

УДК 551.35:550.4:551.79

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

© 2023 г. М. А. Левитан^а, *, Т. А. Антонова^а, Л. Г. Домарацкая^а,
А. В. Кольцова^а, К. В. Сыромятников^а

^аИнститут геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН,
ул. Косыгина, 19, Москва, 119991 Россия

*e-mail: m-levitan@mail.ru

Поступила в редакцию 06.03.2023 г.

После доработки 17.04.2023 г.

Принята к публикации 20.04.2023 г.

Сделан геохимический обзор плейстоценовых отложений Индийского океана, основанный на отчетах по рейсам глубоководного бурения и других литературных источниках. Составлена база данных, включающая свыше 2000 химических анализов образцов выделенных для исследования донных осадков. Построены таблицы среднего арифметического состава литогенных и биогенных осадков. Проведено нормирование полученных данных по Постархейским австралийским глинистым сланцам (PAAS). Выявлена ведущая роль терригенной кластики в формировании химического состава бескарбонатных осадков и бескарбонатного вещества планктоногенных карбонатов. Установлены основные геохимические ассоциации, а также три главных фактора, определяющих состав осадков: терригенный, карбонатный и гидрогенный. Рассчитаны средневзвешенный химический состав, скорости накопления элементов в исследованных осадках и их абсолютные массы. Полученные параметры химического состава могут быть использованы в дальнейшем для сравнительного анализа с аналогичными параметрами в других океанических отложениях в рамках плейстоценового стратона в Мировом океане.

Ключевые слова: плейстоцен, Индийский океан, донные осадки, база данных, геохимия.

DOI: 10.31857/S0024497X23700234, **EDN:** WUPFHB

В учение о химическом составе земной коры А.Б. Ронов с сотрудниками внесли значительный вклад, акцентировав внимание исследователей на средневзвешенный химический состав осадочных отложений стратонов в пределах крупных регионов (а также континентов и океанов) [Ронов и др., 1990].

Как известно, для расчета средневзвешенного химического состава осадочных отложений выбранного стратона необходимо сначала построить литолого-палеогеографическую (или литолого-фациальную) карту и затем обчислить ее с помощью объемного метода [Ронов, 1949]. В итоге получается набор количественных параметров седиментации, куда входят, в частности, массы сухого осадочного вещества и массы вещества в единицу времени (называемые в данной статье скоростями накопления). Распределение масс сухого осадочного вещества по литологическим грациям в рамках исследуемого стратона в данном регионе характеризует средневзвешенный литологический состав. Этот параметр используется для целей сравнительного анализа в пределах стратона в пространстве. Для сравнения страто-

нов во времени применяют сравнительный анализ скоростей накопления. Для этих целей также широко используется метод абсолютных масс, в котором массы сухого осадочного вещества нормируются не только по времени, но также и по площади [Лисицын, 1974]. Для перехода к средневзвешенному химическому составу отложений исследуемого стратона необходимо ранее полученные значения средневзвешенного литологического состава умножить на средние арифметические содержания. К сожалению, по плейстоцену континентов и океанов в силу объективных причин эта информация группой А.Б. Ронина не была получена.

Международный проект глубоководного бурения, начатый в 1969 г., позволил получить уникальные данные по строению и составу осадочной толщи Мирового океана, дать ее стратиграфическое расчленение и провести обширные стратиграфические корреляции. Проект продолжается и в настоящее время, однако уже сейчас есть предпосылки для применения объемного метода А.Б. Ронина к плейстоценовым отложениям Мирового океана. В частности, опубликована

монография М.А. Левитана “Плейстоценовые отложения Мирового океана” [Левитан, 2021], в которой приведены, например, данные по средневзвешенному литологическому составу плейстоцена Индийского океана.

ФОРМУЛИРОВКА НАУЧНОЙ ЗАДАЧИ

Целью настоящего обзора является характеристика химического состава плейстоценовых осадков Индийского океана на основе расчета таких ключевых количественных его индикаторов как средневзвешенный химический состав (т.е. массы химических элементов в основных литологических градациях), средневзвешенные скорости накопления химических элементов в плейстоцене и абсолютные массы накопления химических элементов. Для достижения этой цели необходимо решить такие задачи как составление базы данных по химическому составу плейстоценовых отложений океана и расчет средних арифметических содержаний петрогенных и редких элементов в закартированных [Левитан, 2021] литологических градациях.

Такого рода цели и задачи ранее никем не ставились. Их достижение необходимо для создания основы будущего сравнительного анализа внутри плейстоценового стратона Мирового океана, а также для балансовых расчетов в системе континенты–океаны. Кроме того, результаты расчета средних арифметических составов могут быть использованы, например, для сравнения с ними составов предполагаемых океанических осадочных пород в разрезах континентов, в частности, в районе развития палеоокеана Мезотетис.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

В качестве фактического материала для создания базы данных по химическому составу плейстоценовых отложений Индийского океана авторы использовали, главным образом, материалы из отчетов по рейсам глубоководного бурения (рис. 1).

Ниже приводятся списки литературных источников. Для группы пелагических глин (включающей в себя мио-, эвпелагические и цеолитовые глины) результаты химических анализов взяты из работ [Лисицын и др., 1987; Лукашин, 1981; Мигдисов и др., 2001; Свальнов, 1983; Fagel et al., 1997; Pattan et al., 1995, 2001; Wijayananda, Cronan, 1994]. Для группы гемипелагических глин (включающей в себя и марино-гляциальные терригенные осадки) химические анализы представлены в работах [Лукашин, 1981; Свальнов, 1983, 1991; Donnelly, 1980; Fleet, Kempe, 1974; Marchig, Vallier, 1974; Pimm, 1974]. По химическому составу терригенных турбидитов взяты данные из работ [Crowley et al., 1990; Schnetger et al., 2000]. Терри-

генные пески и крупные алевролиты геохимически охарактеризованы в работах [Лукашин, 1981; Свальнов, 1983]. Химический состав диамиктитов представлен анализами в работах [Cranston, 1991; Frakes, 1975].

Для кокколитовых илов и глин (илы содержат более 70% CaCO_3 , а глины — от 30 до 70% CaCO_3 , причем в составе карбонатной части осадков кокколиты преобладают над фораминиферами, составляя свыше 70% от общего числа остатков карбонатных организмов) опубликованы многочисленные анализы химического состава в работах [Лукашин, 1981; Лукашин и др., 1989; Свальнов, 1983; Cook, 1975a; Donnelly, 1980; Emmanuel et al., 2002; Liu, Schmitt, 1990; Malone et al., 1990; Shimmiel, Mowbray, 1991].

Фораминиферо-кокколитовые и кокколито-фораминиферо-иловы содержат свыше 70% CaCO_3 , а кокколито-фораминиферо-иловы и фораминиферо-кокколитовые глины — от 30 до 70% CaCO_3 . При этом в составе карбонатной части осадков фораминиферы составляют от 30 до 70% от суммы карбонатных компонентов. Рассматриваемая группа отложений хорошо изучена в геохимическом отношении [Лукашин и др., 1989; Мигдисов и др., 2001; Свальнов, 1983; Cook, 1975a; Donnelly, 1980; Emmanuel et al., 2002; Jarrard, Lyle, 1991; Liu, Schmitt, 1990; Malone et al., 1990].

К бентогенным карбонатным и карбонатно-обломочным отложениям относятся развитые в основном в тропиках кораллово-водорослевые рифы; ракуша двустворок и гастропод; остатки иглокожих, серпул и секреторных бентосных фораминифер; мшанковые биогермы и т.п. образования, располагающиеся на шельфе Австралии. Кроме того, они присутствуют в виде заметной примеси к планктоногенным карбонатным илам на ряде подводных хребтов (Оуэн, Сейшельском, Мальдивском). Из-за их высокой карбонатности (в среднем содержание CaCO_3 составляет 92.63%) в единственном источнике по химическому составу [Emmanuel et al., 2002] приведены лишь данные по Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Sr .

В диатомовых илах содержится свыше 50 мас. % биогенного опала, а в диатомовых глинах — от 30 до 50 мас. %. К сожалению, в большинстве литературных источников по диатомовым илам и глинам плейстоцена Индийского океана точных данных по содержанию биогенного опала нет. Немногочисленные отечественные работы содержат результаты применения устаревших методик определения SiO_2 ам., дающих сильно заниженные результаты. Поэтому при составлении нашей базы данных в этом случае приходилось ориентироваться в основном на литологические макро- и микроописания. В выборке представлены материалы из работ [Лукашин, 1981; Свальнов, 1983; Donnelly, 1980; Plank, Ludden, 1992].

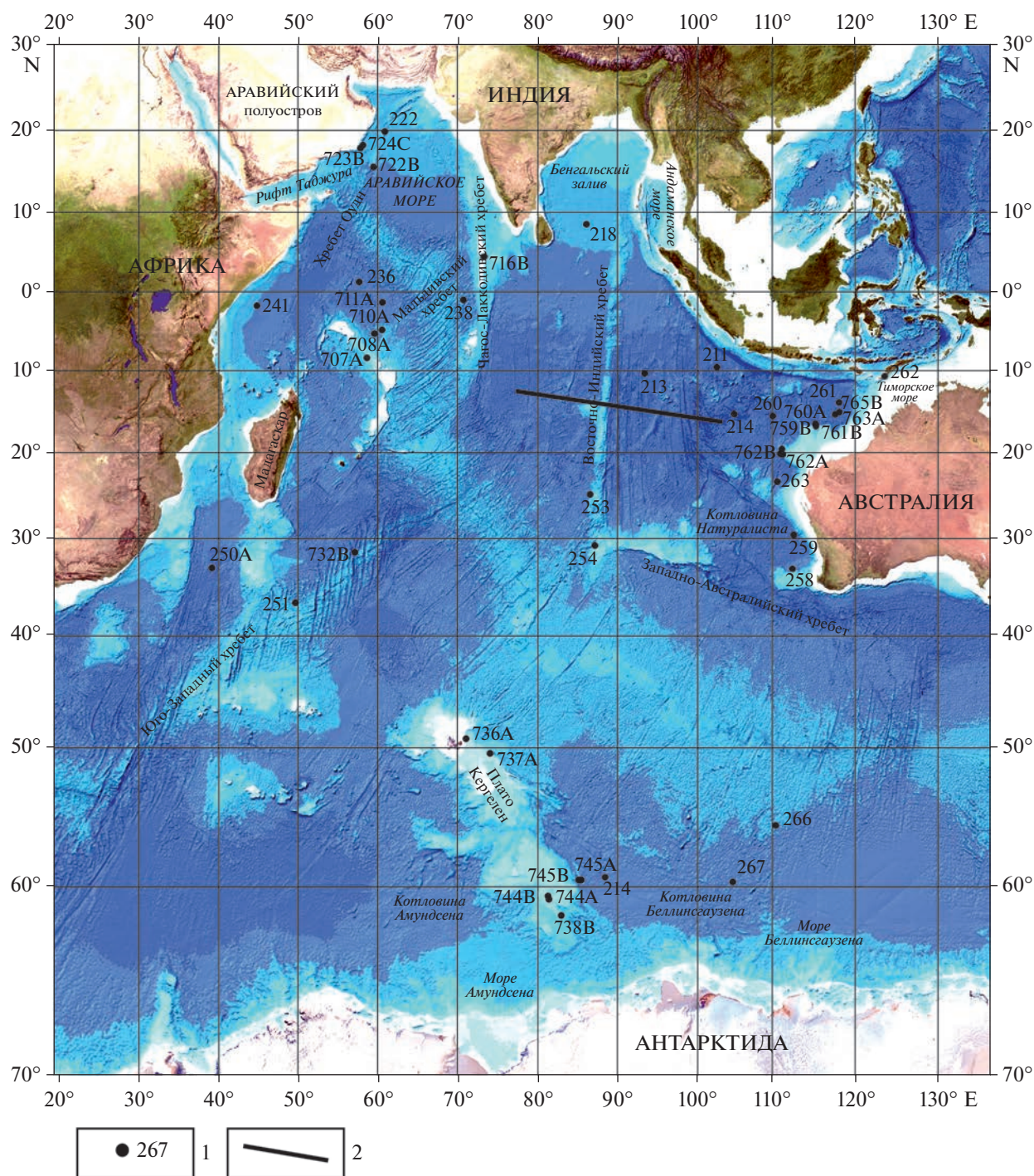


Рис. 1. Расположение разрезов плейстоценовых отложений Индийского океана, для которых известны химические анализы проб.

