

ISSN 0024-497X

Номер 6

Ноябрь - Декабрь 2024



ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ



НАУКА

— 1727 —

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 6, 2024

Сравнительный анализ геохимических особенностей плейстоценовых отложений Индийского и Атлантического океанов

М. А. Левитан, Т. А. Антонова, Л. Г. Домарацкая, А. В. Кольцова, К. В. Сыромятников 623

Новые данные о строении Лаптевоморского фланга хребта Гаккеля (Северный Ледовитый океан)

Д. В. Каминский, Н. П. Чамов, Д. М. Жилин, А. А. Крылов, И. А. Неевин, М. И. Буякайте, К. Е. Дегтярев, А. С. Дубенский, В. Д. Каминский, Е. А. Логвина, О. И. Окина, П. Б. Семенов, А. О. Киль, Б. Г. Покровский, Т. Ю. Толмачева 634

Геохимические характеристики пелитового компонента донных осадков приустьевых участков современных крупных рек. Насколько они устойчивы вверх по течению?

А. В. Маслов, И. А. Немировская, В. П. Шевченко 648

Особенности образования глинистых минералов в плейстоценовых осадках в специфичных тектономагматических и гидротермальных условиях Центрального Холма (трог Эсканаба, хребет Горда, Тихий океан). Сообщение 2. Скважины ODP 1038A и 1038H

Б. Б. Курносов, Б. А. Сахаров, Ю. И. Коновалов, А. Т. Савичев, И. А. Морозов, Д. М. Коршунов 667

Триасовые отложения Каспийского региона: состав, строение, условия формирования, нефтегазоносность

М. П. Антипов, В. А. Быкадоров, Ю. А. Волож, И. С. Патица, В. В. Фомина, Ф. М. Барс 678

Определение степени структурной гетерогенности каолинитов методом разложения их ИК-спектров в области валентных колебаний ОН-групп

Б. А. Сахаров, Д. М. Коршунов, В. А. Дриц 700

Особенности хромитосодержащих россыпей Лукояновского россыпного района (Нижегородская область) и условия их формирования

А. В. Лаломов, А. В. Григорьева, Ю. Н. Иванова 710

CONTENTS

No. 6, 2024

Comparative analysis of geochemical peculiarities of Pleistocene sediments from Indian and Atlantic oceans	
<i>M. A. Levitan, T. A. Antonova, L. G. Domaratskaya, A. V. Koltsova, K. V. Syromyatnikov</i>	623
New data on the structure of the Laptev sea flank of the Gakkel ridge (Arctic ocean)	
<i>D. V. Kaminsky, N. P. Chamov, D. M. Zhilin, A. A. Krylov, I. A. Neevin, M. I. Bujakaite, K. E. Degtyarev, A. S. Dubensky, V. D. Kaminsky, E. A. Logvina, O. I. Okina, P. B. Semenov, A. O. Kil, B. G. Pokrovsky, and T. Yu. Tolmacheva</i>	634
Geochemical Characteristics of the Pelite Component of Bottom Sediments Deposited Near the Mouths of Modern Major Rivers. How Stable are They Upstream?	
<i>A. V. Maslov, I. A. Nemirovskaya, V. P. Shevchenko</i>	648
Peculiarities of clay minerals formation in the Pleistocene sediments under specific tectonomagmatic and hydrothermal conditions of the Central Hill (Escanaba Trough, Gorda Ridge, Pacific Ocean). Communication 2. Holes ODP 1038A and 1038H	
<i>V. B. Kurnosov, B. A. Sakharov, Yu. I. Konovalov, A. T. Savichev, I. A. Morozov, D. M. Korshunov</i>	667
Triassic sediments of the Caspian region: composition, structure, paleogeography, oil and gas prospected	
<i>M. P. Antipov, V. A. Bykadorov, Yu. A. Volozh, I. S. Patina, V. V. Fomina, F. M. Bars</i>	678
Determination of the degree of structural heterogeneity of kaolinites by the decomposition of their IR spectra in the OH-stretching vibration region	
<i>B. A. Sakharov, D. M. Korshunov, V. A. Drits</i>	700
Features of chromite-containing placers of the Lukoyanovsky placer district (Nizhny Novgorod region) and conditions of their formation	
<i>A. V. Lalomov, A. V. Grigorieva, Y. N. Ivanova</i>	710

УДК 551.35:550.4:551.79

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ИНДИЙСКОГО И АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНОВ

© 2024 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 14.03.2024 г.

После доработки 15.05.2024 г.

Принято к публикации 03.07.2024 г.

В настоящей статье на материале отчетов по рейсам Международного проекта глубоководного бурения (фазы DSDP, ODP, IODP) и других литературных данных для основных типов плейстоценовых отложений Индийского океана и Атлантики проводится сравнение среднего химического состава разных типов осадков, рассчитанного как среднее арифметическое из величин концентраций химических компонентов, и среднего состава осадков плейстоцена в целом для двух океанических бассейнов. Показано, что при сравнительном анализе средневзвешенного химического состава основную роль играют массы сухого осадочного вещества. Доминирование данных по Атлантике среди результатов расчета абсолютных масс химических компонентов объясняется существенно большей площадью водосбора по отношению к площади аккумуляции осадков, влиянием заметно более влажного климата и повышенной первичной продукцией в этом океане по сравнению с Индийским океаном.

Ключевые слова: Атлантический океан, Индийский океан, плейстоцен, донные отложения, геохимия

DOI: 10.31857/S0024497X24060017, **EDN:** WVQKER

В теоретической седиментологии важное значение имеет учение об осадочной (геохимической, фазовой) дифференциации, в котором рассматривается весь комплекс физических, химических и биологических факторов, воздействующих на различные компоненты осадочного вещества, поступающего в бассейн седиментации. Большое внимание уделяется тем трансформациям, которые происходят на пути от места поступления осадочного материала в бассейн до места его аккумуляции. Это учение разрабатывалось (и разрабатывается) седиментологами всего мира. Отдельно хочется отметить вклад отечественных ученых: Л.В. Пустовалова [1933], Н.М. Страхова [1956, 1963, 1976], А.П. Лисицына [1974, 1978, 1983], И.О. Мурдмаа [1987], Е.М. Емельянова [1998].

Наряду с учением об осадочной дифференциации, в последние десятилетия все большее внимание исследователей привлекает проблема

межбассейнового фракционирования, которая сфокусирована на литолого-геохимических различиях между крупными океаническими бассейнами и факторах, определяющих эти различия [Лисицын, 1974 и др.]. В частности, одному из аспектов этой проблемы – межбассейновым изменениям химического состава морской воды и форм элементов в водной толще – посвящен крупный международный проект “Geotracers” [Middag et al., 2015], продолжающийся и в настоящее время. В этом плане нельзя не отметить роль глобального конвейера термохалинной циркуляции (конвейера Лаппо-Брокера), который проходит через основные океанические бассейны с периодом от 1.5 до 4.0 тыс. лет [Broecker, 2010]. Одна из основных его функций – сглаживание межбассейнового фракционирования. Настоящая статья содержит материалы и выводы, относящиеся как к учению об осадочной дифференциации, так и к проблеме межбассейнового фракционирования.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Фактический материал нашего исследования представлен результатами анализа химического состава примерно 2000 проб плейстоцена Индийского океана и 3312 проб плейстоценовых отложений Атлантики (порядка 20000 элементо-определений для Индийского океана и 26107 — для Атлантического). Плейстоцен понимается нами в соответствии с представлениями в монографии [Gradstein et al., 2004]. Статья основана на обзорах геохимических особенностей плейстоценовых осадков обоих океанов [Левитан и др., 2023; Левитан и др., 2024]. В этих же статьях дан список использованных литературных источников по химическому составу рассматриваемых отложений, и достаточно подробно рассмотрены методы работы с данными анализов.

