвеси и донных осадков. Дж. Х. Карпентер с соавторами [6] считают, что Zn удаляется из взвеси в результате ионообменных реакций, Б. Н. Троуп и О. П. Брикер [24] указывают на десорбцию металла из свежеосажденных речных осадков при установлении ионообменного равновесия с катионами морской воды. Экспериментальные исследования десорбции Zn при меняющейся солености вод дают противоречивые результаты [4, 20].

Изменения концентраций растворенного и взвешенного Zn в зоне смешения вод р. Рудной и р. Зеркальной показаны на фиг. 3. На всех трех профилях поведение Zn своеобразно. В устье р. Рудной в 1977 г. (фиг. 3, *a*) отмечается постоянное снижение и Zn_{взв}, и Zn_{раств}. В 1978 г. жартина более сложная — имеется максимум $2n_{вов}$ (в мкг/л) при S = $=1-4^{\circ}/_{00}$ и минимум $2n_{pacrb}$ при S = $24^{\circ}/_{00}$. Еще более прихотливо распределение концентраций Zn на профиле через устье р. Зеркальной (фиг. 3, β). Как и в случае Mn_{pacrb} , здесь наблюдается максимум Zn_{pacrb} при S = $2^{\circ}/_{00}$ и медленное снижение при более высоких соленостях. Отметим резкие колебания концентраций Zn на малых расстояниях, что при малой статистике серьезно затрудняет интерпретацию имеющихся данных.

В отсутствие заметной флоккуляции Fe и Mn в устье р. Рудной в 1977 г. (фиг. 3, *a*) снижение концентраций Zn_{раств} происходит почти линейно. Незначительное отклонение вверх от теоретической линии разбавления может указывать на некоторую десорбцию цинка из взвеси, чему не противоречит поведение Zn_{взв} (фиг. 3, *a* и таблица). Однако превалирующим процессом при быстром течении вод и соответственно малом времени пребывания осадочного материала в зоне смешения является простое разбавление речных вод морскими.

На фиг. 3, б поведение Zn раств уже явно неконсервативно. На начальном этапе смешения вод частично флоккулирующие Fe и Mn увлекают за собой какую-то часть Zn_{раств}, снижая его концентрацию быстрее, чем при нормальном разбавлении. Ожидаемого при этом обогащения взвеси Zn, как и в случае Fe и Mn, не отмечается (пик Zn_{вав} в мкг/л объясняется повышением мутности вод), а напротив, содержание Zn во взвеси снижается. Вероятнее всего, из двух конкурирующих процессов — флоккуляция и соответствующее обогащение взвеси Zn и осаждение крупных. фракций взвеси с высоким содержанием Zn — более проявляется последний. При дальнейшем осолонении вод удаление Znpacrb продолжается, а содержание Zn_{взв} (в %) не уменьшается. На морском конце профиля несколько необычно выглядит загиб кривой Zn раств в сторону повышенных концентраций. Интересно, что при S=24°/00 резко возрастает фракция коллоидно-органической формы Zn_{раств}. Как известно, металлорганические соединения стабилизируют растворенные металлы. Возможно, здесь дает о себе знать деятельность планктонных организмов, продуцентов Zn-органических комплексов.

В устье р. Зеркальной (фиг. 3, в) при $S = 0 - 2^{0}/_{00}$ происходит интенсивная десорбция Zn из взвеси в воду. Флоккуляция Fe_{раств} не оказывает заметного влияния на поведение Zn, его концентрация возрастает с 56,2 до 79 мкг/л. При $S > 2^{0}/_{00}$ падает $Zn_{pаств}$ и заметно возрастает обогащенность Zn взвеси, что с большой долей вероятности свидетельствует о переходе его из раствора во взвесь. Процент легкоподвижной формы Zn_{вав} также возрастает в сторону моря (см. таблицу).

Медь. Данные по распределению меди в эстуариях немногочисленны. Экспериментальные исследования Э. Шолковица [22] показали возможность флоккуляции растворенной Си в водах эстуариев. Данные исследований природных объектов, кажется, подтверждают эти наблюдения [2, 8].

В устьях рек Рудной и Зеркальной (фиг. 4) на трех профилях наблюдается неконсервативное поведение Си_{раств}. Незначительная разница в концентрациях металла в речных и морских водах и достаточно большой разброс конкретных значений заставляют с осторожностью интерпретировать полученные профили.

На фиг. 4, *a*, где показано распределение Си в устье Рудной в 1977 г., есть указания на десорбцию Си из взвеси и увеличение концентрации ее в растворе. Однако доля легкоподвижной формы Си_{взв} (сумма сорбированной Си и связанной с аморфными гидроокислами Fe и Mn — см. таблицу) практически не меняется.

Для вполне надежных суждений необходимы более детальные исследования. Отметим необычно высокий процент Си, связанной с твердым органическим веществом (см. таблицу). Также малы по амплитуде изменения растворенной и взвешенной Си в 1978 г. (фиг. 4, б). Судя по характеру распределения, существенных химических превращений с Си при переходе через границу река — море здесь не происходит. В устье


Фиг. 4. Зависимость содержаний меди и ее форм в воде и взвеси от солености в зоне смешения вод р. Рудной (a - 1977 г., $\delta - 1978$ г.) и р. Зеркальной (a - 1977 г.) с водами Японского моря. Условные обозначения см. фиг. 1

р. Зеркальной (фиг. 4, в) можно отметить тенденцию к флоккуляции Си_{раств} (по-видимому, часть Си увлекается с Fe). Средняя концентрация Си_{раств} в устьевом створе по расчету должна равняться 1,9 мкг/л. Полевые наблюдения показывают, что эта величина вдвое ниже — около 0,90 мкг/л, т. е. около 50% Си выводится из миграционного цикла на участке смешения речных и морских вод при S до 10—12°/00. Следует оговориться, что и здесь из-за недостаточной статистики, малой контрастности крайних точек, низких концентраций меди и ошибок в их определении к сделанным выводам надо относиться как к предварительным.

Никель и хром. Данные по поведению этих металлов в устьях рек в литературе практически отсутствуют. Небольшой объем исследований по формам Ni и Cr в устьях рек Рудной и Зеркальной позволяет сделать лишь самые предварительные выводы о возможной направленности их изменений. Некоторое увеличение легкоподвижной формы Cr_{взв} в водах промежуточной солености (см. таблицу) указывает на возможность флоккуляции растворенного Cr, который, по-видимому, увлекается осаждающимся из воды Fe. Обратная тенденция намечается у Ni, доля подвижной формы которого снижается по направлению к морю. В этом отношении поведение Ni похоже на поведение Mn.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрение фактических данных по распределению концентраций группы металлов в воде и взвеси зон смещения речных и морских вод на примере двух малых рек Сихотэ-Алиня показало, что отсутствие или наличие химических превращений и степень их проявления зависят от целого ряда факторов — скорости течения реки (и следовательно, времени жизни данной порции речной воды или времени пребывания химического элемента в зоне смешения), защищенности бухты или нижней части эстуария от волнового воздействия, степени контрастности гидрохимических характеристик (pH, Eh, O₂ и др.) и концентраций химических элементов на речном и морском концах профилей.

Даже в устье одной и той же реки в разные сезоны или дни сезона ситуация может сильно отличаться. На примере р. Рудной было показано, что в период опробования 1977 г. химические процессы были более подавлены процессами физическими (механическими), чем в 1978 г., когда перепад в концентрациях рассматриваемых металлов был сильнее. По сравнению с р. Зеркальной, где скорости течения вод значительно ниже, выраженность химических трансформаций в устье р. Рудной в обоих случаях была заметно ниже.

В целом для обеих рек можно говорить о доминировании механических процессов над химическими. Этот вывод находится в полном согласии с выводом Э. Шолковица [23], который после детальных исследований взвеси р. Тай (Шотландия) и ее эстуария пришел к заключению, что седиментационные и гидрологические процессы в большей степени ответственны за наблюдаемые изменения состава взвесей, чем химические процессы. К первым относятся взмучивание и осаждение материала различного химического, минералогического и гранулометрического состава. В этом отношении особенно интересна р. Рудная. Необычность распределения содержаний металлов по гранулометрическим фракциям (максимум в грубых фракциях) накладывает отпечаток на поведение металлов во взвеси в устье этой реки.

В настоящее время нет ясности в отношении процессов адсорбции десорбции в эстуариях. В целом ряде работ, о которых упоминалось выше, для объяснения наблюдаемых вариаций растворенных или взвешенных металлов активно привлекается десорбция их из взвеси в воду. Однако оперирование только одним или несколькими параметрами, которые не могут дать полной картины поведения элемента на контакте пресных и соленых вод, нередко приводит к ошибочным заключениям. Например, если рассматривать распределение на профиле только Мп_{взв} (%), то снижение содержаний Мп во взвеси с ростом солености легко приписать процессу десорбции. Однако дополнительные данные (концентрации Мпраств, изменение форм Мпвзв, изменение рН и т. д.) могут противоречить этому заключению. Эксперименты, показывающие возможность десорбции металлов в водах эстуариев, большей частью выполнялись с радиоактивными метками металлов, и трудно сказать, насколько правомерно экстраполировать их поведение на природные системы. Эксперименты по десорбции природного Мп из взвесей и осадков показали малую роль этого процесса [9, 13]. В то же время имеются указания на активную десорбцию Zn из взвеси и донных отложений [14]. Полученные в настоящей работе данные свидетельствуют о том, что десорбция Fe практически несущественна, тогда как для Zn и, возможно, Mn и Cu этот процесс определенно имеет место.

Важными представляются и некоторые выводы методического порядка. Совершенно очевидно, что для получения достаточно надежных заключений о поведении элементов в эстуариях следует получать более полную информацию о гидродинамических и гидрохимических условиях, чем это делалось в большинстве работ до сих пор. Необходимо иметь данные не только по концентрациям элемента в воде или взвеси, но и в донных осадках, иловых водах, планктоне, по распределению концентраций по основным формам его существования в указанных объектах, содержанию растворенного и взвешенного органического вещества, минералогии, гранулометрии и по фракционному распределению элемента, обязательны данные по скорости течения, мутности, солености, кислороду, pH, Eh и т. д. Необходимо не только расширить набор измеряемых параметров, но и резко увеличить количество точек отбора проб, делать параллельные замеры в одной точке. П. С. Лисс [18] указывает, что для получения представительных данных требуется выполнить наблюдения на профиле через эстуарий не менее чем в 50 точках, более или менее равномерно распределенных во всем диапазоне соленостей.