1 – скважины глубоководного бурения; 2 – Индоокеанский геотраверз [Мигдисов и др., 2001].

Для диатомово-радиолариевых осадков также принимается содержание биогенного опада в илах свыше 50 мас. %, а в соответствующих глинах – от 30 до 50 мас. %. В нашу базу данных вошли материалы из работ [Лукашин, 1981; Мигдисов и др., 2001; Свальнов, 1983; Cook, 1975b; Cranston, 1991; Donnelly, 1980; Frakes, 1975].

Нельзя не отметить, что рейсы фазы DSDP прошли в 1974–1975 гг., а рейсы фазы ODP – в 1990–2002 гг. Это обстоятельство объясняет непривычно “древний” возраст большинства литературных ссылок, использованных в данном обзоре. Кроме того, пик отечественных исследований на данную тему в Индийском океане также

пришелся (по известным причинам) на период, предшествовавший 1990-м годам. К последней четверти XX века относится и большинство работ индийских коллег и специалистов из других стран. В отчетах по 2 рейсам фазы IODP Проекта глубоководного бурения, исследовавших индоокеанские континентальные окраины Австралии, данные по химическому составу осадков не приведены [Gallagher et al., 2017; Hobbs et al., 2019].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для дальнейшей характеристики выборки использованных данных рассмотрим проблему возраста проб, для которых сделаны химические анализы. Ранее [Левитан, 2021] уже было отмечено, что в силу ряда обстоятельств нами использована “старая” стратиграфическая шкала [Алексеев и др., 1997], в которой возраст подошвы плейстоцена, совпадающей с кровлей субхрона Олдувей, составляет округленно 1.8 млн лет. Изучение выборки показало, что в целом ряде скважин было сделано только по 1–2 анализа проб плейстоценовых осадков. В тоже время для керн нескольких скважин известно по несколько десятков анализов. Такая неоднородность заставила авторов статьи ограничиться только интервалом всего плейстоцена, без подразделения на неоплейстоцен и эоплейстоцен.

Авторы отчетов по рейсам использовали широкий арсенал методов анализа: от “мокрой химии” до количественного спектрального анализа, атомной адсорбции, РФА, ИСП АЭС, ИСП МС и т.д. В последние годы широко применяется РФ-сканирование. Как известно, в геохимических обзорах не принято давать описания использованных химико-аналитических процедур (см., например [Taylor, McLennan, 2013]). Тем не менее, широкий разброс применявшихся методов анализа заставляет задуматься о корректности сопоставления данных, полученных ими.

Рассмотрим эту проблему на примере сравнения данных по Zr, полученных, с одной стороны, методом количественного спектрального анализа [Лукашин, 1981], а с другой — методом ИСП МС [Мигдисов и др., 2001]. Чувствительность метода количественного спектрального анализа составила $9 \times 10^{-4}\%$, а ИСП МС — на два порядка выше. В первом из методов воспроизводимость анализов составляет $\pm 11\%$, в методе ИСП МС относительная ошибка определения Zr была равна от 6 до 10%. Для одного и того же района на востоке южно-тропической зоны Индийского океана среднее содержание Zr в 20 образцах пелагических глин составило по В.Н. Лукашину [1981] 147 г/т, а в 26 образцах пелагических глин по А.А. Мигдисову и др. [2001] — 131 г/т. Таким образом, полученные результаты довольно близки.

Это позволяет надеяться на корректность сопоставления данных, полученных различными химико-аналитическими методами. Для характеристики химических анализов базы данных необходимо отметить, что все содержания петрогенных элементов для наших целей были пересчитаны в содержания петрогенных оксидов.

В характеристике выборки важную роль играет правильное определение литологии образца, подвергнутого химическому анализу. Опыт показывает, что название осадка, данное в отчетах по глубоководному бурению, далеко не всегда соответствует действительности. Для правильного определения необходимо помимо макроописаний и, реже, текстурно-структурных признаков широко использовать данные по гранулометрии и компонентному анализу, получаемые при изучении смесляков. Особенно важны соотношения между остатками кокколитофорид и фораминифер для карбонатных осадков, и между остатками диатомей и радиолярий — для кремнистых. Другим важным моментом являются данные химических анализов. Именно с их помощью можно точно провести границу между абиогенными осадками и карбонатными глинами (по содержанию СаО 16.8%), между металлоносными осадками и пелагическими глинами $[(\text{Fe} + \text{Mn})/\text{Ti} = 25]$ и т.д. Реже используются данные минералогического анализа. Здесь особенно часто применяются результаты количественного анализа кварца, цеолитов и глинистых минералов.

Принятые для каждой пробы названия литотипов включаются далее в состав тех типов осадков, которые картировались при литолого-фациальном анализе. В целом авторы руководствовались классификацией вещественно-генетических типов океанских осадков [Безруков, Лисицын, 1961], которая затем использовалась при составлении карты поверхностного слоя осадков Индийского океана [Безруков, Лисицын, 1974].

Наконец, нельзя не указать на крайнюю неравномерность распределения проб по типам осадков. Например, для пелагических глин из кернов бурения химических анализов не было совсем. Поэтому нам пришлось к материалам отчетов по рейсам глубоководного бурения добавить данные из других источников. Среди них следует отдельно отметить публикацию А.А. Мигдисова с соавторами [2001], содержащую около 200 анализов проб плейстоценовых осадков Индоокеанского геотраверза (см. рис. 1), хорошо охарактеризованных в литологическом и стратиграфическом отношении. Всего в нашей выборке по плейстоцену Индийского океана находится более 2000 проб, из них 75% составляют образцы из кернов глубоководного бурения. Итого в базе данных собраны результаты около 25000 элементоопределений.

Для работы с выборкой использовались методы математической статистики из пакета Statgraphics plus версия 5. Основной задачей являлось определение средних арифметических содержаний каждого проанализированного элемента для каждой выбранной литологической градации. Необходимо отметить, что в качестве статистически достоверных значений средних арифметических содержаний нами приняты только те содержания, которые основаны на не менее 7 анализах [https://habr.com/ru/post/339798]. Применялись также корреляционный и факторный анализы.

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Средний химический состав

Результаты определения среднего арифметического химического состава по исследованным типам плейстоценовых отложений Индийского океана представлены в табл. 1 и 2. Эти таблицы свидетельствуют о значительных колебаниях содержаний исследованных элементов в каждом из изученных типов осадков. Такие колебания вызваны как фациальной изменчивостью (пространственными факторами), так и возрастными изменениями, связанными с эволюцией основных осадкообразующих процессов и флюктуациями параметров седиментации.

В течение плейстоцена вырос поток литогенного вещества, карбонатов и биогенного опада, резко уменьшилась роль пелагических глин [Левитан, 2021]. Соответственно, в отложениях, вскрытых колонками Индоокеанского траверза, выросло значение отношения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, содержаний CaO , Na_2O , Ba , Sr , Cd , а также п.п.п., очень заметно снизились средние содержания Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , Li , Cu , Zn , Ni , Co , V , Zr [Мигдисов и др., 2001].

Высокоразрешающее исследование изменчивости химического состава карбонатных планктоногенных осадков хребта Оуэн четко выявило влияние климатической изменчивости и флюктуаций ряда орбитальных и суборбитальных параметров в плейстоценовое время [Shimmield, Mowbray, 1991]. Изучение эволюции плейстоценового карбоната накопления на континентальной окраине Австралии в Индийском океане показало, что коралловые постройки и мшанковые биогермы появились лишь в неоплейстоцене (возможно, во время Среднеплейстоценового перехода) в связи с похолоданием климата [Gallagher et al., 2017; Hobbs et al., 2019].

До сравнительного анализа полученных данных необходимо отметить, что многие элементы имеют несколько минералов-носителей. Так, например, Si встречается в кварце, биогенном опаде, многих минералах алюмосиликатов (в поле-

вых шпатах, вулканических стеклах, глинистых минералах, цеолитах и т.д.). Mg распространен в кальцитах, пироксенах, оливинах и т.д. Кроме того, различные элементы обладают различными соотношениями литогенных и гидрогенных форм в отличающихся типах отложений. Экспериментальные определения форм элементов в четвертичных осадках Индийского океана доказали абсолютное доминирование гидрогенных форм Mn , Ni , Co , Cu , Zn , Y (особенно в пелагических глинах) и большую роль литогенных форм для Fe , Ti , Zr , Cr , Ga , V [Лукашин, 1981; Мигдисов и др., 2001].

Сравнительный анализ средних арифметических составов наиболее распространенных глинистых отложений — пелагических и гемипелагических глин — выполнен по отношению к Постархейским австралийским глинистым сланцам (PAAS) [Тейлор, Мак-Леннан, 1987]. Он показал, что пелагические глины обогащены MnO , Co , Ni , Cu , Y (рис. 2). При этом обогащение SiO_2 , P_2O_5 и V по отношению к гемипелагическим глинам, на наш взгляд, вызвано присутствием во многих образцах миопелагических глин с радиоляриями [Мигдисов и др., 2001], которые расположены в южно-тропическом поясе повышенной первичной продукции. Повышенные содержания MnO обусловлены высоким содержанием гидрогенного вещества, а Co , Ni и Cu были сорбированы из морской воды прежде всего оксигидроксидами Mn и, возможно, другими сорбентами. Y , скорее всего, находится в больших количествах в костном детрите рыб [Yasukawa et al., 2015], обогащающем пелагические глины [Свальнов, 1983]. Более высокое содержание CaO в гемипелагических глинах абсолютно закономерно, т.к. эти осадки накапливались выше глубины карбонатной компенсации.

В то же время нельзя не видеть, что указанные различия в среднем химическом составе плейстоценовых пелагических и гемипелагических глин Индийского океана лишь камуфлируют основную закономерность: принадлежность обоих типов глин одной терригенной матрице. Таким образом, подтверждаются взгляды Н.М. Страхова [1979a] о существенно терригенной природе литогенного вещества в океане.