В настоящей статье основное внимание уделено сравнительной характеристике химических составов одинаковых типов плейстоценовых отложений в двух океанических бассейнах, которые рассчитывались как среднее арифметическое из величин концентраций химических компонентов, определенных в пробах отложений каждого типа.

Для сравнения использовались отношения средних содержаний химических компонентов в одинаковых типах осадков разных океанов ($K_{\text{ср Атл}} / K_{\text{ср Инд}}$), и отношение средних составов плейстоцена в целом в этих океанах [Левитан, 2024]. Заметно меньший акцент сделан на результатах сравнительного анализа средневзвешенных химических составов, а также абсолютных масс оксидов петрогенных элементов.

Для интерпретации полученных результатов мы использовали собственные расчеты площадей водосборов и распределения в их пределах различных климатических зон, а также областей гумидного климата, различающихся по количеству ежегодно выпадающих атмосферных осадков. Данные по абсолютным массам современного абиогенного вещества и CaCO_3 , первичной продукции, а также по плейстоценовым абсолютным массам тех же компонентов взяты из литературных источников, приведенных в статье [Левитан, 2024].

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

В табл. 1 приведены результаты расчета отношений средних содержаний химических компонентов в основных типах плейстоценовых отложений Атлантического океана и Индийского

океана. Редкоземельные элементы будут рассмотрены отдельно.

За небольшими исключениями, доминируют значения от 0.5 до 1.5. Можно предположить, что значения от 0.8 до 1.2 (первая группа) свидетельствуют о большом сходстве химического состава сравниваемых осадков. Величины выше 1.2 (вторая группа) указывают на обогащение плейстоценовых осадков Атлантики данными компонентами по сравнению с плейстоценом Индийского океана, а величины ниже 0.8 (третья группа) — на их обеднение.

Пелагические глины Атлантики примерно соответствуют по химическому составу пелагическим глинам Индийского океана по таким компонентам как SiO_2 , TiO_2 , MnO , MgO , Na_2O , V , Co , Zr . Обогащение наблюдается для следующих компонентов: Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , K_2O , P_2O_5 , Cr , Mo . Обеднены пелагические глины Атлантики Ni , Cu , Zn , Ba .

На различия в содержании CaO , связанного с биогенным карбонатом кальция, можно не обращать внимания. Представляет большой интерес обогащение атлантических пелагических глин Al_2O_3 . Недавние исследования показали, что в водной толще Атлантического океана, особенно в его северной половине, наблюдается заметное увеличение содержания, растворенного Al в направлении от поверхности к придонным водам [Menzel Barraqueta et al., 2020]. Весьма вероятно, что относительное обогащение пелагических глин Атлантики этим элементом обусловлено не только спецификой питающих провинций, но и дополнительной сорбцией Al из воды оседающими твердыми частичками осадочного вещества. В Индийском океане содержание растворенного Al в водной толще с глубиной практически не изменяется [Menzel Barraqueta et al., 2020].

В обоих океанах также наблюдается консервативное поведение растворенного Fe [Menzel Barraqueta et al., 2020]. Отсюда следует, что заметное обогащение пелагических глин Атлантики этим компонентом, скорее всего, обусловлено специфическим составом поступающего в бассейны аккумуляции осадочного материала.

Не исключено, что повышенные содержания в атлантических пелагических глинах таких компонентов, как P_2O_5 и Cr по сравнению с глинами Индийского океана, связаны с более заметной ролью вулканогенного материала в осадках Атлантики, хотя данные по содержанию TiO_2 несколько противоречат этому предположению.

Таблица 1. Отношение средних содержаний химических элементов в однотипных плейстоценовых осадках Атлантического и Индийского океанов ($K_{\text{ср Атл}} / K_{\text{ср Инд}}$)

Компонент	Литогенные отложения				Биогенные отложения			
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	0.89	1.00	1.12	Н.о.	0.83	1.07	Н.о.	0.74
TiO ₂	1.05	0.70	1.19	—	0.65	0.91	Н.о.	0.62
Al ₂ O ₃	1.34	1.00	0.97	Н.о.	1.17	0.67	Н.о.	3.03
Fe ₂ O ₃	1.74	1.17	1.00	—	1.12	1.04	133	1.43
MnO	0.86	0.67	1.3	0.16	1.57	1.63	16.67	0.55
MgO	1.12	0.97	0.98	Н.о.	1.43	0.66	0.24	3.13
CaO	3.42	1.35	0.67	—	0.94	1.01	0.92	5.85
Na ₂ O	1.18	1.51	1.20	Н.о.	0.72	2.06	Н.о.	1.97
K ₂ O	1.42	0.92	0.88	Н.о.	0.60	0.56	Н.о.	1.26
P ₂ O ₅	1.33	1.67	1.13	Н.о.	0.78	0.52	Н.о.	3.82
Li	—	—	—	Н.о.	0.86	0.83	Н.о.	Н.о.
Sc	Н.о.	—	—	Н.о.	1.0	6.0	Н.о.	Н.о.
V	0.87	1.36	1.13	Н.о.	2.13	0.67	—	1.91
Cr	1.22	1.12	0.93	1.92	0.53	0.47	Н.о.	1.94
Co	0.9	1.00	0.78	Н.о.	0.76	1.67	—	0.81
Ni	0.33	0.84	0.85	4.29	0.51	0.66	—	2.26
Cu	0.32	—	0.91	Н.о.	1.31	0.19	Н.о.	Н.о.
Zn	0.63	—	0.64	Н.о.	0.84	0.58	Н.о.	Н.о.
Rb	—	Н.о.	0.05	Н.о.	2.28	0.27	Н.о.	Н.о.
Ga	—	Н.о.	Н.о.	Н.о.	1.5	2.27	—	6.69
As	—	Н.о.	Н.о.	Н.о.	3.17	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Sr	—	—	0.78	Н.о.	0.11	0.6	0.29	Н.о.
Ba	0.43	—	1.01	Н.о.	0.15	1.0	Н.о.	Н.о.
Ge	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	—	Н.о.	Н.о.
Pb	—	Н.о.	Н.о.	Н.о.	1.22	1.15	Н.о.	Н.о.
Mo	2.0	—	Н.о.	Н.о.	—	—	Н.о.	Н.о.
Y	Н.о.	0.82	1.14	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.81
Zr	0.88	1.18	1.72	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	1.63
Cs	—	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.87	Н.о.	Н.о.
Th	—	Н.о.	Н.о.	Н.о.	2.29	1.18	Н.о.	Н.о.
U	—	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.12	Н.о.	Н.о.