Литература

- 1. Введенская А. И., Игнатов Е. И., Проходский И. С., Роберман В. Н. Геоморфоло-гия и палеогеография шельфа. В кн.: Материалы XII Пленума геоморфологической комиссии. М., Наука, 1978.
- 2. Демина Л. Л., Гордеев В. В., Фомина Л. С. Формы Fe, Mn, Zn и Cu в речной воде и взвеси и их изменения в зоне смешения речных вод с морскими (на примере рек бассейнов Черного, Азовского и Каспийского морей) — Геохимия, 1978, № 8, c. 1211-1230.
- 3. Чудаева В. А., Гордеев В. В., Фомина Л. С. Фазовое состояние элементов во взвесях некоторых рек бассейна Японского моря.— Геохимия, 1982, № 4, с. 585—596. 4. Aston S. R., Duursma E. K. Concentration effect on ¹³⁷Cs, ⁶⁵Zn, ⁶⁰Co and ¹⁰⁶Ru sorp-
- tion by marine sediments, with geochemical implications.- Neth. J. Sea Res., 1973,
- v. 6, № 1-2, p. 225-240.
 5. Boyle E. A., Edmond J. M., Sholkovitz E. R. On the mechanism of iron removal in estuaries. Geochim. et cosmochim. acta, 1977, v. 41, № 9, p. 1313-1324.
 6. Carpenter J. H., Bradford W. L., Grant V. Estuarine Research. In: Chemistry, biology
- and estuarine system/Ed. Cronin L. E. L.: Acad. Press, 1975, v. 1, p. 184-214.
 Coonley L. S., Baker E. B., Holland H. D. Iron in the Mullica River and in Great Bay, New Jersey.— Chem. Geol., 1971, v. 7, № 1, p. 51-63.
 Duinker J. G., Nolling R. F. Distribution model for particulate trace metals in the Distribution for the Multica River Sec. Note L. Sec. Doc. 1076.
- Rhine estuary. Southern Bight and Dutch Wadden Sea.— Neth. J. Sea Res., 1976, v. 10, № 1, p. 71–102.
 Duinker J. G., Wollast R., Billen G. Behavior of Manganese in the Rhine and Scheldt Estuaries. II. Geochemical Cycling.— Estuarine Coast. Mar. Sci., 1979, v. 9, № 6,
- p. 727-738.
- 10. Eaton A. Removal of soluble iron in the Potomac River Estuary.— Estuarine Coast. Mar. Sci., 1979, v. 9, № 1, 41-49.
- 11. Elderfield H., Hepworth A. Diagenesis, metals and pollution is Estuaries Mar. Poll. Bull., 1975, v. 6, N_2 1, p. 85–87. 12. Elderfield H., Hepworth A., Edwards P. N., Holliday L. M. Zinc in the Conwy River
- and Estuary.— Estuarine Coast. Mar. Sci., 1979, v. 9, № 4, p. 403—422. 13. Evans D. W., Cutshall N. H., Cross F. A., Wolfe D. A. Manganese cycling in
- the Newport River Estuary, North Carolina.- Estuarine Coast. Mar. Sci., 1977, v. 5, № 1, p. 71–80.
- 14. Grieve D., Fletcher K. Interaction between zinc and suspended sediments in the Fraser River Estuary. British Columbia.— Estuarine Coast. Mar. Sci., 1977, v. 5, № 3,
- p. 415-419. 15. Grill E. V. The effect of sediment-water exchange on manganese deposition and nodule growth in Jervis Inlet, British Columbia.— Geochim. et cosmochim. acta, 1978, v. 42, № 5, p. 485—494.
 16. Holliday L. M., Liss P. S. The behavior of dissolved iron, manganese and zinc in the
- Beaulien estuary, S. England.— Estuarine Coast Mar. Sci., 1976, v. 4, № 3, 349—353.
- 17. Krauskopf K. Factors controlling the concentrations of thirteen rare metals in a sea water.— Geochim. et cosmochim. acta, 1956, v. 9, № 1/2, p. 1—32b.
- Liss P. S. Conservative and non-conservative behavior of dissolved constituents during estuarine mixing.— In: Estuarine chemistry/Eds Burton J. D., Liss P. S. L.: Acad. Press, 1976, p. 93–130. 19. Mackey D. W., Leatherland T. M. Chemical processes in an estuary receiving major
- inputs of industrial and domestic waters.— In: Estuarine Chemistry/Eds Burton J. D.,
- Liss P. S. Acad. Press, 1976, p. 185–218. 20. Osterberg C., Cutshall N., Johnson V., Cronin J., Jennings D., Frederick L. Some nonbiological aspects of Columbia River radioactivity. Symposium on the disposal of radioactive waters into seas, oceans and surface waters. Vienna: IAEA, 1966, p. 321-333.
- 21. Shink D. Behaviour of chemical species during estuarine mixing.- In: River input to the ocean systems/Eds Martin J. M., Burton J. D., Eisma D. UNESCO-UNEP, SCOR Workshop, Rome, 1979, 1981, p. 101-102. 22. Sholkovitz E. R. Flocculation of dissolved organic and inorganic matter during mi-
- xing of river water and sea water.— Geochim. et cosmochim. acta, 1976, v. 40, № 7, p. 831—845.
- 23. Sholkovitz E. R. Chemical and physical processes controlling the chemical composition of suspended material in the River Tay estuary.- Estuarine Coast. Mar. Sci.,
- 1070 of suspended material in the river ray estuary.— Estuarine Coast. Mar. Sci., 1979, v. 8, No 5, p. 523—545.
 24. Troup B. N., Briecker O. P. Processes affecting the transport of material from continents to the oceans.— In: Marine chemistry in the coastal environment. ACS Symposium/Ed. Church T. M. Amer. Chem. Soc., Wash., 1975, Ser. 18, p. 133—151.
 25. Windom H. L., Beck K. C., Smith R. Transport of trace elements to the Atlantic ocean here there Southeastern private submediate contract. 1071 v. 19, No. 2010.
- by three Southeastern rivers.— Southeastern geol., 1971, v. 12, № 2, p. 169-181.

Институт океанологии АН СССР Москва Тихоокеанский институт географии ДВНЦ АН СССР, Владивосток

Поступила в редакцию 6.V.1981

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 553.31 (571.5)

ПЕРВИЧНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОДНОГО ИЗ ТИПОВ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ АЛДАНСКОГО ЩИТА

ДЕРЮГИН Ю. Н.

В мировой практике имеется немного примеров россыпеобразования в позднем архее, поэтому обнаружение новых проявлений подобного типа расширяет диапазон их поисков.

Изученное проявление железистых кварцитов расположено в западной части Алданского щита и приурочено к Тарагайской структуре, сопоставляемой с зарубежными архейскими зеленокаменными поясами. Структура выполнена отложениями трогового комплекса, которые объединяются в бырылахскую толщу верхнего архея. Породы смяты в синклинальную складку, вытянутую в северо-западном направлении. В плане структура имеет сложные очертания и ограничивается серией разломов и контурами гранито-гнейсовых куполов, которые она облегает по периферии.

В бырылахской толще выделяются три пачки: подрудная, рудная и надрудная, определяемые по соотношению с горизонтом железистых кварцитов, прослеживаемым на протяжении всей структуры. Подрудная и надрудная пачки сложены однородным комплексом пород, представленным кристаллическими сланцами и гнейсами биотитового, кордиерит-биотитового, гранат-кордиерит-фибролит-слюдистого, фибролит-кордиерит-слюдистого состава и некоторыми другими породами. Мощность пачек соответственно 800 и 2000 м. Рудный горизонт состоит из переслаивающихся ильменит-гематитовых итабиритов, лютогенитов и безрудных кварцитов. Мощность железорудногогоризонта 5—250 м.

В железистых кварцитах Тарагайской структуры повсеместно наблюдается полосчатость. Морфология, сочетание различных типов рисунка полосчатости указывают на ее связь с первичной слоистостью пород. В итабиритах отмечается косая, косоволнистая слоистость (фиг. 1), рисунок которой подчеркивается различной окраской кварца в серых тонах, однако распределение рудного материала плохо контролируется наблюдаемой полосчатостью.

Косая слоистость непараллельного и параллельного вида, иногда с расходящимися под небольшими углами прямыми швами косых серий. Косослоистые серии крупного и весьма крупного размера, мощность их изменяется от нескольких сантиметров до 2,5 м. Слоистость имеет, как правило, однонаправленную ориентировку. Форма швов в сериях обычно прямолинейная или слабовогнутая. По вогнутости слойков определяются подошва и кровля слоя, на основании чего установлено нормальное залегание пород на западном фланге Тарагайской структуры. Косые серии срезаются вышележащими горизонтальными сериями. Углы наклона отдельных пачек достигают 25°, но в большинстве случаев наклон их более пологий — 10—15°. Границы между отдельными слойками прерывистые, невыдержанные по простиранию и проявлены слабо, лучше наблюдаются на выветрелой поверхности кварцитов.

Косоволнистый и волнистый типы слоистости в итабиритах обычно непараллельные, однонаправленные. Форма серийных швов, как и в косослоистых разностях, слабовогнутая.

Описанные типы косой слоистости по генетическим классификациям Ю. А. Жемчужникова [3] и Л. Н. Ботвинкиной [1] тяготеют к отложениям подводной дельты, чтоподтверждается крупными размерами косых серий, общей однонаправленностью серий, достаточно большими углами наклона слойков в пачках, прямолинейной формой швов с редкими загибами, несогласным срезанием косых серий горизонтальными.

Итабириты представлены ильменитовой и гематитовой разновидностями. Их главные породообразующие минералы: кварц, гематит, ильменит. Из акцессориев присутствуют: циркон, рутил, лейкоксен, турмалин, гранат, монацит, шпинель. Таким образом, породообразующие компоненты кварцитов представлены высокоустойчивыми к выветриванию и транспортировке минералами.

Носителями титана в итабиритах являются ильменит, встречающийся в срастании с гематитом в виде пластинчатых и неправильных обособлений структуры распада твердого раствора, а также отдельные кристаллы полиэдрического габитуса. Ильменит и гематит образуют изометричные зерна размером 0,03—0,5 мм, у кото-

Ильменит и гематит образуют изометричные зерна размером 0,03—0,5 мм, у которых иногда обнаруживаются следы окатывания. Акцессорные минералы несут явные следы окатывания (фиг. 2), при этом окатанность зерен циркона варыпуует в широком диапазоне. В железистых кварцитах присутствуют метамиктные и кристаллические разности циркона, среди которых преобладают кристаллы цирконового и длиннопризматического габитуса. Окраска их изменяется от бесцветной до темно-бурой. Разнообразие минеральных форм циркона, совместно встречающихся в пробах, определяется



Фиг. 1. Слоистость в гематитовых и ильменитовых итабиритах Тарагайской структуры *а, в, д* — косая; б, *г* — косоволнистая; *е* — волнистая слоистость



Фиг. 2. Зерна цирконов хорошей окатанности из железистых кварцитов. Увел. 40

варнациями источников сноса материала и указывает на обломочную природу итабиритов. Тяжелые минералы в железистых кварцитах накапливались в качестве естественного шлиха.

Гидравлическая крупность ильменита, гематита, циркона, рутила (0,03—0,5 мм) адекватна псаммитовой размерности кварца, однако основная ткань пород, сложенная главным образом кварцем, в результате регионального метаморфизма претерпела перекристаллизацию, и породы утратили кластическую структуру.