Гемипелагические глины и терригенные турбидиты по составу очень близки к PAAS и между собой (см. рис. 2). При этом несколько большее содержание MnO в гемипелагических глинах вполне логично, учитывая различие сравниваемых типов отложений в гранулометрическом составе. Обе разновидности объединяет также несколько повышенное по отношению к PAAS содержание CaO и пониженное — Cr . Нельзя не отметить, что в турбидитах повышенное содержание CaO обусловлено прослоями гемипелагиче-

Таблица 1. Средние арифметические содержания химических элементов в плейстоценовых литогенных отложениях Индийского океана

Компонент	Типы отложений				
	1	2	3	4	5
SiO ₂	36.81–67.57/59.54 (n = 115)	38.80–65.50/51.12 (n = 55)	47.55–54.70/50.32 (n = 30)	Н.о.	–
TiO ₂	0.27–0.97/0.78 (n = 119)	0.23–1.74/0.97 (n = 84)	0.66–0.80/0.72 (n = 30)	–	Н.о.
Al ₂ O ₃	10.58–19.57/16.21 (n = 115)	9.66–23.06/15.39 (n = 41)	13.60–15.10/14.39 (n = 30)	Н.о.	–
Fe ₂ O ₃	4.39–15.16/7.51 (n = 117)	4.18–14.30/7.71 (n = 90)	5.27–8.21/6.85 (n = 30)	–	7.52–15.54/9.67 (n = 17)
MnO	0.07–11.32/1.07 (n = 153)	0.013–2.880/0.179 (n = 170)	0.08–0.14/0.10 (n = 30)	0.25–0.95/0.45 (n = 18)	0.04–0.10/0.06 (n = 17)
MgO	0.88–3.36/2.45 (n = 153)	1.68–5.44/2.74 (n = 41)	3.07–3.56/3.24 (n = 30)	Н.о.	–
CaO	0.56–3.91/0.88 (n = 113)	0.42–16.60/5.04 (n = 109)	7.20–8.23/7.57 (n = 30)	–	–
Na ₂ O	0.86–2.07/1.30 (n = 111)	0.63–2.75/1.40 (n = 39)	1.26–2.22/1.54 (n = 30)	Н.о.	Н.о.
K ₂ O	1.74–3.59/2.26 (n = 113)	1.61–7.71/2.65 (n = 40)	2.29–3.94/2.73 (n = 30)	Н.о.	–
P ₂ O ₅	0.10–0.43/0.27 (n = 111)	0.13–0.32/0.18 (n = 39)	0.14–0.17/0.15 (n = 30)	Н.о.	Н.о.
П.п.п.	3.48–9.61/7.47 (n = 113)	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Li	27–88/51 (n = 115)	–	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Sc	11–39/20 (n = 113)	–	Н.о.	Н.о.	Н.о.
V	37–300/112 (n = 155)	20–310/76 (n = 80)	105–128/119 (n = 20)	5–44/24 (n = 18)	35–85/70 (n = 13)
Cr	29–820/67 (n = 151)	10–430/76 (n = 60)	87–102/96 (n = 20)	23–125/52 (n = 15)	Н.о.
Co	5–270/90 (n = 154)	4–170/16 (n = 68)	16–19/18 (n = 20)	4–19/8 (n = 16)	Н.о.
Ni	16–1000/244 (n = 155)	4–890/44 (n = 78)	46–61/55 (n = 20)	4–14/7 (n = 18)	6–40/27 (n = 17)
Cu	130–470/286 (n = 114)	–	28–37/33 (n = 20)	Н.о.	21–56/28 (n = 17)
Zn	30–482/140 (n = 115)	–	81–97/91 (n = 20)	Н.о.	Н.о.
Rb	50–126/67 (n = 113)	Н.о.	132–160/149 (n = 20)	Н.о.	Н.о.
Ga	2–50/21 (n = 45)	Н.о.	Н.о.	3–22/9 (n = 20)	Н.о.

Таблица 1. Окончание

Компонент	Типы отложений				
	1	2	3	4	5
As	2–21/9 (n = 77)	Н.о.	2.1–7.5/4.3 (n = 20)	Н.о.	Н.о.
Sr	76–212/135 (n = 114)	–	208–213/211 (n = 20)	Н.о.	Н.о.
Y	13–1800/136 (n = 39)	8–64/28 (n = 78)	22–23/22 (n = 20)	10–49/26 (n = 19)	Н.о.
Zr	35–270/142 (n = 151)	26–490/125 (n = 81)	122–144/131 (n = 20)	3–660/200 (n = 20)	Н.о.
Ba	258–3430/1250 (n = 114)	–	460–509/489 (n = 20)	Н.о.	Н.о.
Pb	6–81/38 (n = 88)	–	18–21/20 (n = 20)	Н.о.	Н.о.
Mo	1–9/3 (n = 21)	–	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Cs	1–8/5 (n = 113)	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Cd	0.2–10.6/2.3 (n = 72)	–	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Hf	1.5–6.7/3.9 (n = 109)	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Th	4.6–36/15.2 (n = 108)	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
U	0.9–18/2.7 (n = 26)	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Ta	0.5–1.9/1 (n = 27)	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Sb	0.1–3.1/1.2 (n = 52)	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.

Примечания. Содержания петрогенных компонентов и потери при прокаливании даны в мас. %, редких элементов – в г/т; Н.о. – не определялся; тире – число проб, меньше 7; в числителе – колебания значений, в знаменателе – среднее арифметическое, n – число проб; 1–5 – типы отложений: 1 – пелагические глины, 2 – гемипелагические глины, 3 – терригенные турбидиты, 4 – морские пески, 5 – морские диамиктиты; П.п.п. – потери при прокаливании.

ских кокколитовых глин и илов, которые, строго говоря, не входят в состав турбидитных циклитов.

Высокая геохимическая мобильность Mn в ходе геохимической дифференциации в условиях сверхнизких скоростей седиментации пелагических глин, доминирования планктоногенного органического вещества, очень высоких Eh окислительного диагенеза и фиксации в осадках в виде твердой фазы привела к исключительно высоким содержаниям MnO в пелагических глинах. Напротив, огромные скорости седиментации терригенных турбидитов, доминирование терригенного органического вещества, хорошо развитый восстановительный диагенез и, как его следствие,

активное растворение твердых фаз Mn и вывод этого элемента из осадков в иловую и затем в наддонную воду [Страхов, 1979б] – все это способствует низким содержаниям остаточного MnO в терригенных турбидитах.

Сравнение существенно обломочных литогенных осадков (терригенных турбидитов и морских диамиктитов) друг с другом (см. табл. 1) выявило в турбидитах более высокое содержание MnO, V, Ni, в то время как в диамиктитах содержится заметно больше Fe₂O₃.

Сравнение составов обломочных осадков плейстоцена Индийского океана и верхней континентальной коры [Rudnick, Gao, 2003] выявило следую-

Таблица 2. Средние арифметические содержания химических элементов в плейстоценовых биогенных отложениях Индийского океана

Компонент	Типы отложений						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	1.50–47.53/26.15 (n = 579)	47.33	1.00–50.93/19.76 (n = 159)	33.20	Н.о.	63.9–87.60/73.0 (n = 7)	51.27–81.75/64.25 (n = 121)
TiO ₂	0.02–1.04/0.40 (n = 596)	0.72	0.01–0.94/0.34 (n = 182)	0.57	Н.о.	0.04–0.88/0.50 (n = 7)	0.04–1.04/0.46 (n = 76)
Al ₂ O ₃	0.29–15.95/9.49 (n = 613)	17.18	0.10–12.93/7.82 (n = 163)	13.14	Н.о.	0.58–11.80/6.70 (n = 7)	0.76–22.83/10.89 (n = 121)
Fe ₂ O ₃	0.01–16.31/4.21 (n = 666)	7.63	0.01–0.55/3.92 (n = 208)	6.59	0.003–0.065/ 0.02 (n = 366)	0.30–10.58/3.66 (n = 7)	1.23–13.67/5.68 (n = 123)
MnO	0.001–1.07/0.07 (n = 736)	0.13	0.001–0.56/0.08 (n = 270)	0.13	0.00005–0.516/ 0.003 (n = 350)	0.0060.452/0.11 (n = 69)	0.0001–2.85/0.43 (n = 127)
MgO	0.06–8.78/2.26 (n = 467)	Н.о.	0.19–7.35/2.29 (n = 277)	Н.о.	0.30–3.46/1.86 (n = 366)	0.23–2.23/1.42 (n = 7)	0.15–3.01/1.46 (n = 122)
CaO	16.8–50.12/30.97 (n = 618)	Н.о.	17.78–54.50/33.29 (n = 163)	Н.о.	50.03–53.16/ 51.87 (n = 366)	0.26–5.79/1.63 (n = 7)	0.62–16.34/2.50 (n = 121)
Na ₂ O	0.20–3.43/1.96 (n = 402)	3.55	0.08–7.40/0.67 (n = 221)	1.13	Н.о.	0.74–1.93/1.47 (n = 7)	0.77–4.80/1.72 (n = 74)
K ₂ O	0.09–3.86/1.82 (n = 418)	3.29	0.02–2.65/1.69 (n = 152)	2.84	Н.о.	0.22–3.00/1.60 (n = 7)	0.75–6.07/2.50 (n = 121)
P ₂ O ₅	0.04–4.26/0.41 (n = 562)	0.74	0.04–1.23/0.54 (n = 146)	0.91	Н.о.	0.05–0.17/0.11 (n = 7)	0.07–0.30/0.18 (n = 74)
П.п.п.	17.6539.20/30.49 (n = 21)	Н.о.	29.50–41.14/38.44 (n = 8)	Н.о.	Н.о.	Н.о.	3.70–22.50/8.10 (n = 66)
Li	10–40/29 (n = 54)	52	7–122/23 (n = 25)	39	Н.о.	Н.о.	13–50/29 (n = 64)
Sc	1–14/8 (n = 15)	14	0.03–2.6/1.5 (n = 7)	2.5	Н.о.	Н.о.	3–28/17 (n = 61)
V	9–165/23 (n = 276)	42	3–135/51 (n = 70)	86	–	15–140/55 (n = 51)	5–110/60 (n = 67)
Cr	2–200/73 (n = 284)	132	1–308/146 (n = 187)	245	Н.о.	7–78/52 (n = 33)	1–248/55 (n = 65)
Co	1–185/17 (n = 168)	31	0.4–82/9 (n = 200)	15	–	4–75/16 (n = 40)	1–159/56 (n = 67)
Ni	2–640/57 (n = 326)	103	3–182/56 (n = 212)	94	–	4–360/23 (n = 51)	1–297/91 (n = 114)
Cu	1–220/29 (n = 254)	52	11–241/185 (n = 161)	311	Н.о.	Н.о.	1–407/146 (n = 111)
Zn	2–100/51 (n = 253)	92	3–144/69 (n = 161)	116	Н.о.	Н.о.	25–215/91 (n = 115)
Rb	2–56/25 (n = 161)	45	0.2–86/49 (n = 134)	82	Н.о.	Н.о.	19–193/70 (n = 63)
Ga	2–32/10 (n = 45)	18	1–38/11 (n = 48)	18	–	2–35/13 (n = 50)	–

Таблица 2. Окончание

Компо- нент	Типы отложений						
	1	2	3	4	5	6	7
As	2–13/6 (<i>n</i> = 11)	11	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.2–15/5.5 (<i>n</i> = 46)
Sr	335–10800/1452 (<i>n</i> = 252)	Н.о.	146–5107/1895 (<i>n</i> = 265)	Н.о.	1139–11859/ 2769 (<i>n</i> = 366)	Н.о.	67–486/190 (<i>n</i> = 62)
Y	2–250/21 (<i>n</i> = 266)	38	8–190/31 (<i>n</i> = 64)	52	–	10–45/27 (<i>n</i> = 35)	–
Zr	3–540/70 (<i>n</i> = 281)	127	4–500/90 (<i>n</i> = 74)	151	–	7–240/70 (<i>n</i> = 62)	36–196/109 (<i>n</i> = 66)
Ba	108–3470/458 (<i>n</i> = 203)	829	28–4600/275 (<i>n</i> = 155)	462	Н.о.	Н.о.	204–5042/2146 (<i>n</i> = 63)
Pb	1–70/18 (<i>n</i> = 55)	33	1–15/13 (<i>n</i> = 133)	22	Н.о.	Н.о.	11–75/34 (<i>n</i> = 48)
Mo	–	–	–	–	Н.о.	Н.о.	1–4/3 (<i>n</i> = 16)
Cs	0.2–4.5/1.9 (<i>n</i> = 13)	3.4	0.03–3.4/1.0 (<i>n</i> = 7)	1.7	Н.о.	Н.о.	2.0–10.8/4.0 (<i>n</i> = 63)
Cd	–	–	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	1–10/3 (<i>n</i> = 45)
Hf	0.2–3.0/1.2 (<i>n</i> = 7)	2.17	0.03–0.05/0.28 (<i>n</i> = 7)	0.47	Н.о.	Н.о.	1.0–5.1/3.0 (<i>n</i> = 53)
Th	0.5–6.8/2.7 (<i>n</i> = 78)	4.9	0.1–13/2.2 (<i>n</i> = 57)	3.7	Н.о.	Н.о.	2–35/14 (<i>n</i> = 61)
U	0.2–4.8/3.2 (<i>n</i> = 69)	5.8	0.1–3.0/2.9 (<i>n</i> = 133)	4.9	Н.о.	Н.о.	1.1–4.2/2.3 (<i>n</i> = 12)
Sb	–	–	–	–	Н.о.	Н.о.	0.6–2.4/1.06 (<i>n</i> = 22)

Примечания. Содержания петрогенных компонентов даны в мас. %, редких элементов – в г/т; Н.о. – не определялся; тире – число проб, меньшее 7; в числителе – колебания значений, в знаменателе – среднее арифметическое; *n* – число проб; 1–7 – типы отложений: 1 – кокколитоые глины и илы, 2 – бескарбонатное вещество кокколитовых глин и илов, 3 – кокколито-фораминиферовые глины и илы, 4 – бескарбонатное вещество кокколито-фораминиферовых глин и илов, 5 – бентогенные и карбонатно-обломочные отложения; 6 – диатомовые глины и илы, 7 – радиоляриево-диатомовые глины и илы; П.п.п. – потери при прокаливании.