Примечания. Среднее содержание рассчитано как среднеарифметическое концентраций элементов, определенных в осадках одного и того же типа. 1–8 – типы отложений: 1 – пелагические глины, 2 – гемипелагические глины, 3 – терригенные турбидиты, 4 – морские пески, 5 – кокколитовые глины и илы, 6 – кокколито-фораминиферовые глины и илы, 7 – бентогенные и карбонатно-обломочные отложения, 8 – диатомовые глины и илы. Н.о. – не определялось; прочерк – менее 7 анализов.

Обогащение пелагических глин Индийского океана Ni, Cu и, в меньшей степени, Zn, скорее всего, связано с повышенным содержанием Mn, оксигидроксиды которого активно сорбируют эти элементы из морской воды, особенно Ni и Cu. Довольно высокое содержание Ba обусловлено тем, что среди рассматриваемых пелагических глин существенную роль играют миопелагические глины с примесью радиолярий [Мигдисов и др., 2001], которые накапливались на дне под зоной

высокой первичной продукции с активным продуцированием биогенного Ba.

Данные по РЗЭ для Атлантики взяты из работы [Левитан и др., 2024], а для Индийского океана – из статьи [Мигдисов и др., 2001], при этом в последней работе приведены данные только по 8 элементам: La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu (94 пробы). При сравнении отношения средних содержаний некоторых РЗЭ в плейстоценовых

пелагических глинах Атлантического и Индийского океанов, выясняется, что La, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu относятся к третьей группе (с величинами отношения <0.8), и только Ce — к первой (от 0.8 до 1.2). Таким образом, в пелагических глинах Индийского океана содержания большинства исследованных РЗЭ более высокие, чем в Атлантике. Можно предположить, что это связано со значительным количеством костных остатков рыб в пелагических глинах Индийского океана [Мигдисов и др., 2001]. С другой стороны, вполне вероятно, что особенностью петрофонда Индийского океана в целом является более высокое содержание РЗЭ. Нормированные по PAAS (постархейский австралийский глинистый сланец [Taylor, McLennan, 1985]) средние составы РЗЭ пелагических глин обоих океанов показаны на рис. 1. Здесь видно, что и те, и другие довольно близки к PAAS, однако глины Индийского океана сильнее обогащены РЗЭ, чем в Атлантике. В глинах Атлантического океана довольно отчетливо выражена положительная Ce-аномалия, однако для суждения об этой тенденции в плейстоценовых пелагических глинах Индийского океана не хватает данных. Ce-аномалия в осадках Атлантики свидетельствует о значительной роли в их составе

водородного вещества [Дубинин, Римская-Корсакова, 2011], что не удивительно, так как для пелагических глин характерно высокое содержание оксигидроксидов — Fe и, особенно, Mn

Для гемипелагических глин выделены те же три группы с разными величинами отношения среднего содержания химического компонента в осадках Атлантики и Индийского океана. В первую группу (величины отношения от 0.8 до 1.2) входят: SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , K_2O , Cr, Co, Ni, Y, Zr. Ко второй группе (>1.2) относятся: CaO, Na_2O , P_2O_5 , V. В третьей группе (с величинами отношения <0.8) находятся TiO_2 и MnO.

Как уже отмечалось выше, содержание компонентов первой группы близкое в плейстоценовых гемипелагических осадках обоих океанов. Компоненты второй группы обогащают гемипелагические глины Атлантики в сравнении с такими же осадками Индийского океана. Относительное обогащение Na_2O гемипелагических глин Атлантики может быть связано как с меньшим количеством иллита среди глинистых минералов Атлантики [Тримонис, 1995; France-Lanord et al., 2016], так и с более заметной ролью плагиоклазов, по сравнению с калиевыми полевыми шпатами,

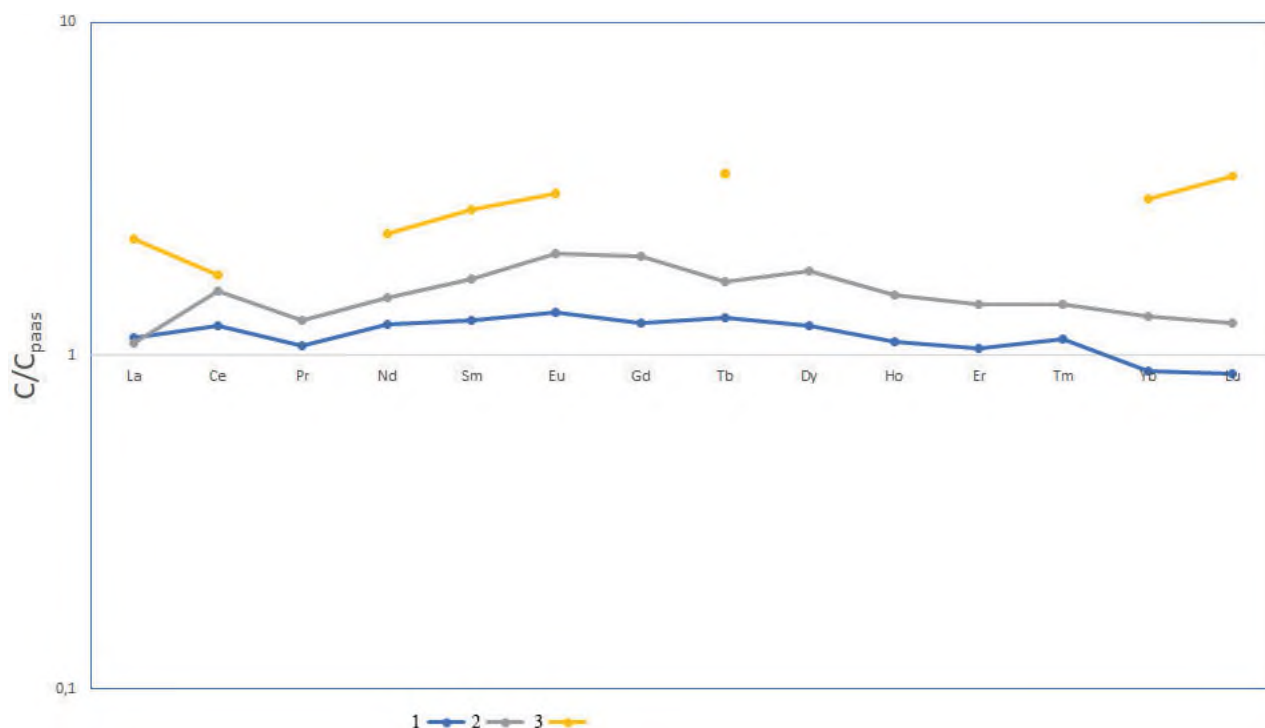


Рис. 1. Состав РЗЭ в глинистых отложениях плейстоцена Индийского и Атлантического океанов, нормализованные на состав РЗЭ в PAAS.