Снос материала в бассейн седиментации происходил с запада на восток, на что указывает наклон косых серий в кварцитах, увеличение мощности кварцитовой толщи в субширотном направлении, а также, по данным И. Калнустраута, закономерное возрастание содержаний полезных компонентов — титана и железа, обладающих тесной корреляцией. Источниками рудного материала, служили, вероятно, габбро-амфиболиты, амфиболовые кристаллические сланцы подстилающего комплекса, широко развитого на западе Алданского щита.

Естественная ассоциация в разрезе высокоглиноземистых гнейсов, лютогенитов и железистых кварцитов, образованных высокоустойчивыми минералами, предполагает формирование последних за счет размыва площадных кор глубокого химического выветривания в динамичной водной среде, по-видимому, палеодельте. Наличие в разрезе горных пород, обогащенных минералами свободного глинозема, — лютогенитов, высокоглиноземистых гнейсов — позволяет отнести выветривание позднеархейского времени к латеритно-сналическому типу.

Основываясь на приведенных выше особенностях, изученное месторождение ильменитовых и гематитовых итабиритов можно рассматривать в качестве титановой палеороссыпи. Реконструированная позднеархейская титановая палеороссыпь по составу и характеру залегания соответствует фанерозойским ископаемым россыпям титана. Метаморфизм горных пород бырылахской толщи отвечает фации биотит-мускови-

Метаморфизм горных пород бырылахской толщи отвечает фации биотит-мусковитовых гнейсов, а в ее пределах — силлиманит-биотит-мусковитовой субфации по классификации С. П. Кориковского [4]. Основные парагенезисы гнейсов представлены следующими ассоциациями: гранат — кордиерит — мусковит — биотит — кварц, биотит силлиманит — кордиерит — микроклин — кварц, биотит — микроклин — кварц, биотит — кордиерит — кварц. Несмотря на то что породы претерпели существенные метаморфические преобразования, первичная природа отложений вполне поддается восстановлению.

Реконструкция первоначального состава метаморфизованных пород бырылахской толщи проводилась по методикам А. А. Предовского [6] и А. Н. Неелова [5] и имеет достаточно сходимые результаты. Пересчеты показали, что кристаллические сланцы и гнейсы отвечают пелитовым и псаммитовым осадкам. Силлиманит-биотитовые и биотитовые гнейсы соответствуют граувакковым и полимиктовым песчаникам, кордиеритовые и гранат-кордиеритовые гнейсы — граувакковым песчаникам и в меньшей степени переходным разностям к гидрослюдистым глинам. Следовательно, первоначально бырылахская толща имела глинисто-терригенный состав.

Таким образом, по результатам проведенных исследований обосновано кластогенное накопление рудных минералов в железистых кварцитах, что позволило отнести данный тип оруденения к метаморфизованной титановой палеороссыпи позднеархейского возраста.

Изученное проявление — одно из наиболее древних среди палеороссыпей, известных в мировой практике, так как ранее выделялись титановые россыпи лишь рифейского [7] и палеозойского возраста [2].

Описанный тип оруденения можно прогнозировать для зрелых кварцевых отложений зеленокаменных комплексов как Алданского щита, так и других регионов, оценка которых с позиции метаморфизованных россыпей позволяет значительно расширить потенциальные масштабы поисков как во времени, так и в пространстве.

Литература

- 1. Ботвинкина Л. Н. Методическое руководство по изучению слоистости. М.: Наука, 1965. 259 c.
- 2. Быховский Л. З., Гурвич С. И., Патык-Кара Н. Г., Флеров И. Б. Геологические критерии поисков россыпей. М.: Недра, 1981. 253 с.
- 3. Жемчужников Ю. А. Косая слоистость и ее геологическая интерпретация. Тр. ВИМС, 1940, вып. 169.
- 4. Кориковский С. П. Фации метаморфизма метапелитов. М.: Наука, 1979. 263 с.
- 5. Неелов А. Н. Восстановление первичного состава парапород по их химическому составу. — В кн.: Методическое руководство по геологической съемке масштаба 1:50 000. Л.: Недра, 1974, с. 397—400. 6. Предовский А. А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизо-
- ванных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты, 1970. 115 с.
- 7. Чайка В. М. Докембрийские титан-циркониевые россыпи рифейского поднятия Уралтау. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 4. Россыпи. M., 1960, c. 135-141.

ПНИСЬИ Москва

Поступила в редакцию 13.V.1982

УДК 550.4: 553.64(574.3)

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА ФОСФОРИТОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МАЛОГО КАРАТАУ

КРАСНОВ А. А. МАМЧУР Г. П. ШАБО З. В. КАЛИШ В. П.

Среди докембрийско-нижнепалеозойских отложений, принимающих участие в геологическом строении хребта Малый Каратау, выделяются три основных комплекса пород: метаморфический, терригенный и биохемогенный. Фосфатоносные нижнекембрийские отложения, выделяемые в самостоятельную чулактаускую свиту, залегающую в основании мощной толщи кембро-ордовикских пород тамдинской серии.

В составе чулактауской свиты выделяются три горизонта (снизу вверх): «нижних» доломитов, кремней и продуктивный [4, 6].

Горизонт «нижних» доломитов представлен плотными массивными светло-серыми или серыми, мелко-среднезернистыми доломитами, которые характеризуются содержанием $CO_2 - 32 - 36\%$; MgO — 15—17%; н. о. (нерастворимый остаток) — 7—10%; $P_2O_5 - 1 - 3\%$.

Горизонт кремней представлен слабофосфатными светло-серыми, серыми или тем-но-серыми плотными, крепкими с раковистым изломом кремнями. Сложены кремни в основном халцедоном микрокристаллической или органогенно псаммитовой структуры, пигментно окрашенным органическим веществом. Иногда наблюдаются фосфатные зерна и оолиты, а также доломит в виде включений различной формы и размеров. Химический состав кремней характеризуется высоким содержанием SiO₂ (80—90%), низким содержанием P₂O₅ (1—5%) и CO₂ (1,0—1,5%). Продуктивный горизонт сложен в основном фосфоритами и глинисто-фосфатно-

кремнистыми сланцами. Фосфориты относятся к микрозернистым оолитово-зернистым

Органическое вещество фосфоритовых руд Каратау

Характеристика проб	б б ние С _{орг} , %	Выход	бнтума	Расхожде расчетны ческим вес минизиров бы, у	нне между м и факти- ом дебиту- анной про- быток	Характер свечения в ультрафиолетовых лучах	
		r	%	Г	%		
Фосфорит субмоно- минеральный	1,45	0,0490	0,0316	-0,36	-0,35	Буровато-желтое	
Фосфорит карбонат- но-кремнистый	0,37	0,0595	0,0290	-0,33	0,36	Ярко-оранжевое	
Фосфатно-кремни- стый сланен	0,96	0,0 43 0	0,0292	-0,58	-0,79	Буровато-оранже- вое	
Доломит	0,51	0,0564	0,0367	-0,30	-0,40	Буровато-желтое	

Таблица 2

Содержание и изотопный состав углерода органического вещества и карбонатов фосфоритных руд Каратау

Характеристика проб	Содержание	δ ¹⁸ С углерода ОВ,	8 ¹⁸ С углерода карбо-
	С _{орг} , %	%0	натов, % ₀
Фосфорит субмономинеральный Фосфорит карбонатный Фосфорит карбонатно-кремнистый Фосфорит кремнистый Фосфатно-кремнистые сланцы Кремень Доломит	$\begin{array}{c} 1,38-1,45\\ 0,25-1,44\\ 0,37-2,68\\ 0,01-0,70\\ 0,02-1,64\\ 0,02-0,09\\ 0,51-1,19\end{array}$	$\begin{array}{c} -23,3 \div -29,0 \\ -25,5 \div -26,8 \\ -20,9 \div -23,6 \\ -25,2 \div -32,5 \\ -23,2 \div -32,2 \\ \text{He onp.} \\ -22,2 \div -31,4 \end{array}$	$\begin{array}{c} -7,6 \div -3,8 \\ -5,2 \div -3,6 \\ -5,0 \div -4,6 \\ -4,5 \\ -4,0 \\ \text{He onp.} \\ -3,8 \div +2,7 \end{array}$

разностям [6] и представляют собой плотные массивные породы серого и темно-серого цвета, основная масса фосфата сконцентрирована в виде мелких (0,1—0,2 мм) зерен и оолитов. Фосфат в зернах представлен фторкарбонатапатитом, который в метаморфизованных разностях переходит во фторапатит. Из кремнистых минералов преобладают халцедон и кварц, из карбонатных — доломит. По составу цементирующего материала среди фосфоритов выделяются монофосфатные, карбонатные, кремнистые, кремнисто-фосфатные и карбонатно-кремнистые разности. Глинисто-фосфатно-кремнистые сланцы представляют собой тонкоплитчатые, нередко сланцеватые породы темно-серого или буроватого цвета. Состоят они из тонкой смеси микрокристаллического халцедона, неравномерно окрашенного органическим веществом, чешуек гидрослюд, серицита и зерен доломита и фосфата. Химический состав отложений продуктивного горизонта изменчив: содержание P₂O₅ от 13—15 до 29—32%, н. о. от 5—8 до 40—45%, CO₂ от 1—3 до 12—15%.

В настоящее время для решения вопросов генезиса карбонатов и углеродсодержащих минералов, определения геохимических показателей процессов седиментогенеза и эпигенеза, стратиграфических расчленений, установления источников органического вещества и других вопросов широко используются стабильные изотопы углерода [1---3, 5, 7]. Нами было проведено определение изотопного состава углерода карбонатных пород, фосфоритов и органического вещества в отложениях тамдинской серии Малого Каратау. Кроме того, во всех лигологических разностях пород продуктивного горизонта определялось количество Сорг.

Выявлено, что в исследуемых фосфоритных рудах содержание C_{opr} колеблется от 0,01 (кремнистые фосфориты) до 2,68% (карбонатно-кремнистые фосфориты). С целью изучения ОВ, которое состоит из растворимого битума и нерастворимой его части, была проведена горячая экстракция спиртобензолом (1:1) в аппаратах Сокслета. В результате было установлено, что выход растворимого битума незначительный и колеблется в пределах 0,029—0,036% на породу (табл. 1). Следует отметить, что взаимосвязь между содержанием Сорг в породе и выходом битума при экстракции отсутствует. Это, возможно, обусловлено тем, что значительная часть органического углерода приходится на нерастворимое органическое вещество.

При подсчете материального баланса после экстракции выявлено расхождение между фактическим весом дебитуминизированной пробы (со знаком минус — убыток) и расчетным. Этот убыток, вероятно, связан с выделением летучих компонентов во время экстракции.