шие особенности. Для терригенных турбидитов характерно практическое совпадение содержаний TiO_2 , MnO , K_2O , P_2O_5 . Они обогащены Fe_2O_3 , MgO и CaO . Типично заметное обеднение SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O . По редким элементам наблюдается примерное равенство содержаний V, Cr, Co, Ni, Cu, As, Y, Pb. Турбидиты относительно обогащены Zn и Rb, а обеднены Sr, Zr, Ba.

Пески шельфа Восточной Африки заметно обогащены MnO, содержат почти одинаковое количество Y и Zr, обеднены V, Cr, Ni, Ga. Морские диамиктиты явно обогащены Fe_2O_3 , а обеднены V и Ni. Содержание MnO и Cu примерно одинаково.

В целом специфика химического состава обломочных плейстоценовых отложений, с очевидностью имеющих терригенный источник доминирующей части осадочного материала, свидетельствует о регионально-геологических особенностях турбидитов, чьим источником являются Гималаи; морских песков (Восточная Африка); морских диамиктитов залива Прюдс (Восточная Антарктида). Небольшую роль играют автохтонные океанические компоненты (например, биогенный CaCO_3).

Содержание химических элементов в карбонатных раковинах планктоногенных илов обусловлено, с одной стороны, их вхождением в кристаллическую решетку карбонатных минералов, с

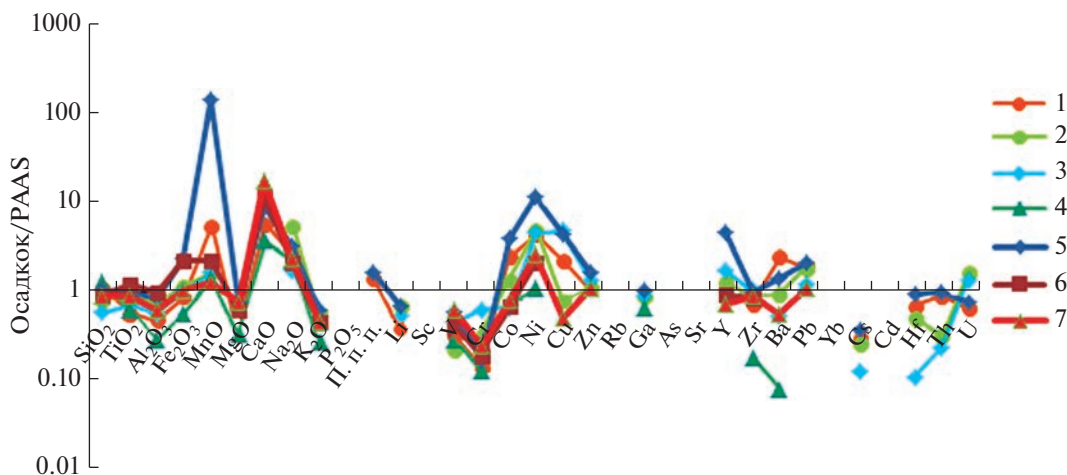


Рис. 2. Спайдер-диаграмма плейстоценовых осадков по отношению к РААС.

1 — радиолариево-диатомовые глины и илы; 2 — бескарбонатное вещество кокколито-фораминиферовых глин и илов; 3 — бескарбонатное вещество кокколито-фораминиферовых глин и илов; 4 — диатомовые глины и илы; 5 — пелагические глины; 6 — гемипелагические глины; 7 — терригенные турбидиты.

изоморфным замещением Са такими элементами с близкими ионными радиусами, как например Mg и Sr. С другой стороны, часть элементов может сорбироваться на поверхности рассматриваемых минералов [Хорн, 1972]. Общеизвестно, что сорбционная емкость этих минералов пренебрежимо мала по сравнению с оксигидроксидами Fe и Mn, взвешенным органическим веществом, глинистыми минералами, цеолитами, костным детритом. Поэтому в морской геологии и геохимии так распространен пересчет состава осадков на бескарбонатное вещество.

В то же время совершенно очевидны черты различия химических составов отличающихся по своей литологии плейстоценовых биогенных отложений Индийского океана. Если сравнить средний состав кокколито-фораминиферовых илов и глин, с одной стороны, и средний состав кокколито-фораминиферовых глин и илов, с другой (см. табл. 2), то выясняется практически одинаковая их карбонатность и несколько более высокое содержание литогенного вещества в кокколито-фораминиферовых глинах и илах. Естественно, что одни элементы сосредоточены преимущественно в карбонатной части осадка, а другие — в литогенной. Нормирование состава кокколито-фораминиферовых глин и илов по кокколито-фораминиферовым глинам и илам показало определенное их обогащение Cu (в наибольшей степени), Sr (среднее по величине); P, Rb, Zn, Sr, Y (наиболее слабое обогащение). Вероятно, обогащение Mg обусловлено относительно более высоким содержанием высокомагнезильного кальцита, поскольку эти илы обычно аккумулируются батиметрически выше кокколито-фораминиферовых осадков. Повышенное содержание P и Cu, скорее всего, связано с известной приуроченностью кокколи-

тово-фораминиферовых осадков к зонам развития несколько более высокой первичной продукции, чем существенно кокколито-фораминиферовых отложений, в эвфотическом слое водной толщи [Лисицын, 1978]. Причины обогащения другими указанными элементами пока не вполне очевидны.

Остальные компоненты, помимо вышеуказанных, обладают дефицитом содержания в кокколито-фораминиферовых глинах и илах по сравнению с кокколито-фораминиферовыми отложениями. Особенно большой дефицит (<0.5) наблюдается для Na_2O и Co.

Интересно, что содержание Mg в современных склерактиниевых кораллах и в раковинках планктонных фораминифер одного из районов Северной Атлантики практически одинаково [Демина, Галкин, 2013]. Отсюда следует, что, исходя из сравнения содержания MgO в кокколито-фораминиферовых осадках и в бентогенных карбонатных отложениях (см. табл. 2), примерно 0.8 содержания MgO в кокколито-фораминиферовых глинах и илах Индийского океана сосредоточены в карбонатной части, а 0.2 — в литогенной. Еще один важный вывод состоит в примерно одинаковом содержании MgO в плейстоценовых кокколито-фораминиферовых отложениях, планктонных фораминиферах и бентогенных карбонатах Индийского океана. Следовательно, скелетный материал кокколито-фораминиферовых осадков содержит заметно меньше магния, чем раковинки планктонных фораминифер. Кроме того, необходимо помнить, что часть MgO из бентогенных карбонатов является раннедиагенетической и принадлежит доломитизированным мшанковым биогермам шельфа Юго-Западной Австралии [Hobbs et al., 2019].

Отношение бескарбонатного вещества (бкв) кокколитовых глин и илов, а также бкв кокколито-фораминиферовых глин и илов к РААС (см. рис. 2) выявило терригенный характер обоих веществ. Определенная специфика состоит в слегка повышенном содержании Na_2O и Ni , и в пониженном — V , Cs , Th в бескарбонатном веществе кокколитовых глин и илов. В свою очередь, бескарбонатное вещество кокколито-фораминиферовых глин и илов отличается несколько повышенным содержанием Ni и Cu , а пониженным — Na_2O , Cs , Hf , Th .

При нормировании среднего состава диатомово-радиоляриевых осадков по диатомовым отложениям выяснилось заметное обогащение первых Mn , Ni , Co ; Zr и Ca . Менее выражено обогащение для Al и P . Выявленные тренды объясняются сочетанием большей роли литогенного вещества и большей первичной продукции в районах накопления диатомово-радиоляриевых осадков. Нормирование по РААС (см. рис. 2) подтверждает сделанные выводы и указывает на существенно терригенную природу океанических кремнистых осадков плейстоцена Индийского океана, в состав которых к терригенной матрице добавлено небольшое количество биогенного опада и гидрогенных форм элементов (например, Mn , Co , Ni). В диатомово-радиоляриевых отложениях в целом немного выше, чем в РААС, содержание MnO , CaO , Co , Cu , Ba . Диатомовые глины и илы по составу ближе к РААС, но обеднены Al_2O_3 , MgO , K_2O , Cr , Zr , Ba . Это обусловлено как более высоким содержанием биогенного SiO_2 , разбавляющего терригенные компоненты (см. табл. 2, отношение $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$), так и накоплением диатомовых осадков в менее продуктивной зоне Южного океана, чем диатомово-радиоляриевые отложения, аккумулировавшиеся в южно-тропической зоне повышенной первичной продукции.

Результаты применения методов математической статистики. Для корреляционного анализа были использованы компоненты химического состава (оксиды петрогенных элементов, а также V , Cr , Co , Ni , Zr , Ba) в тех типах отложений (пелагических глинах, гемипелагических глинах, терригенных турбидитах, кокколитовых глинах и илах, фораминиферово-кокколитовых глинах и илах, диатомовых глинах и илах, диатомово-радиоляриевых глинах и илах), которые полностью охарактеризованы этими компонентами.

В таблице 3 представлена получившаяся корреляционная матрица с коэффициентами Пирсона. В результате ее анализа выявлены следующие геохимические ассоциации и отдельные элементы: 1) SiO_2 ; 2) TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , K_2O , Zr ; 3) MnO , K_2O , Co , Ni ; 4) CaO , P_2O_5 ; 5) Na_2O ; 6) Cr ; 7) Ba . Обращает на себя внимание вхождение K_2O в 2 ассоциации: с одной стороны, он коррелирует

с Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Zr ; а с другой — с MnO , V , Ni , Co . K_2O входит в состав терригенного материала в калиевых полевых шпатах и иллитах, а в пелагическом веществе — в состав аутигенных цеолитов [Мигдисов и др., 2001].

На основе табл. 1, 2 и, особенно, табл. 3 мы провели факторный анализ в разновидности главных компонент с варимаксным вращением. В результате были найдены три основных фактора, определяющих геохимию плейстоценовых отложений Индийского океана. Коэффициенты вариации равны: для первого фактора 59.977, второго фактора 27.859 и третьего фактора 11.821. Первый фактор, с нашей точки зрения, означает роль терригенного материала, второй — карбонатного и третий — гидрогенного.