1 — гемипелагические глины Индийского океана; 2 — пелагические глины Атлантического океана; 3 — пелагические глины Индийского океана.

в петрофонде питающих провинций Атлантики. Более высокие содержания таких компонентов, как P_2O_5 и V, установленные в гемипелагических глинах плейстоцена Атлантики, обусловлены значительной представительностью образцов из региона Бенгальского апвеллинга, где осадки обогащены фосфатами и органическим веществом [Емельянов, Романкевич, 1979]. Компоненты третьей группы, с относительно пониженными содержаниями, по-видимому, отражают специфику химического состава терригенного материала питающих провинций Атлантики.

Данные о содержаниях РЗЭ в гемипелагических глинах плейстоцена Индийского океана (65 проб) взяты нами из статьи [Mascarenhas-Pereira et al., 2023], а в плейстоценовых глинах такого же типа Атлантического океана – из работы [Левитан и др., 2024]. Величины содержания РЗЭ в глинах Индийского океана (за исключением Yb и Lu) несколько выше (от 1.05 до 1.35), чем в PAAS. Для плейстоценовых гемипелагических глин Атлантики имеются данные только о содержании La, Ce и Nd, и рассчитанные средние содержания этих элементов ниже, чем в PAAS или в гемипелагических глинах плейстоцена Индийского океана (см. рис. 1).

Такие же три группы с разными величинами отношения среднего содержания химического компонента в осадках Атлантики и Индийского океана были выделены и для терригенных турбидитов. В первую группу компонентов с близким содержанием в подобных осадках двух океанов вошли: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , K_2O , P_2O_5 , V, Cr, Ni, Ba, Y. По распределению компонентов во второй и третьей группе видно, что плейстоценовые терригенные турбидиты Атлантики относительно обогащены MnO, Na_2O , Zr, но обеднены CaO, Zn, Rb, Sr.

Относительно обогащения Na_2O турбидитов Атлантики можно предположить, что в данном случае речь идет, также как и для гемипелагических глин, о большей роли в пробах осадков плагиоклазов по сравнению с калиевыми полевыми шпатами. Более высокое содержание Zr и относительно пониженный уровень содержаний Rb в терригенных турбидитах Атлантики могут быть объяснены более высокой долей зернистых (в частности, песчаных фракций) в их составе [Taylor, McLennan, 1985]. Обеднение Sr этих осадков в Атлантике, по сравнению с Индийским океаном, вероятно, обусловлено более низким содержанием в них CaO.

По содержанию компонентов в морских песках Индийского океана сравнительно мало данных, по [Левитан и др., 2023]. Однако их анализ позволяет утверждать, что в плейстоценовых песках Атлантического океана, по сравнению с Индийским, заметно более высокое содержание Cr и Ni, и более низкое – MnO.

Для кокколитовых илов и глин выделяются три группы химических компонентов: первая – с близкими содержаниями химических компонентов в плейстоцене обоих океанов (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO, Li, Sc, Zn); вторая – компоненты с более высоким содержанием в атлантических осадках данного типа (MnO, MgO , V, Cu, Rb, Ga, As, Pb, Th); третья – компоненты с пониженными содержаниями в плейстоцене Атлантики, по сравнению с осадками того же типа Индийского океана (TiO_2 , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , Cr, Co, Ni, Sr, Ba).

В целом можно утверждать, что химический состав кокколитовых илов и глин в обоих океанах достаточно близкий. Различия в степени обогащения или обеднения теми или иными компонентами во многом связаны с полифазальной природой этих отложений, т.к. они аккумулируются и в гемипелагической, и в миопелагической зонах океанов [Левитан, 2021]. Вторым важным фактором является различное содержание карбонатного материала и значительные его вариации, что приводит к значительному разбросу величин содержания остальных компонентов при аналитических определениях.

С некоторой степенью уверенности можно предположить, что результаты по компонентам третьей группы, таким как P_2O_5 , Ni, Ba объясняются их вовлеченностью в биогенные процессы в южно-тропической зоне повышенной первичной продукции в Индийском океане. Отчасти повышенные содержания P_2O_5 в плейстоцене Индийского океана могут быть обусловлены его нахождением в гидроксилapatите в костях рыб.

Кокколитово-фораминиферовые илы и глины плейстоцена Атлантического и Индийского океанов при сравнении характеризуются следующими группами по величине отношений химических компонентов: 1) группа с примерно одинаковыми содержаниями химических компонентов (SiO_2 , TiO_2 , Fe_2O_3 , CaO, Li, Ba, Pb, Cs, Th); 2) группа компонентов с повышенными содержаниями в плейстоцене Атлантики по сравнению с Индийским океаном (MnO, Na_2O , Sc, Co); 3) группа компонентов, содержания которых в плейстоцене Атлантики ниже, чем в Индийском океане (Al_2O_3 , MgO , K_2O , P_2O_5 , V, Cr, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, U).

Основные выводы, полученные при сравнении кокколитовых илов и глин в двух разных океанах, применимы и к кокколитово-фораминиферовым осадкам, а именно: 1) достаточно большое сходство химических составов этих осадков; 2) полифациальный характер отложений и значительные вариации содержания в них биогенного карбонатного вещества, затрудняющих интерпретацию вариаций многих химических компонентов; 3) более активное вовлечение ряда компонентов третьей группы в процессы биогенной седиментации в Индийском океане (P_2O_5 , V, Ni, Cu, Sr, U).

Данных о химическом составе бентогенных карбонатных и карбонатно-обломочных отложений Атлантического и Индийского океанов очень мало. По ним можно судить, что среднее содержание CaO в осадках этого типа практически одинаковое. Осадки Атлантического океана существенно обогащены Fe_2O_3 и MnO, а обеднены — MgO и Sr. Отметим, что, за исключением MgO, распределение величин отношений остальных химических компонентов по группам является очень близким во всех трех типах рассмотренных карбонатных отложений.

Наконец, рассмотрим данные о химическом составе диатомовых илов и глин. В них только отношения Co и Y близки к единице, свидетельствуя о достаточно близком уровне содержания этих элементов в химическом составе осадков данного типа в плейстоцене обоих океанов. В Атлантике наблюдается обогащение диатомовых илов и глин целым рядом химических компонентов: Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO, CaO, Na_2O , K_2O , P_2O_5 , V, Cr, Ni, Ga, Zr, тогда как в плейстоцене Индийского океана эти осадки относительно обогащены SiO_2 , TiO_2 , MnO.

Наблюдаемая картина обусловлена, главным образом, доминированием различных типов кремневых осадков в плейстоценовых отложениях рассматриваемых океанов, так в выборке проанализированных осадков плейстоцена Атлантического океана заметно преобладают диатомовые глины района Бенгальского апвеллинга, а в Индийском океане — диатомовые илы и глины южного пояса кремненакопления [Левитан, 2021].