Наблюдение за цветом люминесценции выделенных битумов в ультрафиолетовых лучах показало буровато-желтое и оранжевое свечение, что может свидетельствовать о преобладании в их групповом составе смолисто-асфальтеновых компонентов. Масляная фракция, более характерная для битумного вещества нефтяного характера, практически отсутствует.



Изотопный состав углерода отложений тамдинской серии

Изотопный состав углерода органического вещества, дисперсно рассеянного в карбонатных и карбонатно-кремнистых фосфоритах, фосфатно-кремнистых сланцах и других породах продуктивного горизонта, изучался в образцах, отобранных на месторождениях Джанатас, Кокджон и Гиммельфарбское. Для органического углерода получены значения δ^{13} С в пределах от —32,5 до —20,9%0 (табл. 2). Разброс величин обусловлен, вероятно, перераспределением углерода в процессе эпигенетических изменений фосфоритоносной толщи.

На рисунке приведены средние значения и интервалы колебаний изотопного состава утлерода фосфоритоносных отложений чулактауской свиты. Полученные результаты свидетельствуют о том, что образование карбонатов происходило в морских условиях, причем «нижние» доломиты ($\delta^{13}C + 0.5 - + 2.7\%_0$) образовались, по-видимому, в условнях более мелкого, относительно легко аэрируемого водоема. По мнению Э. М. Галимова [1], значение $\delta^{13}C$ карбонатов, близкое к + 1,4%, является показателем окислительной обстановки их образования, тогда как более легкий углерод свидетельствует о восстановительных условиях среды. Накопление «нижних» доломитов и фосфоритов чулактауской свиты происходило в более глубоководном бассейне и при восстановительных условиях, о чем свидетельствует предел колебаний значений $\delta^{13}C$ (от -0,5 до -3,5%).

Изотопный состав углерода карбонатных прожилков в отложениях чулактауской свиты свидетельствует об образовании их в результате выпадения из растворов и перекристаллизации доломита и кальцита, возможно, в присутствии атмосферной СО₂.

Наиболее легким изотопом углерода характеризуется фторкарбонатапатит из фосфоритных слоев, значение δ^{13} С которого колеблется от —3,7 до —7,6%, что может говорить о восстановительных условиях среды в процессе седиментогенеза.

Литература

- 1. Галимов Э. М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 1968. 228 с.
- 2. Галимов Э. М., Гирин Ю. П. Изменение изотопного состава углерода в процессе образования карбонатных конкреций.— Геохимия, 1968, № 2, с. 228—233.
- 3. Галимов Э. М., Мазур В. М. Связь изотопного состава углерода сидеритов с литолого-фациальной характеристикой отложений и условиями существования фауны.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1972, № 10, с. 26—32.
- 4. Гиммельфарб Б. М. Закономерности размещения месторождений фосфоритов СССР и их генетическая классификация. М.: Недра, 1965. 308 с.
- Мамчур Г. П. Изотопный анализ углерода в определении генезиса углеродсодержащих минералов. — Минералог. сб., 1978, № 32, вып. 1, с. 65—68.
 Тушина А. М., Усанова В. Г., Маймистова Р. И. Литология и фации фосфоритонос-
- 6. Тушина А. М., Усанова В. Г., Маймистова Р. И. Литология и фации фосфоритоносных отложений Малого Каратау.— В кн.: Фосфориты Каратау. М.: Недра, 1969, с. 125—186.
- 7. Шадский И. П., Романкевич Е. А., Батурин Г. П. Изотопный состав углерода липидов современных фосфоритовых конкреций и проблема их образования.— Докл. АН СССР, 1980, т. 254, № 3, с. 743—744.

ГИГХС Москва Поступила в редакцию 18. V.1982

РЕЛИКТОВЫЙ ХАРАКТЕР ДОННЫХ ОСАДКОВ КОЛЬСКОГО ЗАЛИВА И ПОДЪЕМ ЭВСТАТИЧЕСКОГО УРОВНЯ МИРОВОГО ОКЕАНА

РОЖКОВ Г. Ф.; КУЗЬМИН А. В.; ГРУШКО А. О.

Гранулометрический состав — важная характеристика осадков. В нем запечатлена информация, интересная для многих аспектов седиментологии и динамической палеогеографии.

В настоящее время интенсивно изучаются морские шельфы. При картировании литофаций нередко приходится сталкиваться с наличием на поверхности дна отложений, сформированных в континентальных условиях, т. е. с реликтовыми осадками. Выявление и изучение ареалов таких отложений чрезвычайно важно для познания истории развития субаквальных площадей, палеогеографических реконструкций, прогноза месторождений различных полезных ископаемых, инженерно-геологической оценки территорий.

Данная статья посвящена методике определения реликтового характера донных осадков, подтверждающего повышение уровня океана за последние тысячелетия, а также динамической реконструкции современных условий седиментации на юге Кольского залива.

В заливе при изысканиях для строительства гидротехнического сооружения производились детальные исследования условий седиментации донных осадков. На небольшом участке площадью около 5 км² вблизи устьев рек Колы и Туломы водолазами проведено систематическое опробование осадков, часть которых была подвергнута ситовому анализу по методике ВНИГРИ [9], а результаты дробного рассева обработаны на ЭВМ и ВЦ ЛГУ по протраммам Г. Ф. Рожкова и З. М. Трофимовой [8] и Г. Ф. Рожкова и В. Д. Куликова [7].

Статистические данные, позволяющие воспроизвести графические построения (для краткости опущенные в статье), приводятся в таблице. В пределах исследуемого района на фоне выровненной поверхности дна с общим падением на север существует хорошо выраженный в рельефе желоб субмеридионального направления. На этом участке развиты приливно-отливные (периодические) и стоковые (постоянные) течения, действующие вдоль по склону дна Кольского залива.

течения, действующие вдоль по склону дна Кольского залива. Приливные течения замедляют, а отливные увеличивают скорость постоянных стоковых течений. Так, например, в периоды подъема уровня общая скорость течения 0,4—1 м/с, а при падении уровня — от 0,4 до 1,8 м/с.

По данным многолетних наблюдений, средняя высота ветровых волн в Кольском заливе не превышает 0,3 м. Следовательно, волновое взмучивание донных осадков прекращается на глубине около 3 м.

Отсортированность осадков непосредственно связана с энергией динамических сил среды седиментации [1]. Поскольку стандарт дает оценку отсортированности только по числу размерных фракций, составляющих тот или иной осадок, а вариация при этом учитывает еще и средний размер зерен, т. е. гранулометрический уровень осадка, то, естественно, вариация является более информативной и чувствительной динамической характеристикой. При картировании ее значений обычно получается довольно четкая картина распределения энергетических уровней живых сил в бассейне седиментации [3, 4].

На рассматриваемом участке залива значения варнации 0,5—1,9, что свидетельствует о совершенно различной степени отсортированности донных осадков: от очень плохой (1,9) до отличной (0,5). Эти значения вариации также указывают на наличие резких перепадов динамических уровней стоковых течений. Отмечено, что ареалы наилучшей отсортированности осадков располагаются в направлении наиболее сильных течений.

В динамическом отношении гранулометрическая зрелость осадков — это еще один очень важный параметр. Гранулометрическое вызревание осадков происходит под действием динамических сил, главным образом в среде седиментации. Этот важный процесс статистически выражается снижением полимодальности, через гетерогенность к логнормальности, затем к крутовершинности эмпирического распределения при сохранении его симметричности.

Разложение реальных осадков в ряд по их гранулометрической зрелости для дальнейшего картирования значений этого параметра производится по значениям «хи-квадрат», полученным при аппроксимации эмпирических распределений гранулометрического состава теоретической логнормальной кривой. Для выделения суперзрелости осадков требуются еще оценки асимметрии и эксцесса по косвенному счету зерен [6]. Гранулометрическая зрелость в различных местах изученного участка дна сильно

Гранулометрическая зрелость в различных местах изученного участка дна сильно варьирует от незрелости до суперэрелости, причем последняя наблюдается в полосе наиболее сильных стоковых течений. На отмелях и вдоль побережья Кольского залива, где происходит накопление тонкозернистых осадков, наблюдается резкое снижение их зрелости (см. таблицу, графы 5, 6 и 7).

Оценку влияния фактора наследственности на формирование гранулометрического состава осадков в каждом новом цикле седиментации можно производить сопоставлением карт гранулометрической зрелости и распределения значений вариаций, т. е. карты динамических уровней [6]. Если ареалы зрелых осадков по площади совпадают с зонами повышенных энергий, а незрелые приурочены к зонам низких динамических сил,

гробы	qMo	qx.	av.	qa	q٦	qX2	пнкф	«Ci C _{max}	M»	- qa	qT	ди
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
$\begin{array}{c} 1 \\ 2 \\ 3 \\ 4 \\ 6 \\ 7 \\ 8 \\ 0 \\ 11 \\ 13 \\ 15 \\ 6 \\ 19 \\ 12 \\ 26 \\ 0 \\ 22 \\ 0 \\ 33 \\ 39 \\ 40 \\ 34 \\ 45 \\ 6 \\ 48 \\ 9 \\ 44 \\ 46 \\ 48 \\ 9 \\ 10 \\ 10 \\ 10 \\ 10 \\ 10 \\ 10 \\ 10 $	$\begin{array}{c} .07\\ .18\\ .04\\ .28\\ .14\\ .07\\ .09\\ .23\\ .11\\ .28\\ .28\\ .28\\ .28\\ .07\\ .09\\ .26\\ .14\\ .04\\ .04\\ .04\\ .04\\ .04\\ .11\\ .71\\ .23\\ .18\\ .09\\ .07\\ .11 \end{array}$	$\begin{array}{c} .08\\ .15\\ .05\\ .22\\ .24\\ .07\\ .14\\ .07\\ .09\\ .18\\ .15\\ .19\\ .22\\ .16\\ .08\\ .10\\ .05\\ .14\\ .04\\ .04\\ .04\\ .04\\ .04\\ .04\\ .04\\ .0$	1,5,1,5,7,5,6,2,7,3,1,8,0,6,2,7,3,0,9,9,8,2,6,5,4,9,5,1,0,1,1,1,0,1,1,1,1,0,0,1,1,1,1,1,0,0,1,0,1	$\begin{array}{c} -0,3\\ -0,7\\ 0,1\\ -0,5\\ -0,6\\ -0,6\\ -0,6\\ -0,6\\ -0,7\\ 0,5\\ 0,6\\ -0,5\\ -0,5\\ -0,7\\ -0,8\\ -0,7\\ -0,8\\ -0,7\\ -0,8\\ -0,7\\ -0,8\\ -0,7\\ -0,8\\ -0,7\\ -0$	$\begin{array}{c} -0,35,22,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0$	$\begin{array}{c} 2 \\ 3 \\ 9 \\ 6 \\ 9 \\ 2 \\ 2 \\ 5 \\ 4 \\ 6 \\ 1 \\ 1 \\ 1 \\ 2 \\ 4 \\ 8 \\ 1 \\ 1 \\ 1 \\ 6 \\ 3 \\ 2 \\ 4 \\ 8 \\ 1 \\ 1 \\ 1 \\ 6 \\ 1 \\ 1 \\ 1 \\ 1 \\ 6 \\ 1 \\ 1$	88888888888888888888888888888888888888	1,9,9,1,1,2,1,0,9,1,1,0,5,9,8,7,2,4,8,8,4,1,8,7,9,2,0,6,6,1,1,2,1,2,2,2,2,1,2,2,2,2,2,1,2,2,2,1,2,2,2,2,1,2,2,2,2,1,2	૱૽ઌ૽ઌૻૡ૽ઌઌ૽ઌઌ૽ઌઌ૽ઌઌઌઌઌઌઌઌઌઌઌઌઌઌઌ ૱૱૱૱૱૱૱૱૱૱૱૱૱	$\begin{array}{c} -0,51\\ -0,11\\ -0,69\\ -0,22\\ -0,11\\ -0,9\\ -0,22\\ -0,11\\ -1,09\\ -0,11\\ -0,95\\ -0,30\\ -1,09\\ -0,53\\ -0,30\\ -10,5\\ -0,33\\ -0,5\\ -0,33\\ -0,5\\ -0,4\\ -0,9\end{array}$	$\begin{array}{c} -0,58\\ -0,0,7\\ -0,7\\ -0,5\\ -0,3\\ 1,0\\ -1,1\\ -0,7\\ -0,9\\ -0,66\\ -0,5\\ 1,3,4\\ -0,0\\ -0,7\\ -0,4\\ -0,3\\ -0,7\\ -0,4\\ -0,3\\ -0,6\\ -0,7\\ -0,8\\ -0,8\\ -$	$\begin{array}{c} PT + + 3 \\ PT + + 7 \\ PT + + 7 \\ PT + 1 \\ PT$