Средневзвешенный химический состав

Как указывалось выше, при исследовании средневзвешенного химического состава умножается масса того или иного типа отложений на его среднеарифметический химический состав. По данным [Левитан, 2021], среди плейстоценовых отложений Индийского океана масса пелагических глин равна 192.6×10^{18} г, гемипелагических глин — 267.4×10^{18} г, терригенных турбидитов — 1029.5×10^{18} г, морских песков — 20.3×10^{18} г, морских диамиктитов — 2.9×10^{18} г, кокколитовых глин и илов — 365.4×10^{18} г, кокколито-фораминиферовых глин и илов — 213.1×10^{18} г, бентогенных и карбонатно-обломочных отложений — 72.3×10^{18} г, диатомовых глин и илов — 110.9×10^{18} г, радиоляриево-диатомовых глин и илов — 75.3×10^{18} г. Перемножение этих значений на средние арифметические содержания изученных элементов (см. табл. 1, 2) дает нам возможность построить табл. 4 и 5.

Учитывая очень низкие значения масс плейстоценовых морских песков и диамиктитов, эти отложения будут исключены из дальнейшего анализа масс элементов в плейстоцене Индийского океана. Это же относится и к тем компонентам бентогенных и карбонатно-обломочных отложений (см. табл. 5), для которых нет данных.

В целом в плейстоценовых отложениях Индийского океана содержится: 1036.65×10^{18} г SiO_2 , 13.92×10^{18} г TiO_2 , 287.49×10^{18} г Al_2O_3 , 137.69×10^{18} г Fe_2O_3 , 4.44×10^{18} г MnO , 62.56×10^{18} г MgO , 318.39×10^{18} г CaO , 33.61×10^{18} г Na_2O , 53.58×10^{18} г K_2O , 5.45×10^{18} г P_2O_5 .

Сложнее оценить ситуацию с потерями при прокаливании (п.п.п.). Учитывая приведенные в табл. 4 и 5 данные, можно полагать, что только за счет CO_2 карбонатов п.п.п. могут составлять примерно в 1.17 меньше, чем масса CaO , т.е. порядка

Таблица 3. Корреляционная матрица Пирсона

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	V	Cr	Co	Ni	Zr	Ba
SiO ₂	1.00	0.39	0.19	0.26	0.25	-0.21	-0.96	0.41	0.36	-0.75	0.40	-0.78	0.44	0.19	-0.02	0.36
TiO ₂		1.00	0.94	0.88	0.35	0.64	-0.60	0.26	0.72	-0.37	0.69	-0.25	0.24	0.27	0.63	0.06
Al ₂ O ₃			1.00	0.96	0.46	0.70	-0.43	0.30	0.80	-0.12	0.61	-0.16	0.38	0.44	0.78	0.24
Fe ₂ O ₃				1.00	0.67	0.67	-0.46	0.35	0.85	0.00	0.62	-0.21	0.56	0.63	0.73	0.27
MnO					1.00	0.54	-0.28	0.51	0.76	0.36	0.53	-0.20	0.87	0.97	0.48	0.33
MgO						1.00	0.00	0.19	0.71	0.27	0.73	0.29	0.26	0.51	0.76	-0.10
CaO							1.00	-0.39	-0.53	0.77	-0.58	0.70	-0.46	-0.23	-0.23	-0.40
Na ₂ O								1.00	0.53	-0.18	0.18	-0.78	0.63	0.53	0.19	0.44
K ₂ O									1.00	-0.03	0.81	-0.24	0.78	0.80	0.87	0.54
P ₂ O ₅										1.00	-0.23	0.60	0.15	0.41	0.12	-0.08
V											1.00	-0.01	0.45	0.50	0.73	0.18
Cr												1.00	-0.43	-0.17	0.16	-0.40
Co													1.00	0.93	0.50	0.74
Ni														1.00	0.58	0.52
Zr															1.00	0.49
Ba																1.00

Примечание. Полужирным курсивом обозначены коэффициенты Пирсона, установленные с достоверностью 95%.

272.13×10^{18} г. Существенную величину достигают п.п.п. за счет H₂O. Только в пелагических глинах они, вероятно, могут быть равны 14.39×10^{18} г. П.п.п. в других типах осадков оценить трудно.

Если не учитывать морские пески и диамиктиты (вследствие их низкой массы) и бентогенные и карбонатно-обломочные отложения (вследствие их карбонатности, превышающей 92%), то можно оценить массы в различных типах плейстоценовых осадков таких редких элементов как V, Co, Ni, Cr, Zr, Y.

В целом в плейстоценовых отложениях Индийского океана содержится: 0.192×10^{18} г V, 0.054×10^{18} г Co, 0.159×10^{18} г Ni, 0.200×10^{18} г Cr, 0.251×10^{18} г Zr, 0.079×10^{18} г Y.

Все показанные в табл. 4 и 5 значения для остальных типов осадков пересчитаны на %, исходя из общей суммы для каждого компонента, равной 100%. При рассмотрении структур распределения масс компонентов в осадках (в %) намечается основной тренд, в рамках которого доминирующую роль играет распределение масс самих осадков. В то же время нельзя не отметить яркие исключения, связанные с особенностями содержания в осадках MnO и CaO. Более подробный анализ указывает на существование 8 групп распределения масс компонентов: 1) осадки, MgO, Na₂O, Zr, Ni; 2) SiO₂; 3) TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, K₂O, V; 4) MnO; 5) CaO; 6) P₂O₅; 7) Co, Y; 8) Cr (рис. 3).

В группе 1 очевидно, что MgO находится и в литогенной, и в карбонатной части осадков. В группе 2 обращает на себя внимание большее про-

центное содержание масс кремнезема в кремнистых осадках, чем в карбонатных, хотя соотношения масс этих осадков противоположные. Можно предположить, что индивидуальная позиция SiO₂ обусловлена его присутствием в таком разнородном материале как в кварце, биогенном опале и в алюмосиликатах различного генезиса. Не исключено, что индивидуальная позиция Na₂O в какой-то степени обусловлена разной степенью отмытости образцов от морской соли при анализе. Группа 3 характеризуется типичным распределением литогенного вещества. В группе 4 очень ярко проявлено обогащение именно пелагических глин, скорее всего, за счет максимально высоких содержаний в них гидрогенных оксигидроксидов Mn. В этом плане к группе 4 примыкает и группа 7, в которой тоже на первом месте располагаются пелагические глины (за счет обогащения Y костных остатков рыб), а на втором — терригенные турбидиты. Распределение масс CaO (группа 5) характеризует особенности биогенного карбонатакопления и здесь дополнительно можно обратить внимание на высокие массы в бентогенных и карбонатно-обломочных отложениях.

Массы P₂O₅ (группа 6) распределены сложным образом: если наибольшее процентное содержание в терригенных турбидитах определено обусловлено массой самих турбидитов, то близкие к турбидитам процентные содержания в планктонных карбонатных осадках обусловлены, напротив, наиболее высоким содержанием P₂O₅ в этих осадках. Большие процентные содержания в глинистых осадках, чем в кремнистых, вызваны,

Таблица 4. Средневзвешенные содержания химических элементов в плейстоценовых литогенных отложениях Индийского океана (в 10^{18} г)

Компонент	Типы отложений				
	1	2	3	4	5
SiO ₂	114.67	136.94	518.04	Н.о.	—
TiO ₂	1.50	1.93	7.41	—	Н.о.
Al ₂ O ₃	31.22	41.15	148.15	Н.о.	—
Fe ₂ O ₃	14.46	20.62	70.52	—	0.28
MnO	2.06	0.48	1.03	0.09	0.002
MgO	4.72	7.33	33.36	Н.о.	—
CaO	1.69	13.48	77.93	—	—
Na ₂ O	2.50	3.74	15.85	Н.о.	Н.о.
K ₂ O	4.35	7.08	28.11	Н.о.	—
P ₂ O ₅	0.52	0.48	1.54	Н.о.	Н.о.
П.п.п.	14.39	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Li	0.010	—	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Sc	0.004	—	Н.о.	Н.о.	Н.о.
V	0.022	0.020	0.12	0.0005	0.0002
Cr	0.013	0.020	0.099	0.001	Н.о.
Co	0.017	0.004	0.019	0.0002	Н.о.
Ni	0.047	0.012	0.057	0.0001	0.0001
Cu	0.055	—	0.034	Н.о.	0.0001
Zn	0.027	—	0.094	Н.о.	Н.о.
Rb	0.013	Н.о.	0.15	Н.о.	Н.о.
Ga	0.004	Н.о.	Н.о.	0.0002	Н.о.
As	0.002	Н.о.	0.004	Н.о.	Н.о.
Sr	0.026	—	0.22	Н.о.	Н.о.
Y	0.026	0.007	0.023	0.0005	Н.о.
Zr	0.027	0.033	0.13	0.004	Н.о.
Ba	0.24	—	0.50	Н.о.	Н.о.
Pb	0.007	—	0.021	Н.о.	Н.о.
Mo	0.0006	—	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Cs	0.001	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Cd	0.0004	—	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Hf	0.0008	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Th	0.003	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
U	0.0005	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Ta	0.0002	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Sb	0.0002	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.

Примечания. Н.о. — не определялся; тире — число проб, меньшее 7; 1–5 — типы отложений: 1 — пелагические глины, 2 — гемипелагические глины, 3 — терригенные турбидиты, 4 — морские пески, 5 — морские диамиктиты; П.п.п. — потери при прокаливании.

Таблица 5. Средневзвешенные содержания химических элементов в плейстоценовых биогенных отложениях Индийского океана (в 10^{18} г)

Компонент	Типы отложений				
	1	2	3	4	5
SiO ₂	95.55	42.11	Н.о.	80.96	48.38
TiO ₂	1.46	0.72	Н.о.	0.55	0.35
Al ₂ O ₃	34.68	16.66	Н.о.	7.43	8.20
Fe ₂ O ₃	15.38	8.35	0.02	4.06	4.28
MnO	0.26	0.17	0.002	0.12	0.32
MgO	8.26	4.88	1.34	1.57	1.10
CaO	113.16	70.94	37.50	1.81	1.88
Na ₂ O	7.16	1.43	Н.о.	1.63	1.30
K ₂ O	6.65	3.60	Н.о.	1.77	2.02
P ₂ O ₅	1.50	1.15	Н.о.	0.12	0.14
П.п.п.	111.41	81.92	Н.о.	Н.о.	6.10
Li	0.011	0.005	Н.о.	Н.о.	0.002
Sc	0.003	0.0003	Н.о.	Н.о.	0.001
V	0.008	0.011	—	0.006	0.005
Cr	0.027	0.031	Н.о.	0.006	0.004
Co	0.006	0.002	—	0.002	0.004
Ni	0.021	0.012	—	0.003	0.007
Cu	0.011	0.039	Н.о.	Н.о.	0.011
Zn	0.019	0.015	Н.о.	Н.о.	0.007
Rb	0.009	0.010	Н.о.	Н.о.	0.005
Ga	0.004	0.002	—	0.001	0.002
As	0.002	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.0004
Sr	0.53	0.40	0.20	Н.о.	0.01
Y	0.008	0.007	—	0.003	0.005
Zr	0.026	0.019	—	0.008	0.008
Ba	0.17	0.06	Н.о.	Н.о.	0.16
Pb	0.007	0.003	Н.о.	Н.о.	0.003
Mo	—	—	Н.о.	Н.о.	0.0002
Cs	0.0007	0.0002	Н.о.	Н.о.	0.0003
Cd	—	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.0002
Hf	0.0004	0.0001	Н.о.	Н.о.	0.0002
Th	0.001	0.0005	Н.о.	Н.о.	0.001
U	0.001	0.0006	Н.о.	Н.о.	0.0002
Sb	—	—	Н.о.	Н.о.	0.0001

Примечания. Н.о. — не определялся; тире — число проб, меньшее 7; 1–5 — типы отложений: 1 — кокколито-вые глины и илы, 2 — кокколито-фораминиферовые глины и илы, 3 — бентогенные и карбонатно-обломочные отложения, 4 — диатомовые глины и илы, 5 — радиоляриево-диатомовые глины и илы; П.п.п. — потери при прокаливании.