В целом можно сделать вывод о том, что сравнительный анализ среднего химического состава различных типов плейстоценовых отложений двух океанов имеет смысл проводить только для литогенных отложений, т.к. разброс содержаний основных биогенных компонентов ($CaCO_3$ и биогенного опала) сильно затрудняет сравнение

состава осадков с биогенной составляющей. В то же время, наши расчеты среднего химического состава осадков плейстоцена методом определения средневзвешенных концентраций компонентов [Левитан, 2024] показали, что осадки Атлантики в целом более высококарбонатные (в 1.31 раза), по сравнению с их плейстоценовыми аналогами из Индийского океана.

Наиболее интересно отметить, что абсолютные массы всех компонентов химического состава разных типов плейстоценовых осадков существенно выше в Атлантическом океане. Вероятно, это объясняется более значительной величиной площади водосбора этого океана, отнесенной к общей площади бассейна аккумуляции осадков (B/L), а также более высокой первичной продукцией в Атлантике [Левитан, 2024].

Анализ соотношения TiO_2 и Zr в разных типах плейстоценовых осадков по методике [Bracciali et al., 2007] позволяет прийти к выводу о том, что среди пород питающих провинций обоих океанов в течение плейстоцена доминировали породы среднего состава (рис. 2).

При сравнении наиболее глубоководных осадков Атлантического океана с литологически близкими осадками, но накапливавшимися в менее глубоководных условиях (а именно — пелагических глин с гемипелагическими, кокколитовых глин и илов с кокколитово-фораминиферовыми) отчетливо выявляется обогащение более глубоководных осадков Al_2O_3 . В Индийском океане такое явление не наблюдается. Как отмечалось выше, скорее всего, это обусловлено особенностями распределения растворенного Al в водной толще двух океанов [Menzel Barraqueta et al., 2020].

Напомним, что средневзвешенное содержание какого-либо компонента в том или ином типе отложений определяется путем умножения величины среднего содержания, рассчитанной как среднеарифметическое его концентраций в разных пробах, на массу сухого вещества отложений данного типа. Значения рассчитанных нами отношений масс сухого вещества основных типов осадков в плейстоцене Атлантического океана к массам сухого вещества тех же осадков в плейстоцене Индийского океана следующие: для пелагических глин — 1.02, гемипелагических глин — 2.46, терригенных турбидитов — 0.63, морских песков — 3.22, кокколитовых илов и глин — 1.84, кокколитово-фораминиферовых илов и глин — 3.36, бентогенных карбонатных и карбонатно-обломочных отложений — 0.81, диатомовых илов и глин — 1.41.

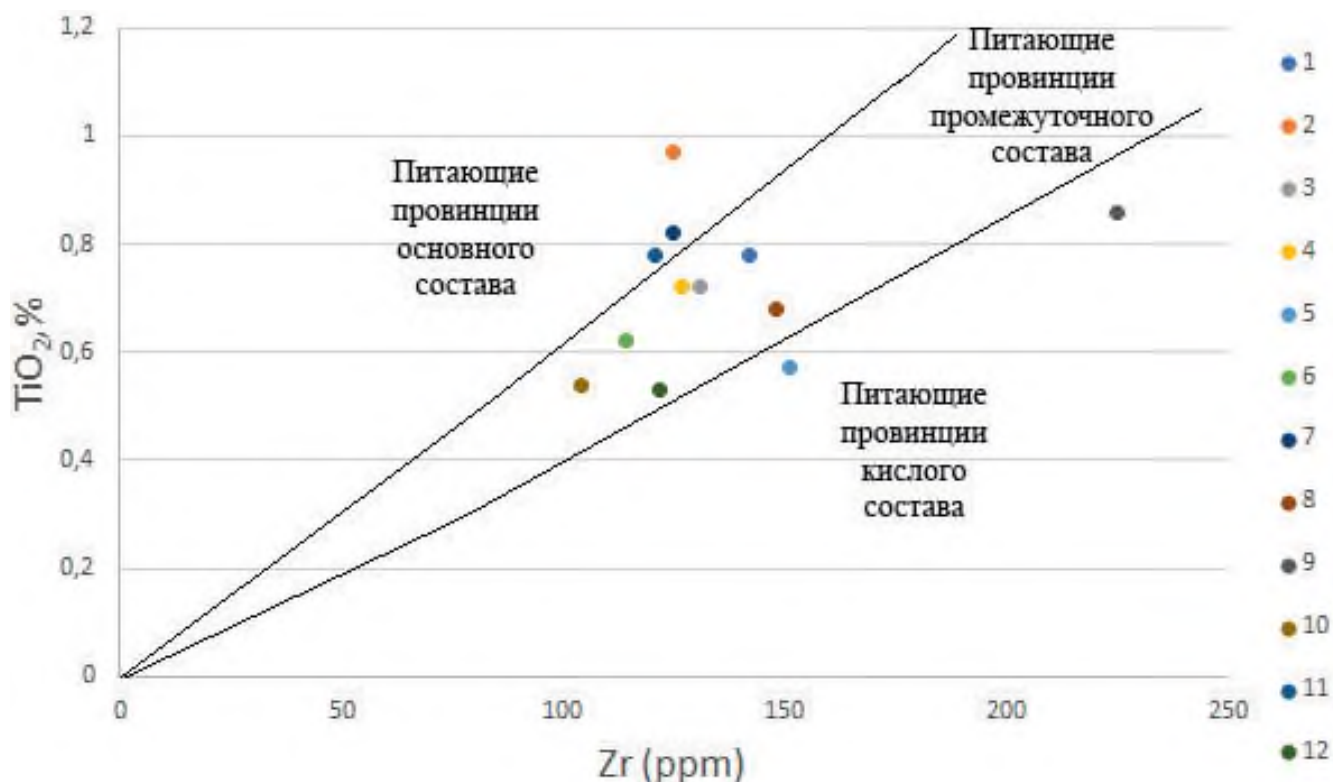


Рис. 2. Реконструкция петрофона для разных типов осадков Индийского и Атлантического океанов по величине отношения TiO_2/Zr [Bracciali et al., 2007].

1 — пелагические глины Индийского океана; 2 — гемипелагические глины Индийского океана; 3 — терригенные турбидиты Индийского океана; 4 — бескарбонатное вещество кокколито-фораминиферовых илов и глин Индийского океана; 5 — бескарбонатное вещество кокколито-фораминиферовых илов и глин Индийского океана; 6 — средняя составляющая плейстоцена Индийского океана; 7 — пелагические глины Атлантического океана; 8 — гемипелагические глины Атлантического океана; 9 — терригенные турбидиты Атлантического океана; 10 — бескарбонатное вещество кокколито-фораминиферовых илов и глин Атлантического океана; 11 — бескарбонатное вещество кокколито-фораминиферовых илов и глин Атлантического океана; 12 — средняя составляющая плейстоцена Атлантического океана.