Стагистические характеристики гранулометрического состава современных донных осадков южной части Кольского залива

Примечание. Графы таблицы означают: 1 — номера проб; 2 — размер моды; 3 — средний размер зерен осадка, мм; 4 — отсортировать осадков (значения вариации); 5 — значения асимметрии; 6 значения эксцесса; 7 — значения критерия «хи-квадрат», полученные при аппроксимации эмпирического распределения гранулометрического состава осадков логнормальной теоретической кривой; 8 — появление в осадках наиболее крупнозернистых фракций, мм; 9 и 10 — соответственно максимальные и медианные размеры для построения динамической диаграммы «СМ» [10]; 11 и 12 соответственно значения асимметрии и эксцесса по косвенному счету зерен для динамогенетической диаграммы. Латинская буква q указывает, что данный параметр был рассчитан по косвенному счету зерен в осадках; 13 — динамические индексы: РТ — речные течения, РТ+Э — речные течения и эоловая переработка, ДТ — донные течения стокового типа. ДТдф — донные течения в условиях дефицита обломочного материала (обычно при эрозии подстилающих отложений).

то это свидетельствует об утрате значений фактора наследственности. Если при сравнении указанных карт такой корреляции не существует, то это означает, что фактор наследственности обладает большим значением, и тогда данные гранулометрии можно использовать для решения вопроса о реликтовом характере того или иного осадка.

При сравнении карт гранулометрической зрелости (см. таблицу, графы 5, 6 и 7) и динамических уровней седиментации (см. таблицу, графа 4) видна их несовместимость, следовательно, фактор наследственности имеет большое значение при формировании современных донных осадков, особенно в местах эрозии дна Кольского залива.

В бассейнах рек Колы и Туломы в основном размываются метаморфические и изверженные комплексы пород раннего протерозоя. Локальными источниками сноса иногда служат различные ледниковые отложения четвертичного возраста. Интеграция при транспортировке такого совершенно разнородного обломочного материала в условиях небольших рек вряд ли может стать источником формирования и выноса суперзрелых песчаных осадков, обнаруженных в желобе стоковых течений.

Одинаковый размер наиболее крупнозернистых ситовых фракций (>2,8 мм), характерный для всех точек участка (см. таблицу, графа 8), позволяет считать этот участок транзитной зоной сноса обломочного материала вниз по региональному склону с отдельными местами эрозии подстилающих отложений.

Остановимся теперь на определении фациального происхождения резмываемых отложений, которое производится на основе механической дифференциации обломочных частиц песчано-алевритовой размерности с помощью динамогенетической диаграммы асимметрия — эксцесс [4]. Картирование динамических индексов, снятых с диаграммы, представлено на фигуре.

Вдоль Кольского залива, в полосе небольших глубин (до 10 м) установлен вытянутый субмеридиональный ареал реликтовых осадков, образование которых не соответствует современным фациальным условиям гравитационных стоковых течений. О реликтовом характере этих отложений свидетельствуют следующие факты: 1) они лишены даже по косвенному счету зерен тонких частиц размером, менее 0,05 мм; 2) эмпирические распределения их гранулометрического состава хорошо подчиняются логнормальному закону; 3) на диаграмме они занимают верхнюю часть центрального прямоугольного поля, что характерно для речных осадков, подвергшихся золовой переработ-ке в условиях широких долин (см. таблицу, графы 12, 13; см. фиг. 2). Очевидно, стоковые течения в центральной части залива выработали указанный желоб в отложениях типично континентальных фаций. По обеим сторонам от полосы континентальных (реликтовых) осадков протягиваются шлейфы осадков с обильным содержанием тонкозернистых частиц и с меньшими модальными и средними размерами (см. таблицу, графы 2, 3). Механическая дифференциация обломочных частиц в этих осадках показывает, что они образовались за счет слабых донных течений стокового типа, причем без каких-либо признаков волнового воздействия, хотя глубина в этих местах не превышает 5 м. Об этом свидетельствует и их очень плохая отсортированность (см. таблицу, графа 4). Симметричность расположения шлейфов тонкозернистых осадков лишний раз подчеркивает эрозионный характер центрального желоба, вдоль которого наблюдаются более крупнозернистые осадки.

При картировании данных динамической диаграммы «СМ» [10] выделяется довольно широкая, вытянутая вдоль залива, полоса повышенных динамических сил среды седиментации, которая протягивается в направлении развития более сильных стоковых течений (см. таблицу, графы 9, 10). Эта полоса симметрично обрамляется зонами сравнительно слабых поступательных движений водной среды седиментации, непосредственно примыкающими к берегам Кольского залива.

В условиях повышенных энергий среды седиментации наблюдается перемещение классического материала способом качения обломочных частиц, а в условиях пониженных энергий обломочный материал транспортируется в виде суспензии, качение частиц здесь имеет лишь подчиненное значение.

Полоса повышенных энергий среды седиментации, по данным диаграммы «СМ», совпадает с ареалом развития реликтовых континентальных осадков в центральной части залива, которая с обеих сторон симметрично окаймляется зонами слабых энергий, непосредственно примыкающих к берегам залива.

Таким образом, обе динамогенетические диаграммы, основанные на разных принципах, показывают сходные результаты в распределении гидродинамических сил на южном участке Кольского залива.

История Кольского залива с конца позднеледникового времени характеризуется последовательной сменой трансгрессий различных уровней. По данным бурения при изысканиях в верховьях залива, разрез на всю вскрытую глубину в (30—36 м) представлен глинистыми отложениями с отдельными горизонтами песков, отвечающими регрессивным фазам, причем общая мощность поздне-послеледниковых отложений [2] превышает 100 м. Следовательно, на рассматриваемом участке непрерывно существовал морской бассейн различной тлубины, начиная с 11—12 тыс. лет назад. Фациальные условия, при которых могли накопиться речные отложения, изученные при гранулометрическом анализе, сложились в заключительный период истории развития участка на фоне небольших трансгрессий, когда в современном виде возникли инжние части речных долин [2]. Базис эрозии понижался на 13—15 м и ниже современного уровня моря, о чем свидетельствуют эрозиснные размывы кровли глинистых отложений более ранних трансгрессий, отмеченные на участке по данным бурения и заполненные позднее дельтовыми отложениями рек Колы и Туломы.

выводы

1. Качественную оценку влияния фактора наследственности на формирование гранулометрии осадков в одном цикле седиментации можно получать при сопоставлении карт гранулометрической зрелости и распределения динамических уровней в бассейне седиментации (по данным вариации).

2. Фациальное происхождение современных осадков определяется по механической дифференциации обломочных частиц песчано-алевритовой размерности, отраженных на генетической диаграмме асимметрия — эксцесс по косвенному счету зерен.

3. Критериями выделения на морском дне реликтовых осадков являются: a) сильное влияние фактора наследственности при формировании современных осадков; б) фациальное происхождение осадков, не отвечающее современной наблюдаемой фациальной обстановке; в) полное несоответствие гранулометрического состава осадков фактической динамике среды седиментации, в которой они находятся.

4. Наличие на дне Кольского залива реликтовых континентальных речных отложений с эоловой переработкой их гранулометрического состава определенно указывает на существенное временное понижение здесь уровня морского бассейна в конце послеледниковья.

Литература

- 1. Каледа Г. А. Вопросы методики изучения изменчивости состава горных пород на тектонических структурах.— В кн.: Вопросы методики изучения литологии в нефтегазоносных областях: Тр. ВНИГНИ, 1970, вып. 91, с. 5—69.
- 2. Никонов А. А. Развитие рельефа и палеография антропогена на западе Кольского полуострова. Л.: Наука, 1964. 352 с.



Динамическая реконструкция условий образования современных осадков на юге Кольского залива

а — распределение точек — проб современных осадков на динамогенетической диаграмме асимметрия — эксцесс по косвенному счету зерен [5]; б — картирование данных, снятых с диаграммы в динамических индексах различных фаций. 1 — береговая линия; 2 — линия осушения в периоды отлива; 3 — точки отбора проб (в числителе — индекс микровации, в знаменателе — номер точки опробования); 4 — речные течения; 5 — речные течения и эоловая переработка речных песков; 6 — донные течения стокового типа; 7 — донные течения стокового типа и резкий дефицит обломочного материала; 8 — речные пляжи; 9 — границы микрофациальных зон; 10 предполагаемые границы этих зон; 11 — соответствующие индексы микрофациальных зон; 12 — направления донных течений по данным гранулометрии, которые намывают современные осадки; 13 — направления донных течений по данным гранулометрии, размывающих подстилающие отложения

- З. Рожков Г. Ф. Коэффициенты асимметрии и вариации гранулометрического состава осадков — индикаторы микрофациальных условий седиментации. — Литол. и полезн. ископ., 1976, № 6, с. 137—150.
- 4. Рожков Г. Ф. Геологическая интерпретация гранулометрических параметров по данным дробного ситового анализа. В кн.: Гранулометрический анализ в геологии. М.: ГИН АН СССР, 1978, с. 5—25.
- 5. Рожков Г. Ф. Дифференциация обломочного материала и гранулометрическая диаграмма по косвенному ситу зерен.— В кн.: Механическая дифференциация твердого вещества на континенте и шельфе. М.: Наука, 1978, с. 97—117.
- 6. Рожков Г. Ф. Гранулометрическая зрелость песков.— Литол. и полезн. ископ., 1979, № 5, с. 106—125.
 7. Рожков Г. Ф., Куликов В. Д. Методика автоматической обработки результатов
- 7. Рожков Г. Ф., Куликов В. Д. Методика автоматической обработки результатов дробного ситового анализа. В кн.: Литолого-палеогеографические исследования при поисках неструктурных залежей углеводородов: ВНИГРИ. Л., 1975, вып. 372, с. 94—118.
- с. 94—118. 8. Рожков Г. Ф., Трофимова З. М. Способ статистической обработки гранулометрических данных на электронной вычислительной машине (ЭВМ).— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 2, с. 142—147.
- 9. Рожков Г. Ф., Инатов З. Н., Колобзаров О. В., Стайсон Р. М. Дробный ситовой гранулометрический анализ.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 6, с. 121—135.
- 10. Passega E. Grain size representation by CM patterns as a geological tool.— J. Sediment. Petrol., 1964, v. 34, № 4, p. 830—847.