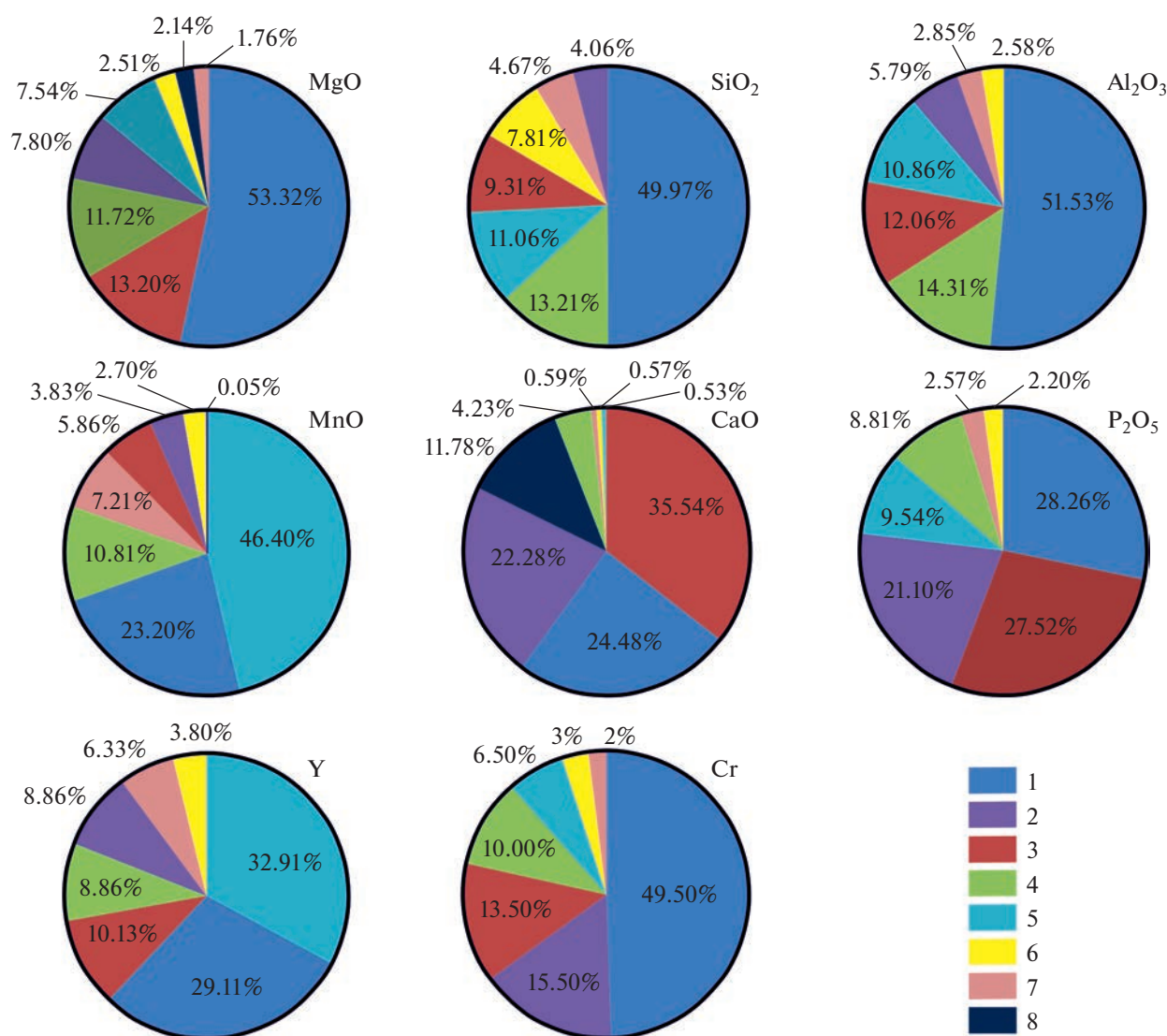


Рис. 3. Распределение масс некоторых химических компонентов (в %) в типах плейстоценовых отложений. 1 – терригенные турбидиты; 2 – кокколито-фораминиферовые глины и илы; 3 – кокколитовые глины и илы; 4 – гемипелагические глины; 5 – пелагические глины; 6 – диатомовые глины и илы; 7 – радиоляриево-диатомовые глины и илы; 8 – бентогенные и карбонатно-обломочные отложения.

прежде всего, большими массами самих осадков, хотя нельзя и пройти мимо весьма низких содержаний фосфора в кремнистых осадках плейстоцена Индийского океана.

Распределение масс Cr (группа 8) близко напоминает распределение масс P₂O₅ с той лишь разницей, что на втором месте после терригенных турбидитов находятся не кокколитовые глины и илы, а кокколито-фораминиферовые глины и илы. Возможно, как предположили авторы статьи [Мигдисов и др., 2001], обогащение Cr этих осадков обусловлено привносом данного элемента с тех же подводных поднятий за счет размыва обнажающихся пород основного и ультраосновного состава, обогащенных Cr.

Средние скорости накопления химических элементов

Этот параметр необходим для сравнительных анализов плейстоценовых отложений Индийского океана как с другими океанами внутри плейстоценового стратона, так и с отложениями иных стратиграфических подразделений внутри осадочного чехла Мирового океана. Поскольку для нашей базы данных был выбран именно плейстоцен, продолжительность которого по “старой” шкале [Gradstein et al., 2004] равна 1.79 млн лет, то данные в нижеследующих табл. 6 и 7 получаются при делении соответствующих значений табл. 4 и 5 на 1.79 млн лет.

Таблица 6. Средние скорости накопления химических элементов в плейстоценовых литогенных отложениях Индийского океана (в 10^{18} г/млн лет)

Компонент	Типы отложений				
	1	2	3	4	5
SiO ₂	64.06	76.50	289.41	Н.о.	—
TiO ₂	0.84	1.08	4.14	—	Н.о.
Al ₂ O ₃	17.44	22.99	82.77	Н.о.	—
Fe ₂ O ₃	8.08	11.52	39.40	—	0.16
MnO	1.15	0.27	0.58	0.05	0.001
MgO	2.64	4.09	18.64	Н.о.	—
CaO	0.94	7.53	43.54	—	—
Na ₂ O	1.40	2.09	8.85	Н.о.	Н.о.
K ₂ O	2.43	3.96	15.70	Н.о.	—
P ₂ O ₅	0.29	0.27	0.86	Н.о.	Н.о.
П.п.п.	8.04	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Li	0.006	—	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Sc	0.002	—	Н.о.	Н.о.	Н.о.
V	0.012	0.011	0.070	0.0003	0.0001
Cr	0.007	0.011	0.055	0.0006	Н.о.
Co	0.009	0.002	0.011	0.0001	Н.о.
Ni	0.026	0.012	0.032	0.00006	0.0001
Cu	0.031	—	0.019	Н.о.	0.0001
Zn	0.015	—	0.053	Н.о.	Н.о.
Rb	0.007	Н.о.	0.084	Н.о.	Н.о.
Ga	0.002	Н.о.	Н.о.	0.0001	Н.о.
As	0.001	Н.о.	0.002	Н.о.	Н.о.
Sr	0.015	—	0.123	Н.о.	Н.о.
Y	0.015	0.004	0.013	0.0003	Н.о.
Zr	0.015	0.018	0.073	0.002	Н.о.
Ba	0.13	—	0.28	Н.о.	Н.о.
Pb	0.004	—	0.012	Н.о.	Н.о.
Mo	0.0003	—	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Cs	0.0006	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Cd	0.0002	—	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Hf	0.0004	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Th	0.002	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
U	0.0003	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Ta	0.0001	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Sb	0.0001	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.

Примечания. Н.о. — не определялся; тире — число проб, меньшее 7; 1–5 — типы отложений: 1 — пелагические глины, 2 — геопелагические глины, 3 — терригенные турбидиты; 4 — морские пески, 5 — морские диамиктиты; П.п.п. — потери при прокаливании.

Таблица 7. Средние скорости накопления химических элементов в плейстоценовых биогенных отложениях Индийского океана (в 10^{18} г/млн лет)

Компонент	Типы отложений				
	1	2	3	4	5
SiO ₂	53.38	23.53	Н.о.	45.23	27.03
TiO ₂	0.82	0.40	Н.о.	0.31	0.20
Al ₂ O ₃	19.37	9.31	Н.о.	4.15	4.58
Fe ₂ O ₃	8.59	4.66	0.01	2.27	2.39
MnO	0.15	0.095	0.001	0.067	0.18
MgO	4.61	2.73	0.75	0.88	0.61
CaO	63.22	39.63	20.95	1.01	1.05
Na ₂ O	4.00	0.80	Н.о.	0.91	0.73
K ₂ O	3.72	2.01	Н.о.	0.99	1.13
P ₂ O ₅	0.84	0.64	Н.о.	0.07	0.08
П.п.п.	62.24	45.77	Н.о.	Н.о.	3.41
Li	0.006	0.003	Н.о.	Н.о.	0.001
Sc	0.002	0.0002	Н.о.	Н.о.	0.0006
V	0.004	0.006	—	0.003	0.003
Cr	0.015	0.017	Н.о.	0.003	0.002
Co	0.003	0.001	—	0.001	0.002
Ni	0.012	0.007	—	0.002	0.004
Cu	0.006	0.022	Н.о.	Н.о.	0.006
Zn	0.011	0.008	Н.о.	Н.о.	0.004
Rb	0.005	0.006	Н.о.	Н.о.	0.003
Ga	0.002	0.001	—	0.0006	0.001
As	0.001	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.0002
Sr	0.30	0.22	0.11	Н.о.	0.006
Y	0.004	0.004	—	0.002	0.003
Zr	0.015	0.011	—	0.004	0.005
Ba	0.09	0.03	Н.о.	Н.о.	0.09
Pb	0.004	0.002	Н.о.	Н.о.	0.002
Cs	0.0004	0.0001	Н.о.	Н.о.	0.0002
Cd	—	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.0001
Hf	0.0002	0.00006	Н.о.	Н.о.	0.0001
Th	0.0006	0.0003	Н.о.	Н.о.	0.0006
U	0.0006	0.0003	Н.о.	Н.о.	0.0001
Mo	—	—	Н.о.	Н.о.	0.0001
Sb	—	—	Н.о.	Н.о.	0.0001

Примечания. Н.о. — не определялся; тире — число проб, меньшее 7; 1–5 — типы отложений: 1 — кокколито-вые глины и илы, 2 — кокколито-во-фораминиферо-вые глины и илы, 3 — бентогенные и карбонатно-обломочные отложения, 4 — диатомовые глины и илы, 5 — радиоляриево-диатомовые глины и илы; П.п.п. — потери при прокаливании.