Значения отношения средневзвешенных содержаний, например, оксидов петрогенных элементов в плейстоцене Атлантики к плейстоцену Индийского океана, показывают, что определяющую роль при их расчете играет соотношение масс сухого вещества. Для пелагических глин значение отношения средневзвешенных содержаний колеблется от 0.91 до 1.77, для гемипелагических глин — от 2.45 до 2.92, для терригенных турбидитов — от 0.61 до 0.75, для кокколито-фораминиферовых илов и глин — от 1.1 до 2.8, для кокколито-фораминиферовых илов и глин — от 1.7 до 6.9, для диатомовых илов и глин — от 0.9 до 8.2. Данные по вулканогенным отложениям и карбонатным турбидитам в Индийском океане отсутствуют. В свою очередь, в Атлантике не развиты диатомово-радиоляриевые илы и глины. Аналитические данные по бентогенным карбонатам и карбонатно-обломочным отложениям, а также по морским

пескам слишком скудны для сравнительного анализа средневзвешенных содержаний.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Н.М. Страхов [1945] указывал на важность сравнительно-литологического метода при изучении истории седиментации, учитывающего данные о современном осадконакоплении. В частности, существенное внимание он уделял отношению V/L .

Обсуждаемые в настоящей статье бассейны седиментации имеют следующие границы: в исследованную площадь дна Индийского океана не входят его моря, а закартированная площадь составляет 75.137 млн km^2 [Левитан, 2021]. Атлантический океан простирается от берегов Антарктиды до пролива Фрама, включает в себя Мексиканский залив, моря Карибское и Скоша, а его закартированная площадь дна 80.170 млн km^2 .

[Левитан, 2021]. Поскольку закартированные площади составляют в обоих случаях несколько более 80% от общей площади дна данного океана, то очевидно, что эти величины меньше L , хотя и относительно близки к ним. Обозначим их как L_1 .

Результаты проведенных нами расчетов по водосборным (вместе с ледосборными) площадям для обоих океанов по данным [Физико-географический ..., 1964; Атлас..., 1984] представлены в табл. 2. Из этой таблицы следует, что для Индийского океана она составляет 30.325 млн км², а для Атлантического океана — 56.761 млн км². Разделив V на L_1 , получаем для Индийского океана величину 0.40, а для Атлантического — 0.71. Таким образом, величина V/L_1 для Атлантики в 1.77 раз больше, чем для Индийского океана.

Для водосборов и ледосборов Индийского океана относительная роль различных климатических зон выглядит следующим образом (в %): аридная — 21.93, ледовая — 23.66, гумидная — 54.41. В случае Атлантического океана этот ряд выглядит так: аридная — 19.84, ледовая — 4.56, гумидная — 75.60. Следовательно, отношение общей площади с гумидным климатом на водосборах Атлантики к такой же площади на водосборах Индийского океана равно 1.39. Отметим, что на водосборах обоих океанов в ледовых и аридных зонах ежегодно выпадает менее 250 мм атмосферных осадков.

При этом особенное внимание на себя обращает обширная область с ежегодным выпадением более 2000 мм атмосферных осадков в Южной Америке, практически совпадающая с гидрологической сетью р. Амазонки (6.532 млн км²). Это — зона наиболее интенсивной поставки терригенного материала в бассейн Атлантики, а второй по значению зоной является гидрологическая сеть р.р. Миссисипи–Миссури [Страхов, 1960; Тримонис, 1995]. В Индийском океане главным поставщиком терригенного вещества является эрозия Гималаев, чьи продукты поступают через гидрологические сети р. Инд и р.р. Ганг–Брахмапутра [Свальнов, 1983]. Ранее Н.М. Страхов [1960] отметил, что составленная им карта современного смыва с континентов (т/км²) близко напоминает карту распространения климатических поясов с их различными среднегодовыми температурами и среднегодовым количеством осадков.

Нельзя не отметить, что основные области поставки терригенного материала в бассейн Атлантики практически не связаны с областями активного неотектонического горообразования, а на водосборах Индийского океана — напротив, Гималаи являются частью одного из самых активных неотектонических поясов Земли.

Судя по картам современных абсолютных масс абиогенного материала и CaCO_3 в Индийском и Атлантическом океанах (в Атлантике северная граница карт ограничена 60° с.ш.), отношения абсолютных масс абиогенного материала равны 2.11,

Таблица 2. Площади климатических зон и областей с годовыми величинами атмосферных осадков (мм/год) на водосборах (млн км²)

Океаны	Области суши	Климатические зоны				
		Аридная	Ледовая	Гумидная		
				250–500	500–2000	>2000
Атлантический	Гренландия	—	1.830	—	—	—
	Евразия	—	—	0.048	1.351	—
	Северная Америка	0.049	—	2.132	7.318	—
	Южная Америка	1.253	—	0.929	8.797	6.532
	Африка	9.962	—	3.247	10.118	0.605
	Антарктида	—	2.590	—	—	—
Индийский	Евразия	3.959	—	1.461	3.412	0.969
	Африка	0.550	—	1.484	4.160	—
	Австралия	2.141	—	2.993	2.020	—
	Антарктида	—	7.176	—	—	—

Примечание. В аридных и ледовых зонах водосборов данных океанов ежегодное количество атмосферных осадков составляет менее 250 мм/год [Физико-географический..., 1964].

а отношения абсолютных масс CaCO_3 — 2.35 в пользу Атлантики [Лисицын, 1978]. Отношение средней современной первичной продукции в Атлантике к Индийскому океану равно 1.92 [Behrenfeld, Falkowski, 1997]. На этом основании можно сделать вывод о том, что наблюдаемые различия в современных потоках терригенного и карбонатного вещества, накапливающегося в осадках обоих океанов, обусловлены в большей степени различиями в величинах отношения V/L_1 , климата и первичной продукции. Нельзя не учитывать также и значительно меньшую долю глубоководных котловин в рельефе дна Атлантического океана [Harris et al., 2014], что ведет к лучшей сохранности карбонатов, оседающих на дно.

Для плейстоценового времени соответствующие отношения абсолютных масс в пользу Атлантики равны 1.23 (литогенный материал) и 2.06 (CaCO_3) [Левитан, 2021]. Ранее уже приходилось комментировать эти величины вероятным недоучетом поставки терригенного материала Амазонкой в начале плейстоцена и интенсивным растворением карбонатов Атлантики в неоплейстоцене [Левитан, 2021]. В целом, по-видимому, можно сделать заключение об относительно близком соотношении терригенной седиментации и карбонатонакопления в современную эпоху и в плейстоцене в обоих исследованных океанах, несмотря на известные климатические и палеоокеанологические изменения.

Приведенные в данной статье материалы свидетельствуют о большом сходстве среднего химического состава однотипных отложений обоих океанов, хотя среди литогенных осадков всегда наблюдаются как группы элементов, обогащающих эти осадки по сравнению с другим океаном, так и группы элементов с меньшими содержаниями. Приведенная выше интерпретация этих материалов учитывает различия в петрофонде водосборов, конкретных литолого-фациальных условиях накопления, гидрохимии водной толщи.