ВНИГРИ Ленинград Поступила в редакцию 15.111.1982

ХРОНИКА

УДК 551.46

V ВСЕСОЮЗНАЯ ШКОЛА МОРСКОЙ ГЕОЛОГИИ

ЛЕВИТАН М. А.

Проведение один раз в два года Всесоюзной школы морской геологии в Геленджике на базе Южного отделения Института океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР стало хорошей традицией. Бурный рост морской геологии и геофизики, практический интерес к освоению богатств Мирового океана, введение курсов морской геологии в целом ряде вузов — все это обусловило растущую популярность школы, постоянно увеличивающееся число представленных на ней участников и организаций.

Юбилейная V Всесоюзная школа морской геологин состоялась 19—24 апреля 1982 г. Она была организована Институтом океанологии и п. П. Ширшова АН СССР, Комиссией по проблемам Мирового океана АН СССР, Междуведомственным литологическим комитетом, Комиссией по морской сейсмологии и цунами Междуведомственным проходила на пленарных заседаниях (36 докладов) и в секциях (125 выступлений) Кроме того, 56 докладов были представлены на стендах. Наряду с традиционными направлениями в тематике школы (палеоокеанология, металлогения океанов, глубоководное бурение, тектоника литосферных плит, морская геоморфология, бногеохимия океана, лавинная седиментация, магматизм, минералогия океанских осадков, литодинамика шельфа) впервые работали секции, посвященные направлениям, ставшим наиболее актуальными в последние годы — морской сейсмологии, сейсмостратиграфии, твердым полезным ископаемым океанов. Последней проблематике был посвящен симпозиум имени П. Л. Безрукова — одного из основателей современной морской геологии в стране, внесшего большой вклад в познание минеральных ресурсов Мирового океана.

В работе школы участвовали 380 человек из 57 организаций 33 городов 12 союзных республик. Значительное количество желающих не смогли принять участие из-за отсутствия мест.

По традиции большое внимание было уделено тектоническим проблемам. Здесь следует отметить доклады А. С. Монина и О. Г. Сорохтина «Эволюция океана и металлогения континентов», Л. П. Зоненшайна «Тектоника плит и учение о геосинклиналях», В. Г. Казьмина «Развитие тройного сочленения Эфиопского, Красноморского и Аденского рифтов», М. Г. Ломизе «Активные континентальные окраины в историкогеологическом аспекте». Эти доклады показали, что геологическую историю даже очень сложно построенных областей можно реконструировать, исходя из современных мобилистских взглядов. Такой подход, в частности, был удачно применен в сообщении М. А. Безра и Н. А. Ясаманова «Тектоническая эволюция и палеогеография западной части Мезотетиса».

Среди докладов, посвященных различным аспектам палеоокеанологии, преобладали сообщения по реконструкции Уральского палеоокеана и по интерпретации данных морской микропалеонтологии. Широтой подхода и обстоятельностью выделялся доклад Д. П. Найдина «Верхний мел на континентах и в океанах». Работа секции «Биогеохимия океана» прошла под знаком разработки проблем биодифференциации в океане, с постановочным докладом о которой выступил член-кор. АН СССР А. П. Лисицын. Большое внимание было уделено процессам, происходящим на важнейших барьерных зонах. Интересный доклад о биогеохимии урана в морях и океанах сделал С. Г. Неручаев.

На секции «Металлогения океана» были рассмотрены модели циркуляционной гидротермальной системы рифтовых зон (Ю. А. Богданов и др.), описаны гидротермальные и гидротермально-осадочные образования различных районов океана. По своей тематике довольно близко к сообщениям этой секции примыкают работы, представленные на симпозиуме «Твердые полезные ископаемые океана». Здесь основное внимание было уделено железомарганцевым конкрециям (доклады И. О. Мурдмаа и Н. С. Скорняковой, М. А. Левитана и др.) и фосфоритам (доклады Г. Н. Батурина, В. П. Покрышкина и др.).

Активно прошла работа секций «Литодинамика шельфа» и «Лавинная седиментация и осадочно-породные бассейны». На первой из них наибольший интерес вызвали сообщения о новых приборах и методиках изучения шельфа (Е. И. Игнатов, И. Г. Авенариус). На второй развернулась оживленная дискуссия по докладам А. П. Лисицына и М. А. Левитана «Типы литогенеза, фации и формации океанских отложений», В. И. Попова и В. Ю. Запрометова «Классификация терригенных осадочных формаций предконтинентальной ступени», Ю. П. Писцова «Принципы выделения континентальных осадочных формаций».

Сообщение К. М. Шимкуса и А. Е. Шлезингера «Образование геологических тел в условиях мелководных и глубоководных бассейнов по сейсмическим данным» продемонстрировало возможности сейсмоакустических методов при решении ряда литологических задач. В более широком аспекте эти проблемы были рассмотрены в постановочном докладе Ю. П. Непрочнова и Л. Р. Мерклина и в большом количестве выступлений на секции «Сейсмостратиграфия» и заседании рабочей группы по проекту «Седимент».

С интереснейшими докладами выступили члены Академии наук — участники школы. Глубокий анализ проблем Гондваны с точки зрения геоморфологии продемонстрировал акад. И. П. Герасимов. На четкую минерагеническую специализацию различных геоблоков указал член-кор. АН СССР Л. И. Красный. С сообщением о достижениях морской сейсмологии и планируемом в 1984 г. Курильском сейсмологическом эксперименте выступил член-кор. АН СССР С. Л. Соловьев.

В решении V Всесоюзной школы отмечена необходимость усиления координации академических и ведомственных организаций в области изучения железомарганцевых конкреций, металлоносных отложений и сейсморазведки; уделения бо́льшего внимания минералогии океанских осадков. На VI школе, проведение которой намечено на вторую половину апреля 1984 г. в Геленджике, среди прочих проблем намечено обсудить составы первичных магм и особенности их эволюции в различных структурах океана; гидротермальный рудный процесс в океанских условиях; палеогеографию отдельных океанов и крупных их частей.

УДК 551.46

II ВСЕСОЮЗНЫЙ СЕМИНАР «МИНЕРАЛЬНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ»

КОССОВСКАЯ А. Г.

С 13 по 21 мая в г. Владивостоке в Дальневосточном геологическом институте ДВНЦ АН СССР состоялся II Всесоюзный семинар, посвященный минеральным преобразованиям пород океанической коры. Семинар был организован рабочей подгруппой «Вторичные преобразования пород океанического субстрата», комиссией по проблемам Мирового океана, Дальневосточным геологическим институтом ДВНЦ АН СССР, Междуведомственным лигологическим комитетом и Приморским отделением ВМО.

В работе семинара приняло участие около 60 человек из 20 научных институтов и различных учреждений Москвы, Ленинграда, Владивостока, Новосибирска, Свердловска, Миасса, Киева, Магадана, Якутска, Еревана и других городов нашей страны.

Миасса, Киева, Магадана, Якутска, Еревана и других городов нашей страны. Семинар показал, что за годы, прошедшие после первого семинара «Минеральные преобразования пород океанического субстрата», проведенного в г. Звенигороде в в 1979 г., и издания трудов этого совещания в 1981 г., увеличилось количество учреждений и исследователей в нашей стране, работающих по названным проблемам, важность разработки которых подтверждена включением их в состав двух крупных проектов «Седимент» и «Рудообразование» пятилетнего плана АН СССР и ГКНТ СМ СССР. На семинаре было заслушано 40 докладов по трем основным проблемам.

Проблема I — «Вторичные изменения базальтоидов в разных геотектонических обстановках океанов и континентов».

За трехлетний период в основном определились коллективы, где наиболее активно разрабатывается тематика вторичных изменений базальтов океанов и континентов. К ним в первую очередь относятся ГИН АН СССР, ИГЕМ АН СССР, ДВГИ ДВНЦ АН СССР, ИГиГ СО АН СССР и ИО АН СССР. В этих институтах наиболее интенсивно проводится изучение измененных базальтов по кернам, полученным с судна «Гломар Челленджер» и по материалам драгирования с советских научно-исследовательских судов в Мировом океане. В ряде институтов получен важный материал по преобразованию базальтов геосинклинальных областей и сравнению этих процессов с современными океанами: ВСЕГЕИ, ИГГ УНЦ АН СССР, ИГиГ СО АН СССР, СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. Проводимые работы в настоящее время находятся в основном на стадии интенсивного накопления фактического материала. Одновременно продолжают развиваться обобщающие исследования, направленные на выяснение закономерностей низкотемпературных преобразований базальтов в разных геологических обстановках океанов и континентов и особенностей их сопряжения с фациями зеленосланцевого метаморфизма.

По первой проблеме доклады были сгруппированы в два раздела: А — низкотемпературные изменения и начальный метаморфизм базальтов в океане; Б — спилитизация и изменение базальтоидов различных геотектонических областей континентов и островных дуг.