Таблица 8. Средневзвешенные абсолютные массы петрогенных компонентов химического состава (в г/см² × тыс. лет) основных типов плейстоценовых отложений Индийского океана

Компонент	Типы отложений							
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	0.33	1.15	4.34	0.30	0.09	Н.о.	0.27	0.60
TiO ₂	0.004	0.02	0.06	0.005	0.002	Н.о.	0.002	0.004
Al ₂ O ₃	0.09	0.35	1.24	0.11	0.04	Н.о.	0.02	0.10
Fe ₂ O ₃	0.04	0.17	0.59	0.05	0.02	0.0001	0.01	0.05
MnO	0.006	0.004	0.009	0.001	0.0004	0.000005	0.0004	0.004
MgO	0.01	0.06	0.28	0.03	0.01	0.01	0.005	0.01
CaO	0.005	0.11	0.65	0.36	0.16	0.29	0.006	0.02
Na ₂ O	0.007	0.03	0.13	0.02	0.003	Н.о.	0.005	0.02
K ₂ O	0.01	0.06	0.24	0.02	0.008	Н.о.	0.006	0.02
P ₂ O ₅	0.001	0.004	0.013	0.005	0.003	Н.о.	0.0004	0.002

Примечания. Н.о. — не определялся; 1–8 — типы отложений: 1 — пелагические глины, 2 — гемипелагические глины, 3 — терригенные турбидиты, 4 — кокколитоидные глины и илы, 5 — кокколитоидно-фораминиферовые глины и илы, 6 — бентогенные и карбонатно-обломочные отложения, 7 — диатомовые глины и илы, 8 — радиоляриево-диатомовые глины и илы.

Естественно, что структура табл. 6 и 7 точно повторяет структуру табл. 4 и 5, поэтому ниже отдельные описания табл. 6 и 7 не даются.

Абсолютные массы элементов

Данные табл. 8 получены или делением скоростей накопления (см. табл. 5, 6) на площади распространения анализируемых типов плейстоценовых отложений, приведенные в работе [Левитан, 2021], или умножением процентных содержаний оксидов петрогенных элементов на абсолютные массы соответствующих типов отложений, взятых из работы [Левитан, 2021]. Затем эти данные были трансформированы в % тем же способом, что и при изучении средневзвешенного химического состава (рис. 4).

Анализ табл. 8 показал, что для большинства абсолютных масс петрогенных компонентов (TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, Na₂O, K₂O) существует практически одинаковый ряд убывания: терригенные турбидиты, гемипелагические глины, кокколитоидные глины и илы, радиоляриево-диатомовые глины и илы, а за ними — остальные отложения (см. рис. 4). К этому ряду тяготеет и распределение абсолютных масс SiO₂, в котором радиоляриево-диатомовые глины и илы опередили по своей величине кокколитоидные глины и илы за счет повышенного содержания биогенного опада. Таким же исключением является распределение абсолютных масс P₂O₅, в котором поменя-

лись местами кокколитоидные глины и илы, с одной стороны, и гемипелагические глины, с другой, что вызвано большим содержанием оксида фосфора в кокколитоидных глинах и илах.

Однако распределение двух компонентов — MnO и CaO — явно выбивается из общего правила (см. рис. 4). В первом случае после терригенных турбидитов на второе место вышли пелагические глины. Во втором случае после терригенных турбидитов располагаются абсолютные массы кокколитоидных глин и илов, бентогенных и карбонатно-обломочных отложений, кокколитоидно-фораминиферовых глин и илов, гемипелагических глин, кремнистых осадков и пелагических глин. Ситуация с MnO, естественно, объясняется его ролью в гидрогенной седиментации и окислительном диагенезе.

Особенности карбонатной седиментации очень сильно отличаются от особенностей седиментации литогенных компонентов [Левитан, 2021]. Необходимо иметь в виду общепринятую точку зрения, что литогенные компоненты практически не растворяются в водной толще. В то же время карбонаты подвергаются растворению на самых разных уровнях этой толщи, а для биогенного кремнезема принято считать, что порядка 30% от его продукции в фотическом слое растворяются, в основном, на поверхности дна до захоронения под более молодыми осадками [Ragueneau et al., 2000]. Таким образом, абсолютные массы

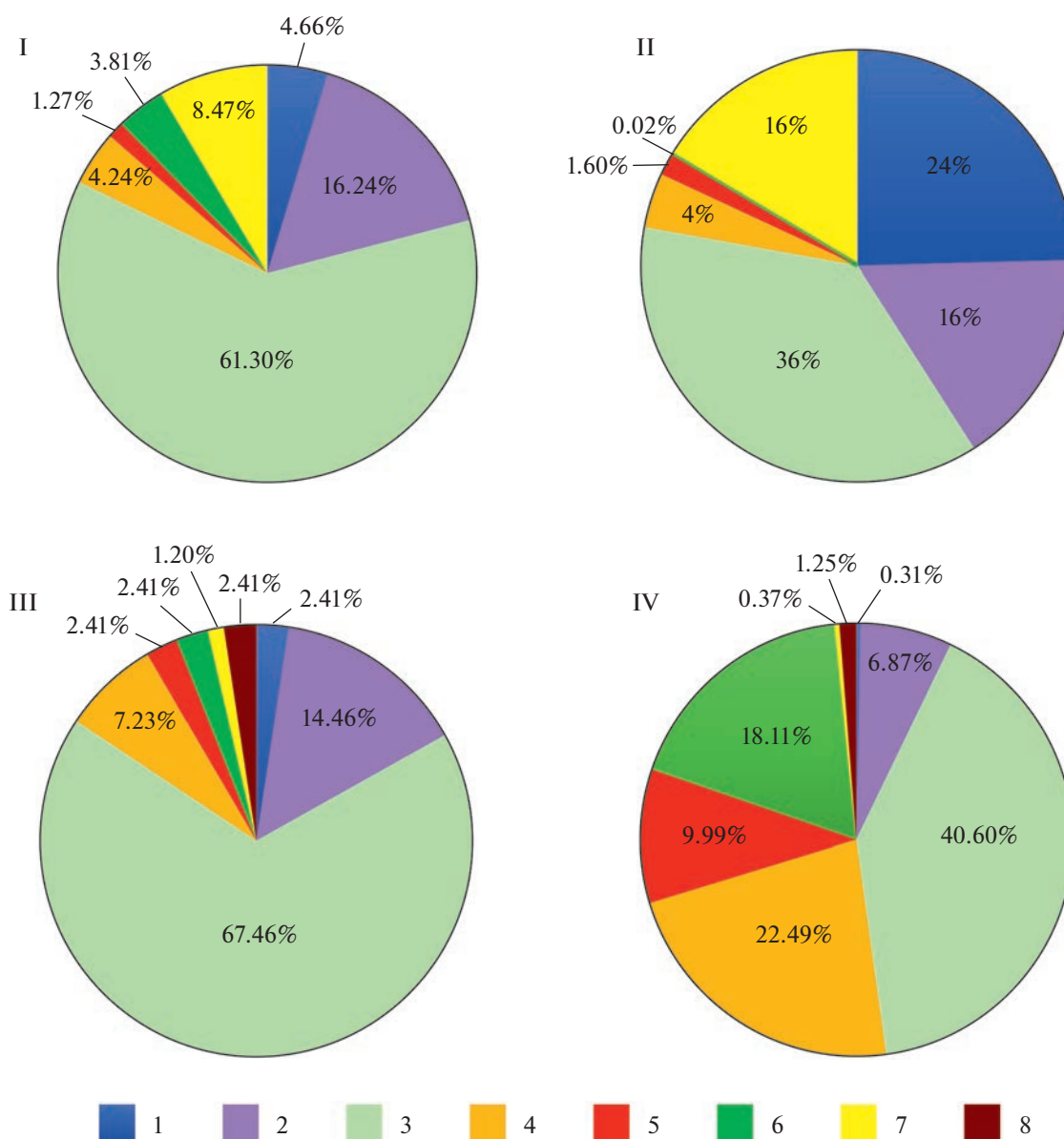


Рис. 4. Распределение абсолютных масс петрогенных компонентов химического состава (в %) в типах плейстоценовых отложений Индийского океана.

I–IV – компоненты: I – SiO₂, II – MnO, III – MgO, IV – CaO.

1–8 – типы отложений: 1 – пелагические глины, 2 – гемипелагические глины, 3 – терригенные турбидиты, 4 – кокколитовые глины и илы, 5 – кокколито-фораминиферовые глины и илы, 6 – бентогенные и карбонатно-обломочные отложения; 7 – диатомовые глины и илы, 8 – радиоляриево-диатомовые глины и илы.

основных биогенных компонентов являются не первичными, а остаточными.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основная цель статьи состояла в вычислении серии эталонных количественных параметров химического состава плейстоценовых отложений Индийского океана. Имелись в виду такие параметры как средневзвешенный химический состав выбранных типов осадков, их скорости накопле-

ния и абсолютные массы. Для этого сначала необходимо было решить две задачи: 1) составить соответствующую базу данных и 2) найти средний арифметический химический состав типов осадков.

Мы оперировали данными по плейстоцену Индийского океана, основанными на проведенном литолого-фациальном картировании более 87% площади дна этого океана (без учета морей). На этой основе был рассчитан средневзвешенный литологический состав плейстоценовых отложений [Левитан, 2021].

В базу данных вошли химические анализы более 2000 образцов из отчетов глубоководного бурения и из других литературных источников, основанные на 25000 элементоопределениях. Учитывая обзорный характер данной работы, описания химико-аналитических процедур не проводились. Все химические анализы были привязаны к основным группам отложений плейстоцена Индийского океана: 1) пелагическим глинам; 2) гемипелагическим глинам; 3) терригенным турбидитам; 4) морским пескам; 5) морским диамиктитам; 6) кокколитовым глинам и илам; 7) кокколито-фораминиферовым глинам и илам; 8) бентогенным карбонатам и карбонатно-обломочным отложениям; 9) диатомовым глинам и илам; 10) радиоляриево-диатомовым глинам и илам. Менее распространенные осадки (эдафогенные и металлоносные отложения, прослой вулканического пепла и т.д.) не рассматривались.

Полученные данные по среднему арифметическому химическому составу были пронормированы на химический состав PAAS (Постархейских австралийских глинистых сланцев). В результате было установлено, что в основе бескарбонатных отложений и бескарбонатного вещества планктонных осадков лежит терригенная кластика. Сравнение химического состава обломочных отложений с составом верхней континентальной коры [Rudnick, Gao, 2003] выявил регионально-геологические особенности областей сноса, дополненные небольшим влиянием автохтонных океанических компонентов. Методы факторного анализа показали существование трех основных факторов, определяющих состав плейстоценовых отложений Индийского океана. Первый фактор (коэффициент вариации равен 59.977%) связан с терригенным веществом, второй фактор (коэффициент вариации 27.859%) — с карбонатным материалом, а третий (коэффициент вариации 11.821%) — с гидрогенным веществом.

Расчет средневзвешенного химического состава выявил 8 групп характеров распределения химических компонентов в выделенных типах отложений. Удалось определить, что в целом в них содержится минимум 1036.65×10^{18} г SiO_2 , 13.92×10^{18} г TiO_2 , 287.49×10^{18} г Al_2O_3 , 137.69×10^{18} г Fe_2O_3 , 4.44×10^{18} г MnO , 62.56×10^{18} г MgO , 318.39×10^{18} г CaO , 33.61×10^{18} г Na_2O , 53.58×10^{18} г K_2O , 5.45×10^{18} г P_2O_5 . По редким элементам получились такие массы: 0.192×10^{18} г V, 0.054×10^{18} г Co, 0.159×10^{18} г Ni, 0.200×10^{18} г Cr, 0.251×10^{18} г Zr, 0.079×10^{18} г Y.

По характеру распределения абсолютных масс петрогенных компонентов в основных типах отложений выявлены 4 главные группы: SiO_2 , MnO , MgO , CaO . Эти особенности обусловлены сочетанием ряда факторов: массами осадков и скоро-

стями их накопления, площадью распространения, их средним химическим составом, особенностями геохимического поведения и формами химических элементов и т.д.