Нами показано, что для обоих океанов петрофонд водосборов имеет, главным образом, промежуточный состав. Для водосборов Атлантики есть основания считать более высокой долю продуктов химического выветривания, по сравнению с водосборами Индийского океана [Левитан, 2024]. Вполне возможно, что доля иллита в осадках плейстоцена Индийского океана выше, чем в плейстоценовых отложениях Атлантики. Вероятно, петрофонд Атлантического океана обеднен РЗЭ по сравнению с Индийским океаном.

Более высокие содержания РЗЭ в пелагических глинах обоих океанов, по сравнению с гемипелагическими глинами, во многом обусловлены процессами осадочной дифференциации. Вариации отношения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ в абиогенных осадках плейстоцена Атлантики также убедительно демонстрируют проявления осадочной дифференциации [Левитан и др., 2024].

Пелагические глины Индийского океана накапливались в условиях большей первичной продукции, чем в Атлантическом океане. Заметное обогащение Ni плейстоценовых осадков Индийского океана, скорее всего, вызвано значительно большей площадью развития пелагических глин, чем в Атлантике (в 1.85 раза) [Лисицын, 1978].

Более высокое обогащение Al_2O_3 относительно глубоководных плейстоценовых осадков в Атлантическом океане, по сравнению с более мелководными осадками одного и того же типа [Левитан, 2024], вероятно, обусловлено повышенным содержанием растворенного Al в более глубоких водных массах, особенно на севере океана [Menzel Barraqueta et al., 2020].

Если говорить об усредняющем воздействии глобального конвейера термохалинной циркуляции, то, на наш взгляд, в наибольшей степени оно проявлено в южном поясе кремненакопления с сильным влиянием Циркумантарктического течения [Левитан, 2021].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Фактический материал исследования представлен результатами анализа химического состава примерно 2000 проб плейстоцена Индийского океана и 3312 проб плейстоценовых отложений Атлантики (около 20000 элементо-определений для Индийского океана и 26107 — для Атлантического). Стратиграфический объем плейстоцена понимается нами в соответствии с представлениями в монографии [Gradstein et al., 2004]. Статья основана на обзорах геохимических особенностей плейстоценовых осадков обоих океанов [Левитан и др., 2023; Левитан и др., 2024].

В целом сухая масса осадочного материала плейстоценовых отложений в Атлантике равна $3659.3 \cdot 10^{18}$ г, а Индийского океана — $2177.0 \cdot 10^{18}$ г [Левитан, 2021]. Таким образом, отношение масс равно 1.68. В основном осадки представлены однотипными отложениями, но в Атлантике достаточно широко развиты также, например, контуриды, карбонатные турбидиты и вулканогенные

отложения, а в Индийском океане — радиоляриево-диатомовые илы и глины.

Критический анализ изученных выборок фактического материала показал высокое разнообразие химических составов для каждого из изученных типов отложений в пространственно-временном плане. Оно обусловлено как различиями фациального плана, так и особенностями возрастной эволюции седиментации [Левитан, 2021]. При этом, однако, большие массивы статистических данных способствуют выявлению некоторых достаточно общих геохимических закономерностей, характерных в целом для плейстоцена исследованных океанов. Отмечено большое сходство химических составов для однотипных плейстоценовых отложений.

Рассмотрение величин отношения средневзвешенных содержаний, например, для оксидов петрогенных элементов в плейстоцене Атлантического и Индийского океанов, показало, что определяющее значение при расчетах имеет соотношение масс сухого вещества в плейстоценовых осадках этих океанов.

Четко выраженное преимущество абсолютных масс оксидов петрогенных элементов в плейстоцене Атлантики над Индийским океаном обусловлено показанными в настоящей работе различиями в отношениях B/L_1 , гумидности климата, первичной продукции и, отчасти, в рельефе дна этих двух океанов.

При общем сходстве петрофонда обоих океанов существенно отметить более важную роль материала химического выветривания для Атлантики.

Наиболее ярко процессы осадочной дифференциации выражены величинами отношения SiO_2/Al_2O_3 в литогенных осадках Атлантики и спектрами РЗЭ в плейстоценовых отложениях обоих океанов. В распределении Al_2O_3 в отложениях Атлантического океана большую роль играет геохимическое поведение растворенного Al.

Усредняющее действие глобального конвейера термохалинной циркуляции лучше всего проявлено в южном поясе кремненакопления [Левитан, 2021]. В целом же представляется правильным говорить о различных уровнях взаимодействия осадочной дифференциации и межбассейнового фракционирования при формировании фациальной структуры плейстоценовых отложений в океанических бассейнах и различных их частях.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

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

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Атлас офицера. М.: Военно-топографическое управление, 1984. 396 с.
- Дубинин А.В., Римская-Корсакова М.Н. Геохимия редкоземельных элементов в донных отложениях Бразильской котловины Атлантического океана // Литология и полез. ископаемые. 2011. № 1. С. 3–20.
- Емельянов Е.М. Барьерные зоны в океане. Осадко- и рудообразование, геоэкология. Калининград: Янтарный сказ, 1998. 416 с.
- Емельянов Е.М., Романкевич Е.А. Геохимия Атлантического океана. Органическое вещество и фосфор. М.: Наука, 1979. 220 с.
- Левитан М.А. Плейстоценовые отложения Мирового океана. М.: РАН, 2021. 408 с.
- Левитан М.А. Первые результаты сравнительного анализа химического состава плейстоценовых отложений Индийского и Атлантического океанов // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология. 2024. № 3. С. 54–58.
- Левитан М.А., Антонова Т.А., Домарацкая Л.Г., Кольцова А.В., Сыромятников К.В. Химический состав плейстоценовых отложений Индийского океана // Литология и полез. ископаемые. 2023. № 5. С. 423–444.
- Левитан М.А., Антонова Т.А., Домарацкая Л.Г., Кольцова А.В. Геохимические особенности плейстоценовых отложений Атлантического океана // Литология и полез. ископаемые. 2024. № 3. С. 279–300.
- 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. Основные понятия биогеохимии океана // Биогеохимия океана / Под ред. А.С. Мониной, А.П. Лисицына. М.: Наука, 1983. С. 9–31.
- 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.
- Мурдмаа И.О. Фации океанов. М.: Наука, 1987. 304 с.