Раздел А. Результаты исследования базальтов современных океанов как по матерналам глубоководного бурения, так и по данным драгирования в ряде районов Тихого океана были изложены в докладах А. Г. Коссовской, В. Д. Шутова (ГИН АН СССР), В. Б. Курносова (ДВГИ ДВНЦ), Н. Н. Перцева и др. (ИГЕМ АН СССР), И. М. Симановича (ГИН АН СССР), В. Н. Шарапова (ИГиГ СО АН СССР), О. С. Ломовой (ГИН АН СССР) и В. Н. Шарапова и др. (ИГиГ СО АН СССР). Сравнительный материал по преобразованиям базальтов в наземных и подводных обстановках был проиллюстрирован на примере базальтондов Исландии А. Р. Гептнером и М. А. Селезневым (ГИН АН СССР). Было принято решение, что продолжение исследования базальтов океанического субстрата целесообразно проводить в следующих направлениях: a — изучение особетностей изменения различных текстурно-структурных и петрохимических типов океанических базальтов; δ — выявление зависимости латеральных и локальных изменений базальтов от их возраста, геотектонического положения, значений теплового потока; b — установление стадий и типов преобразования базальтов; 2 нахождение минералов-индикаторов, характеризующих определенные условия преобразований и изучение их кристаллохимических характеристик; ∂ — усиление геохимических работ, сопряженных с минералогическими исследованиями, особенно в области изотопного анализа и изучения редких и рассеянных элементов. Была подчеркнута необходимость резкого усиления работ по изучению мобилизации рудных компонентов при подводном изменении базальтов и связи этих процессов с фиксацией рудоносных компонентов в осадочном слое океанов, в частности выявление зависимости между экстракцией рудных элементов из базальтов в активных участках океанического дна и формированием металлоносных осадков, Fe-Mn-корок, конкреций и других рудоносных

Раздел Б. Значительное внимание было уделено проблемам преобразования базальтоидов древней океанической коры геосинклинальных областей. Характеристика преобразований базальтов Корякского нагорья была сделана Ю. А. Колесниковым (СВКНИИ ДВНЦ АН СССР), Камчатки — Б. А. Марковским и др. (ВСЕГЕИ), Ура-ла — Я. А. Рихтером и др. (НИИ геологии Саратовского университета). Особенности низкотемпературных изменений юрских пиллоу-лав были рассмотрены в сообщении Л. А. Игнатьевой и А. Б. Шеко (ИЛ АН СССР). Широкое обсуждение вызвала проблема генезиса спилитов, зависимость измечения как современных, так и древних базальтоидов от их геотектонического положения, первичного состава, степени и характера дифференцированности, глубины бассейнов, в которых происходили изменения особенностей преобразований базальтов в наземных и подводных обстановках. Остается дискуссионным вопрос о стадиях и РТ-условиях разных стадий преобразования базальтов. Проблема роли магматогенных флюидов, «задавленных давлением столба воды в глубоководных обстановках океанов», пароводных флюидов, связанных с взаимодействием с экзогенной средой в момент изменения базальтов, гидротермальных преобразований, обусловленных циркуляцией по трещинам нагретой морской воды и, наконец, холодных условий гальмиролиза, требует специальных исследований. В решении семинара была подчеркнута важность этих проблем и необходимость усиления внимания к проблеме выявления черт сходства и различия преобразований базальтов современной океанической коры и базальтоидов офиолитовых комплексов геосинклинальных областей. Признано необходимым привлечь специалистов, занимающихся данной проблемой в различных регионах нашей страны, к программе исследований, ведущихся в рамках рабочей группы «Минеральные преобразования океанического субстрата». Отмечено совершенно недостаточное использование результатов изучения современных наземных вулканических процессов и указано на необходимость привлечения Института вулканологии ДВНЦ АН СССР к работам рабочей подгруппы.

Особенно была подчеркнута актуальность разработки проблем мобилизации рудных компонентов при преобразовании базальтов. Основные направления, по которым целесообразно развитие работ: а — минералогия и геохимия процессов мобилизации рудного вещества в различных типах базальтов в разных геологических обстановках океанов и континентов; б — усиление внимания к изучению баланса перераспределения элементов в системах базальт — вода на примере природных объектов и экспериментальных работ. Выявление черт сходства и различий процессов, протекающих на континентах, в частности в палеоокеанических структурах геосинклинальных областей и в современных океанах.

Проблема II — «Типы и стадийность процессов серпентинизации ультрабазитов». Были заслушаны доклады по вопросам серпентинизации ультрабазитов различных типов — мантийных реститов, вулканитов на материале ряда регионов СССР. Доклады и их обсуждение показали, с одной стороны, определенный прогресс в изучении проблемы, с другой — наличие ряда неясностей принципиального значения, выяснение которых требует постановки специальных исследований, а также отсутствие новых экспериментальных работ, которые могли бы служить основой для физико-химического моделирования процесса.

Выяснилось единодушие в признании ведущей роли изохимической серпентинизации, наметнлись отклонения от нее в определенных случаях при серпентинизации свыше 80—90%, в стратиформных ультрабазитах и др. Показано существование ранней восстановительной безмагнетитовой стадии серпентинизации, представленной парагенезисом серпентин-брусит-когенит или никелистое железо, неразрывно связанной с появлением водорода, фиксируемого в порах и пустотах пород за счет восстановления воды в результате окисления первично закисного железа (Д. С. Штейнберг и др., ИГГ УНЦ АН СССР). Вместе с тем получены данные о раннем долизардитовом апооливиновом антигорите, в структуру которого железо входит преимущественно в двухвалентном состоянии. Он содержит мельчайшие (2—5 мк) включения железистого никеля и так же, как оливни, характеризуется высокими содержаниями водорода и метана, которые при хроматографическом анализе выделяются синхронно, начиная с 350°. Приведены доказательства, что присутствие H₂ и СН₄ в антигорите и оливине не связано с окислением водой двухвалентного железа этих минералов или с поздним проникновением газов в сформировавшийся серпентинит (Р. М. Юркова, В. А. Дриц, М. В. Слонимская, ГИН АН СССР). Показано своеобразие сертентинизации ультраосновных лав, степень которой варьирует от максимума на периферии подушек до минимума в ядре (Б. А. Мармовский, Е. Л. Розинова, ВСЕГЕИ). Подтверждено существование гипергенной серпентинизации, ограниченной глубиной проникновения поверхностных вод, накладывающейся на свежие или сильносерпентинизированные ультрабазиты. Прослежена эволюционная направленность процессов серпентинизации при формировании и перестройке океанической коры (А. С. Варесеков, УНЦ АН СССР; В. Ф. Морковкина и др., ИГЕМ АН СССР). Показаны возможности петрохимической типизации серпентинитов и серпентинизированных ультрабазитов континентов и океанов для выявления главных типов ультраосновных пород океанической коры (С. А. Паланджан, СКВНИИ ДВНЦ АН «СССР).

Важнейшие задачи, вытекающие из анализа современного состояния изученности проблемы, должны решаться с помощью комплекса современных геологических, геофизических, минералого-петрографических и химических методов и изотопного анализа. Эти задачи заключаются в следующем. І. Уточнение генетических типов серпентинизации, выделяемых по источнику серпентинизирующих растворов и флюндов и их составу. Выделение серпентинизации, обусловленной воздействием: а — слабоминерализованных захороненных метеорных вод, проникающих в остывшие до 300—400° С и ниже ультрабазиты из вмещающих толщ; б — холодных вод, поступающих с поверхности Земли или дна океана; в — нагретых флюидов эндогенного происхождения. 2. Поиски особенностей серпентинизации (состава минералов, парагенезисов, стадийности), общих для всех типов ультрабазитов наряду с выяснением специфики, свойственной различным типам: мантийным реститам (альпинотипным, концентрически зональным), вулканитам, стратиформным, метаморфическим (аподоломитовым, апоскарновым и др.). 3. Совершенствование классификации серпентиновых минералов на основе их химического состава и структуры, в том числе входящих в состав тонкодисперсных агрегатов, изучение которых возможно только с помощью комплекса специальных современных методов исследования, разработка которого составляет самостоятельную задачу. 4. Выделение равновесных парагенезисов с участием серпентиновых минералов как основы для выделения стадий, минеральных фаций и построения физико-химической модели процесса. 5. Дальнейшее исследование проблемы изо- и аллохимизма и связанной с этим проблемы сохранения или увеличения объема пород и вытекающих из этого геологических следствий. 6. Установление закономерной вертикальной зональности ранней серпентинизации мантийных ультрабазитов (альпинотипных и концентрическы зональных) и предельной глубины ее распространения с помощью бурения и геофизических данных.

Проблема III — «Экспериментальное моделирование процессов преобразования магматических пород океанической коры»

В области экспериментальных исследований основное внимание уделялось результатам работ по изучению взаимодействия вода — горная порода. Обсуждены результаты модельных экспериментов по процессам изменения некоторых породообразующих минералов, в частности оливина, в зависимости от *PT*-условий и состава флюндов. Отмечены новые работы сотрудников ДВГИ АН СССР по взаимодействию базальтов с водой, минерализованными растворами и с морской водой, осложненной F, S, CO₂ (В. Б. Курносов, И. В. Холодкевич и др., ДВНЦ). Эти работы имеют принципиальное значение для выяснения условий вторичного минералообразования и выноса из базальта различных компонентов, принимающих затем участие в осадконакоплении, образовании рудных концентраций на дне океана, в том числе металлоносных осадков и железомарганцевых конкреций. В связи с преобладающим развитием основных пород в составе океанического субстрата большой интерес представляют результаты экспериментального исследования процессов их метаморфического преобразования, полученные при изучении граничных равновесий серии вторичных изменений от цеолитовой вплоть до амфиболовой фации (Л. П. Плюскина, ИЭМ АН СССР).

Рассмотренные на семинаре результаты литологических, геохимических и расчетных термодинамических работ позволяют наметить наиболее перспективные направления развития экспериментальных и теоретических исследований. К ним относятся: 1 — изучение явлений «континентализации» океанической коры в рамках экспериментального моделирования; 2 — получение опорных термодинамических данных по твердым фазам и сложным растворам для последующего расчета параметров соответствующих процессов на ЭВМ; 3 — изучение метаморфизма гипербазитов различного тчпа в плане выявления особенностей серпентинизации в зависимости от железистости исходных минеральных фаз при различных PT-условиях, составе растворов и флюидов; оценка возможной роли восстановленных флюидов вплоть до водорода на начальных стадиях серпентинизации в рамках системы Mg—Fe—Si—H—O—C; 4 — оценка параметров образования метасоматитов типа родингитов, альбититов и т. п., связанных с альпинотипными гипербазитами; 5 — модельное изучение низкотемпературного метаморфизма продуктов гальмиролиза, включая механизм и кинетику процессов; 6 — экспериментальные работы по изучению процессов трансформации кристаллических структур алюмосиликатов, сопровождающей постепенное изменение термодинамической обстановки при переходе от условияй диагенеза через эписнез к метаморфизму.

На совещании было принято решение продолжить разработку главных проблем, сформулированных на предыдущем семинаре в Звенигороде в 1979 г., с фиксацией внимания на вновь возникших задачах, перечисленных выше, в рамках каждой проблемы.

Решено следующий, третий семинар по названным проблемам провести в Звенигороде в 1984—1985 гг. Труды семинара опубликовать во втором выпуске сборника «Минеральные преобразования океанической коры». Участники единодушно отметили прекрасную организацию семинара, обеспеченную директором ДВГИ ДНЦ АН СССР членом-кор. АН СССР Д. Н. Щегловым, председателем оргкомитета проф. И. Н. Говором и заместителем председателя оргкомитета В. Б. Курносовым.