Мы не собирались описывать сложную систему геохимии плейстоценовых отложений Индийского океана. Перед нами стояла существенно более простая задача: рассчитать набор параметров, характеризующих в качественном и количественном виде химический состав этих отложений, для того, чтобы в дальнейшем их можно было бы использовать в целях сравнительного анализа с аналогичными параметрами для других океанических отложений в рамках плейстоценового стратона в Мировом океане. При этом возможны не только пространственные, но и возрастные сопоставления, например, с континентами, осадками палеоокеанов и т.д.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность Ю.А. Костицыну и Т.Г. Кузьминой за консультации по ряду аспектов статьи. Мы признательны О.В. Тумской за помощь в составлении базы данных.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в соответствии с Госзаданием для Института геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев М.Н., Борисов Б.А., Величко А.А и др. Об общей стратиграфической шкале четвертичной системы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 5. С. 105–108.
- Безруков П.Л., Лисицын А.П. Классификация осадков современных морских водоемов // Тр. ИО АН СССР. 1960. Т. 32. С. 3–14.
- Безруков П.Л., Лисицын А.П. Карта поверхностного слоя донных осадков // Международный геолого-геофизический атлас Индийского океана / Отв. ред. Г.Б. Удинцев. М.: ГУГК СССР, 1974. С. 135–136.
- Демина Л.Л., Галкин С.В. Биогеохимия микроэлементов в глубоководных гидротермальных экосистемах. М.: ГЕОС, 2013. 256 с.
- Левитан М.А. Плейстоценовые отложения Мирового океана. М.: РАН, 2021. 408 с.
- Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. Количественное распределение осадочного материала. М.: Наука, 1974. 438 с.
- Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. Литология и геохимия. М.: Наука, 1978. 392 с.
- Лисицын А.П., Гордеев В.В., Богданов Ю.А. Геохимия металлоносных осадков Индийского океана // Металлоносные осадки Индийского океана / Отв. ред. А.П. Лисицын, Е.Г. Гурвич. М.: Наука, 1987. С. 100–127.

- Лукашин В.Н. Геохимия микроэлементов в процессах осадкообразования в Индийском океане. М.: Наука, 1981. 184 с.
- Лукашин В.Н., Левитан М.А., Тихомиров В.Н. Геохимическое поле донных осадков и его аномалии // Геохимия и геология базальтов рифта Таджура (Аденский залив) / Отв. ред. Л.В. Таусон. М.: Наука, 1989. С. 176–202.
- Мигдисов А.А., Бреданова Н.А., Гири Ю.П., Щербаков В.С. Химический состав пелагических осадков экваториальной зоны восточной части Индийского океана // Важнейшие результаты Российско-Индийского сотрудничества в области океанографии по проекту “Трансиндоокеанский геотраверз” / Ред. В.С. Щербаков, В.Н. Живаго. М.: ГлавНИЦ, 2001. С. 203–269.
- Ронов А.Б. История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР (по данным объемного метода) // Тр. Геофиз. ин-та АН СССР. 1949. Т. 3. 136 с.
- Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А. Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. М.: Наука, 1990. 183 с.
- Свальнов В.Н. Четвертичное осадкообразование в восточной части Индийского океана. М.: Наука, 1983. 192 с.
- Свальнов В.Н. Динамика пелагического литогенеза. М.: Наука, 1991. 254 с.
- Страхов Н.М. Две схемы распределения терригенного материала между периферией и пелагиалью океана // Геохимия донных осадков / Отв. ред. И.И. Волков. М.: Наука, 1979а. С. 52–68.
- Страхов Н.М. Механизм распределения и накопления элементов железо-марганцевой группы // Геохимия донных осадков / Отв. ред. И.И. Волков. М.: Наука, 1979б. С. 131–171.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
- Хорн Р. Морская химия. М.: Мир, 1972. 400 с.
- Cook P.J. Geochemistry and diagenesis of interstitial fluids and associated calcareous oozes, Deep Sea Drilling Project, Leg 27, site 262, Timor Trough // Proc. DSDP, Init. Repts, V. 27 (U.S. Government Print. Off., Washington DC). 1975a. P. 463–480.
- Cook P.J. Major and trace element geochemistry of sediments from Deep Sea Drilling Project, Leg 27, site 259–263, Eastern Indian Ocean // Proc. DSDP, Init. Repts, V. 27 (U.S. Government Print. Off., Washington DC). 1975b. P. 481–497.
- Cranston R.E. Higher resolution geochemical data, leg 119 / J. Barron, B. Larsen et al. // Proc. ODP, Sci. Res. V. 119. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1991. P. 903–931.
- Crowley S.F., Stow D.A.V., Bouquillon A., Tierselin J.J. Major element geochemistry and clay mineralogy and their relationship to facies discrimination in distal Bengal Fan / J.R. Cochran, D.A.V. Stow et al. // Proc. ODP, Sci. Res. V. 116. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1990. P. 1–14.
- Donnelly T.W. Chemical composition of deep sea sediments – sites 9 through 425, Legs 2 through 54, Deep Sea Drilling Project // Proc. DSDP, Init. Repts, V. 54 (U.S. Government Print. Off., Washington DC). 1980. P. 899–949.
- Emmanuel L., Robin C., Renard M. Data report: trace element geochemistry of Cenozoic cool-water carbonates, Sites 1126–1132, Great Australian Bight / A.C. Hine, D.A. Feary, M.J. Malone // Proc. ODP, Sci. Results, V. 182. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 2002. P. 1–24.
- Fagel N., André L., Debrabant P. Multiple seawater derived geochemical signatures in Indian oceanic pelagic clays // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. P. 989–1008.
- Fleet A.J., Kempe D.R.C. Preliminary geochemical studies of the sediments from DSDP Leg 26, Southern Indian Ocean // Proc. DSDP, Init. Repts, V. 26 (U.S. Government Print. Off., Washington DC). 1974. P. 541–551.
- Frakes L.A. Geochemistry of Ross Sea diamicts // Proc. DSDP, Init. Repts, V. 27 (U.S. Government Print. Off., Washington DC). 1975. P. 789–794.
- Gallagher S.J., Fulthorpe C.S., Bogus K.A. et al. Proc. IODP, V. 356. College Station, TX (International Ocean Discovery Program). 2017.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. A Geologic Time Scale 2004. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2004. 599 p.
- Hobbs R.W., Huber B.T., Bogus K.A. et al. Proc. IODP, V. 369: Australian Cretaceous climate and tectonics. College Station, TX (International Ocean Discovery Program). 2019.
- <https://habr.com/ru/post/339798>
- Jarrard R.D., Lyle M. High-resolution geochemical variations at sites 723, 728, and 731: a comparison of X-ray fluorescence and geochemical logs / W.L. Prell, N. Niitsuma et al. // Proc. ODP, Sci. Res. V. 117. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1991. P. 473–498.
- Liu Y.-C., Schmitt R.A. Cerium anomalies in western Indian Ocean Cenozoic carbonates, leg 115 / R.A. Duncan, J. Backman, L.C. Peterson et al. // Proc. ODP, Sci. Res. V. 115. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1990. P. 709–714.
- Malone M.J., Baker P.A., Burns S.J., Swart P.K. Geochemistry of periplatform carbonate sediments, leg 115, site 716 (Maldives Archipelago, Indian Ocean) / R.A. Duncan, J. Backman, L.C. Peterson et al. // Proc. ODP, Sci. Res. V. 115. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1990. P. 647–659.
- Marchig V., Vallier T.L. Geochemical studies of sediment and interstitial water, sites 248 and 249, leg 25, Deep Sea Drilling Project // Proc. DSDP, Init. Repts. V. 25 (U.S. Government Print. Off., Washington DC). 1974. P. 405–415.
- Pattan J.N., Jauhari P. Major, trace and rare-earth elements in the sediments of the Central Indian Ocean Basin: Their source and distribution // Mar. Georesour. Geotechnol. 2001. V. 19. P. 85–106.
- Pattan J.N., Rao Ch.M., Higgs N.C., Colley S., Parthiban G. Distribution of major, trace and rare-earth elements in surface sediments of the Wharton Basin, Indian Ocean // Chem. Geol. 1995. V. 121. P. 201–215.
- Pimm A.C. Mineralization and trace element variation in deep-sea pelagic sediments of the Wharton Basin, Indian Ocean // Proc. DSDP, Init. Repts. V. 22 (U.S. Government Print. Off., Washington DC). 1974. P. 469–476.
- Plank T., Ludden J.N. Geochemistry of sediments in the Argo Abyssal Plane at Site 765: a continental margin reference section for sediment recycling in subduction zones /

F.M. Gradstein, J.N. Ludden et al. // Proc. ODP, Sci. Res. V. 122. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1992. P. 167–189.

Ragueneau O., Tréguer P., Leynaert A., Anderson R.F., Brzezinski M.A., DeMaster D.J., Dugdale R.C., Dymond J., Marten-Jézéquel V., Nelson D.M., Quéquiner B. Review of the Si cycle in the modern ocean: recent progress and missing gaps in the application of biogenic opal as a paleoproductivity proxy // Global and Planetary Change. 2000. V. 26. P. 317–365.

Rudnick R.L., Gao S. Composition of continental crust // Treatise on Geochemistry. V. 3. Amsterdam: Elsevier, 2003. P. 1–64.

Schnetger B., Brumsack H.-J., Schale H., Hinrichs J., Dittert L. Geochemical characteristics of deep-sea sediments from the Arabian Sea: a high-resolution study // Deep-Sea Res. II. 2000. V. 7. P. 2735–2768.

Shimmield G.B., Mowbray S.R. The inorganic geochemical record of the northwest Arabian Sea: a history of productivity variation over the last 400 k.y. from sites 722 and 724 // W.L. Prell, N. Niitsuma et al. // Proc. ODP, Sci. Res. V. 117. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1991. P. 409–429.

Taylor S.R., McLennan S.M. Planetary crusts: their composition, origin and evolution. Cambridge: University Press, 2009. 378 p.

Wijayananda N.P., Cronan D. The geochemistry and mineralogy of marine sediments from the eastern Indian Ocean // Mar. Geol. 1994. V. 117. P. 275–285.

Yasukawa K., Nakamura K., Fujinaga K., Machida S., Ohta J., Takaya Y., Kato Y. Rare-earth, major and trace element geochemistry of deep-sea sediments in the Indian Ocean: implications for the potential distribution of REY-rich mud in the Indian Ocean // Geochem. J. 2015. V. 49. P. 621–635.

Chemical Composition of the Indian Ocean Pleistocene Sediments

M. A. Levitan¹*, T. A. Antonova¹, L. G. Domaratskaya¹, A. V. Koltsova¹, K. V. Syromyatnikov¹

¹Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Kosygina str., 19, Moscow, 119991 Russia

*e-mail: m-levitan@mail.ru

Geochemical review of Pleistocene sediments from the Indian Ocean has been performed based on reports of deep-sea drilling cruises and other literature references. We created the data base including more than 2000 chemical analyses of sediment samples. As result we compiled a number of tables concerning the mean arithmetic composition of lithogenic and biogenic sediments. All data have been normalized on PAAS (PostArchean Australasian shales). We revealed the dominant role of terrigenous clastics in formation of chemical composition of noncarbonate sediments and noncarbonated matter of planktic carbonates as well. Main geochemical associations have been established together with three main factors determining sediment composition: terrigenous, carbonate and hydrogenous. We managed to calculate meanweighted chemical composition, accumulation rates of elements in the studied sediments and their mass accumulation rates. All these parameters of the chemical composition can be used later for comparative analysis with analog parameters from other ocean sediments within frames of Pleistocene straton in the World Ocean.

Keywords: Pleistocene, Indian Ocean, bottom sediments, data base, geochemistry.