АНАТОЛЬЕВА АННА ИВАНОВНА

Советская геологическая наука понесла тяжелую утрату. 25 сентября 1982 г. врасцвете творческих сил скончалась Анна Ивановна Анатольева, доктор геолого-минералогических наук, член КПСС, труды которой, посвященные происхождению красноцветных отложений и эволюции геологических формаций в истории Земли, широко известны не только в нашей стране, но и за рубежом. Автор ряда крупных монографий и многочисленных статей по принципиальным вопросам образования осадочных толщ и сопутствующих им полезных ископаемых, она была постоянным участником всесоюзных и международных литологических и других геологических совещаний и своими яркими выступлениями всегда вносила оживление в обсуждение главных проблем учения о геологических формациях.

А. И. Анатольева родилась 4 ноября 1926 г. в деревне Тимошино Сафоновского района Смоленской области. В 1950 г. она закончила с отличнем геологический факультет Московского государственного университета, кафедру под руководством проф. А. Н. Мазаровича. Затем она была направлена в Красноярское геологическое управление, где ей была поручена разработка стратиграфической схемы и литологическое изучение девонских красноцветных отложений Минусинского межгорного прогиба в связи с оценкой перспектив поисков меди в осадочных толщах. По итогам этих исследований, принесших ей известность в научном мире, в январе 1956 г. она защитила кандидатскую диссертацию, а в 1961 г. получила звание старшего научного сотрудника.

На протяжении более 25 лет, из которых свыше 20 лет она проработала в Институте геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР, А. И. Анатольева изучала осадочные формации различных районов Сибири, Казахстана, Урала и Приуралья, западной части СССР, юга Англии и Франции, а также Канады. Это позволило ей подготовить широкие обобщения в области изучения континентальных красноцветных формаций в связи с проблемой эволюции геологических процессов в истории Земли. Опубликованная в 1972 г. ее крупная монография «Домезозойские красноцветные формации» служит сейчас и долго еще будет служить настольной книгой для всех исследователей, занятых изучением осадочных формаций и общих проблем эволюции литогенеза. В том же году за этот труд ей была присуждена ученая степень доктора геолого-минералогических наук, а вскоре она была избрана членом комиссии по формациям Междуведомственного тектонического комитета.

А. И. Анатольева была неутомима в своих научных исследованиях и с большим достоинством защищала честь советской науки на международных форумах — в Канаде на Международном симпозиуме по девонской системе, во Франции на IX Седиментологическом конгрессе, на совещаниях в Англии, а также на международных геологических конгрессах, где публиковались ее доклады. Помимо многочисленных статей она опубликовала также принципиального значения работу «Главные рубежи эволюции красноцветных формаций». В ней А. И. Анатольева, обобщив опыт, развила идею эволюции осадочного красноцветного породообразования, которая определяется существованием крупных переломных рубежей, разделяющих этапы длительного развития геологических процессов. Все ее исследования были направлены не на словах, а на деле на разработку методических основ изучения осадочных формаций и обоснование общих положений эволюции осадочного породообразования путем демонстрации конкретных, хорошо изученных ею лично образцов и эталонов. Она выдвинула, в частности, идею разделения геологических формаций на сквозные, зарождающиеся и отмирающие, а также ряд других положений, имеющих общетеоретическое значение.

Свои взгляды она отстаивала не только на специализированных геологических общесоюзных и международных совещаниях, но и на философских методологических семинарах, организовывавшихся Сибирским отделением АН СССР. Преждевременная смерть прервала научную деятельность А. И. Анатольевой, не позволила осуществиться многим ее творческим замыслам. Подготовленная ею программа дальнейшего изучения докембрийских континентальных ландшафтов на основе геолого-литологических палеореконструкций изложена в уже вышедшей из печати статье. Осуществление этой программы ее учениками и соратниками было бы лучшей памятью об А. И. Анатольевой.

Анна Ивановна была не только известным ученым, обладавшим широтой подхода к изучаемым проблемам, но также активным пропагандистом научных знаний. Ее блестящие лекции, прочитанные перед широкой аудиторией по линии общества «Знание» и перед студентами вузов, неизменно вызывали живой интерес слушателей и принесли ей заслуженную славу прекрасного лектора. Эта сторона ее деятельности отмечена грамотами Президиума АН СССР, Всесоюзного общества «Знание». За достижения в жауке она была награждена медалью «За доблестный труд».

Безвременная кончина А. И. Анатольевой — большая потеря для советской геолотической науки, горькая утрата для ее коллег по работе и друзей. Человек глубоких знаний она была чутким и отзывчивым товарищем, отличительной чертой которого были доброжелательность и душевная щедрость. Такой она останется в нашей памяти.

Редколлегия

Междуведомственный литологический комитет

к сведению авторов

Авторы, направляющие статьи и заметки в журнал «Литология и полезные ископаемые», должны соблюдать следующие обязательные правила:

1. Работа представляется в окончательно подготовленном для печати виде.

2. Объем статей не должен превышать одного авторского листа (24 стр. машинописи), краткие сообщения и критические статьи — половины авторского листа.

3. Рукописи должны быть напечатаны на машинке с нормальным шрифтом, через два интервала, с оставлением полей с левой стороны (3—4 см). Страницы рукописи должны быть пронумерованы, включая таблицы. Рукопись, а также рисунки и фотографии представляют в двух экземплярах.

4. В конце статьи приводится полное название учреждения, где была выполнена работа, город, в котором оно находится, и полный адрес автора. Рукопись подписывается всеми авторами.

5. Все формулы вписываются чернилами или тушью от руки. Название фауны и все тексты, приводимые в иностранной транскрипции, печатаются на машинке с латинским шрифтом. Особое внимание следует обратить на тщательное написание индексов и показателей степени. Необходимо делать ясное различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая заглавные буквы двумя черточками снизу, а строчные — двумя черточками сверху. Необходимо правильно вписывать сходные по написанию буквы как русские, так и латинские и др. Следует также делать различие между О (большим) и о (малым) и 0 (нулем). Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие буквы — красным карандашом.

6. Сокращение слов, кроме общеупотребительных (например, и т. п., и т. д., 1 *м*, 2 кг) не допускается.

7. Все упоминаемые в статьях величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным обозначениям.

8. Цифровые таблицы, например химических, минералогических и иных анализов, должны визироваться автором с указанием, по какой методике, где и кем были произведены эти анализы.

9. Список литературы дается в конце статьи. В список включаются только те работы, на которые есть ссылки в тексте. Фамилии авторов располагаются по алфавиту — сперва русскому, затем латинскому. В списке литературы приводятся следующие данные: фамилия и инициалы автора, название работы; далее для журналов — название журнала (в принятом сокращении), том, выпуск, год издания, а для книг — издательство, место и год издания.

10. Ссылки на литературу в тексте даются в скобках, где указывается фамилия автора без инициалов и год издания, например (Федоров, 1949), или так: А. И. Федоров (1949).

11. Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции (в скобках — в иностранной, и только один раз); например «по данным Р. Смита (Smith, 1956)». В русской транскрипции даются и названия зарубежных месторождений, географических пунктов и пр.

12. Все иллюстрации прилагаются к рукописи отдельно; они должны быть пронумерованы и на обороте каждой из них надписываются фамилия автора, название статьи, и для фотографий, в случае необходимости «верх» и «низ» и указывается принятое увеличение. Все обозначения на фигурах должны быть расшифрованы в подписях. Список подписей к фигурам прилагается на отдельном листе. На полях рукописи должны быть указаны места помещения фигур и таблиц, а в тексте сделаны ссылки на них.

13. Все фигуры, (карты, профили, колонки) представляются четко выполненными и пригодными для окончательного перечерчивания с обязательным приложением всех: условных знаков, имеющихся на фигуре. Карты должны иметь минимальное количество названий, различных пунктов, необходимых для понимания текста. Чертежи могут представляться в различном масштабе, но с указанием автора о возможно максимальном их уменьшении. 14. Иллюстрирование статей картами, разрезами и фотографиями допускается лишь в полном соответствии с текстом. Максимальное количество фигур-чертежей — не более 3—5, фигур-фото — не более 5—6.

15. К статьям должны быть приложены краткие рефераты (³/₄ страницы), отпечатанные на машинке в трех экземплярах. Рефераты должны быть составлены в соответствии с требованиями ВИНИТИ и «Инструкцией по составлению рефератов».

16. Редакция сохраняет за собой право сокращать присылаемые статьи и подвергать их правке.

17. Никакие изменения и добавления по существу текста в корректуре не допускаются. В случае невозвращения автором корректуры в срок редакция правит корректуру своими силами. По выходе работы в свет автор получает 25 оттисков своей работы.

18. В подготовленном к набору (отредактированном) оригинале статьи редакция просит Вас тщательно выверить текст, проверить рисунки и сверить их соответствие с подписями к рисункам.

19. Проверенный и исправленный текст и рисунки подписать «в печать» и расписаться (в тексте — в верхнем углу, справа; на рисунке — на обороте — карандашом).

20. Все дополнения, исправления и подписи делать только простым карандашом.

21. Корректура авторам впредь высылаться не будет.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

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

EDITORIAL BOARD:

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

> Адрес редакции: 109017 Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, ГИН АН СССР телефон 233-00-47, доб. 377 ^{Зав. редакцией} В. Д. КОМПАНЕЕЦ

> > Технический редактор Е. И. Гришина

Сдано в на	бор 31.01.83	Подписано к печ	ати 24.03.83	T-04585	Формат бума	ги 70×108 ¹ /16		
Высокая печ	чать Усл. печ	л. 11,2+1 вкл.	Усл. кротт.	12,2 тыс.	Учизд. л. 13,5	Бум. л. 4,0		
Тираж 1060 экз. Зак. 4441								
	Излательство «	Наука», 103717. Г	СП. Москва. 1	К-62. Полсос	енский пер., 21			

2-я типография издательства «Наука». 121099 Москва, Шубинский пер., 10

В МАГАЗИНАХ «АКАДЕМКНИГА» имеются в продаже:

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ, 1975, 110 с. 72 к.

Сборник посвящен минералогии и физико-химическим условиям формирования глинистых минералов в различных профилях выветривания. Дается детальная характеристика продуков гипергенного преобразования кристаллических и терригенно-эффузивных пород в Тункинской впадине, рассматривается состав и строение коры выветривания на траппах, подробно освещаются вопросы минералогии глинистых ассоциаций в четвертичных отложениях района Усть-Илимского водохранилища.

Книга рассчитана на литологов и минералогов.

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ. Материалы Первого всесоюзного радиогеохимического совещания (15—19 мая 1972 г., Новосибирск). 1975. 295 с. 2 р. 93 к.

В работе отражены основные проблемы геохимии радиоактивных элементов в процессах эволюции земной коры. Приведены новые сведения о распределении и поведении этих элементов в процессах образования осадочных, магматических и метаморфических горных пород. Описаны современные методы определения содержания пространственного распределения и форм нахождения урана и тория в различных геологических объектах.

Сборник представляет интерес для геологов, литологов, петрологов, геохимиков.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов «Книга — почтой» «Академкнига»:

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.