- Пустовалов Л.В. Геохимические фации и их значение в общей и прикладной геологии // Проблемы советской геологии. 1933. № 1. С. 6–28.
- Свальнов В.Н. Четвертичное осадкообразование в восточной части Индийского океана. М.: Наука, 1983. 192 с.
- Страхов Н.М. О сравнительно-литологическом направлении и его ближайших задачах // Бюлл. МОИП. Отд. геол. Нов. сер. 1945. Т. 20. № 3–4. С. 34–48.
- Страхов Н.М. Типы осадочного процесса и формирования осадочных пород // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 5. С. 3–21.
- Страхов Н.М. Типы климатической зональности в послепротерозойской истории Земли и их значение для геологии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1960. № 3. С. 3–25.
- Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.
- Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза // Труды ГИН АН СССР. Вып. 212. 1976. 299 с.
- Тримонис Э.С. Терригенная седиментация в Атлантическом океане. М.: Наука, 1995. 255 с.
- Физико-географический атлас Мира. М.: АН СССР и ГУГК, 1964. 298 с.
- Behrenfeld M.J., Falkowski P.G. Photosynthetic rates derived from satellite-based chlorophyll concentration // Limnol. Oceanogr. 1997. V. 42. № 1. P. 1–20.
- Bracciali L., Marroni M., Pandolfi L., Rocchi S. Geochemistry and petrography of Western Tethys Cretaceous sedimentary covers (Corsica and Northern Apennines): From source areas to configuration of margins // Geol. Soc. Amer. Spec. Papers. 2007. V. 420. P. 73–93.
- Broecker W.S. The Great Ocean Conveyor Discovering the Trigger for Abrupt Climate Change. Princeton: Princeton Univ. Press, 2010. 176 p.
- France-Lanord C., Spiess V., Klaus A., Schwenk T. (and the Expedition 354 scientists). Bengal Fan // Proc. IODP 354: College Station, TX (International Ocean Discovery Program). 2016. <https://doi.org/10.14379/iodp.proc.354.101.2016>
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. A Geological Time Scale 2004. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2004. 599 p.
- Harris P.T., Macmillan-Lawler M., Rupp J., Baker E.K. Geomorphology of the oceans // Mar. Geol. 2014. V. 352. P. 4–24.
- Mascarenhas-Pereira M.B.L., Nath B.N., Neetu S. et al. Modern sedimentation in the eastern continental shelf of India: Assessing the provenance and sediment dispersal pattern // Mar. Geol. 2023. V. 464. 107126.
- Menzel Barraqueta J.-L., Samanta S., Achterberg E.P. et al. Compilation of observational dissolved aluminum data with regional statistical data treatment // Front. Mar. Sci. 2020. V. 7. 468.
- Middag R., van Hulten M.M.P., Van Aken H.M. et al. Dissolved aluminium in the ocean conveyor of the West Atlantic Ocean: Effects of the biological cycle, scavenging, sediment resuspension and hydrography // Mar. Chem. 2015. V. 177. Part I.P. 69–86.
- Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: Its composition and evolution. London: Blackwell Sci. Publ., 1985. 312 p.

COMPARATIVE ANALYSIS OF GEOCHEMICAL PECULIARITIES OF PLEISTOCENE SEDIMENTS FROM INDIAN AND ATLANTIC OCEANS

M. A. Levitan^{1,*}, 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

We have compared the arithmetic average chemical composition of main types of Pleistocene sediments in the Indian and Atlantic oceans, and average chemical composition of the Pleistocene in both oceans as well. As the base for comparison we have used data from International project of deep-sea drilling reports (phases DSDP, ODP, IODP) and other references. It was revealed that results of comparative analyses of meanweighted chemical composition have been determined by masses of dry sediment matter. Domination of Atlantic mass accumulation rates over the Indian Ocean ones was due to larger ratio of watershed areas to areas of basin accumulation, more significant role of humid climate and enhanced primary production.

Keywords: Atlantic Ocean, Indian Ocean, Pleistocene, bottom sediments, geochemistry

УДК 551.242

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ ЛАПТЕВОМОРСКОГО ФЛАНГА ХРЕБТА ГАККЕЛЯ (СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАН)

© 2024 г. Д. В. Каминский^а, Н. П. Чамов^{б,*}, Д. М. Жилин^с, А. А. Крылов^а, И. А. Неевин^д,
М. И. Буякайте^б, К. Е. Дегтярев^б, А. С. Дубенский^б, В. Д. Каминский^а, Е. А. Логвина^а,
О. И. Окина^б, П. Б. Семенов^а, А. О. Киль^а, Б. Г. Покровский^б, Т. Ю. Толмачева^д

^аВНИИОкеангеология, Английский просп., 1, Санкт-Петербург, 190121 Россия

^бГеологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

^сООО “Гидро-Си”, Белоостровская ул., 20, литер б, Санкт-Петербург, 197342 Россия

^дВсероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ),
Средний просп. В.О., 74, Санкт-Петербург, 199106 Россия

*e-mail: Nchamov@yandex.ru

Поступила в редакцию 06.05.2024 г.

После доработки 02.07.2024 г.

Принята к публикации 03.07.2024 г.

В статье приводятся новые данные о строении Лаптевоморского фланга хребта Гаккеля. Интенсивное поступление обломочного материала со стороны шельфа моря Лаптевых приводит к развитию у материкового подножия мощного конуса выноса, что определяет строение рельефа дна. В северо-западном направлении влияние конуса выноса уменьшается и главным рельефообразующим фактором становится тектоника. Батиметрической съемкой прослежена асимметричная рифтовая долина хребта Гаккеля, западный борт которой осложнен террасами. Наличие сбросовых структур, погружение дна и интенсивное поступление осадков, широкое развитие оползневых процессов свидетельствуют о высокой неотектонической активности Лаптевоморского фланга хребта Гаккеля. Впервые в этом регионе обнаружены многочисленные карбонатные образования, аутигенный цемент которых представлен магнезиальным кальцитом или арагонитом с примесью терригенного материала. Палинологический и микропалеонтологический анализ карбонатных образований указывает на четвертичное время формирования аутигенного карбонатного цемента. Важную роль в формировании аутигенных карбонатов играли диагенетические растворы, поступавшие из осадочного чехла совместно с метаном и продуктами окисления газов и органического вещества. Аутигенные карбонаты осаждались, преимущественно, в изотопном равновесии с придонной водой при температуре около 0°C. Отрицательная корреляция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $\delta^{13}\text{C}$ свидетельствует о наличии, по крайней мере, двух разных источников карбонат-образующих растворов.

Ключевые слова: хребет Гаккеля, Северный Ледовитый океан, конус выноса, аутигенные карбонаты, арагонит, магнезиальный кальцит, метан, геохимия изотопов

DOI: 10.31857/S0024497X24060028, **EDN:** WVQJQL

ПОЛОЖЕНИЕ ХРЕБТА ГАККЕЛЯ В СТРУКТУРЕ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА И ЗАДАЧИ ЕГО ИЗУЧЕНИЯ

Хребет Гаккеля представляет собой рифтогенную форму подводного рельефа, которая протягивается на расстояние около 1800 км от пролива Фрама между Гренландией и архипелагом Шпицберген к морю Лаптевых (рис. 1). Обрамляют хребет Гаккеля глубоководные котловины Нансена и Амундсена, а вместе они образуют самую

крупную депрессию ложа Северного Ледовитого океана — Евразийский осадочный бассейн. Продолжными ограничениями ему служат хребет Ломоносова и шельфы Баренцева и Карского морей.

Система рифтогенных структур морского дна (трог Лена, хребты Моллой и Книповича) в проливе Фрама связывают хребет Гаккеля со срединным хребтом Атлантического океана (см. рис. 1). Поскольку развитие всех сегментов Атлантики на протяжении последних 170 млн лет происходило

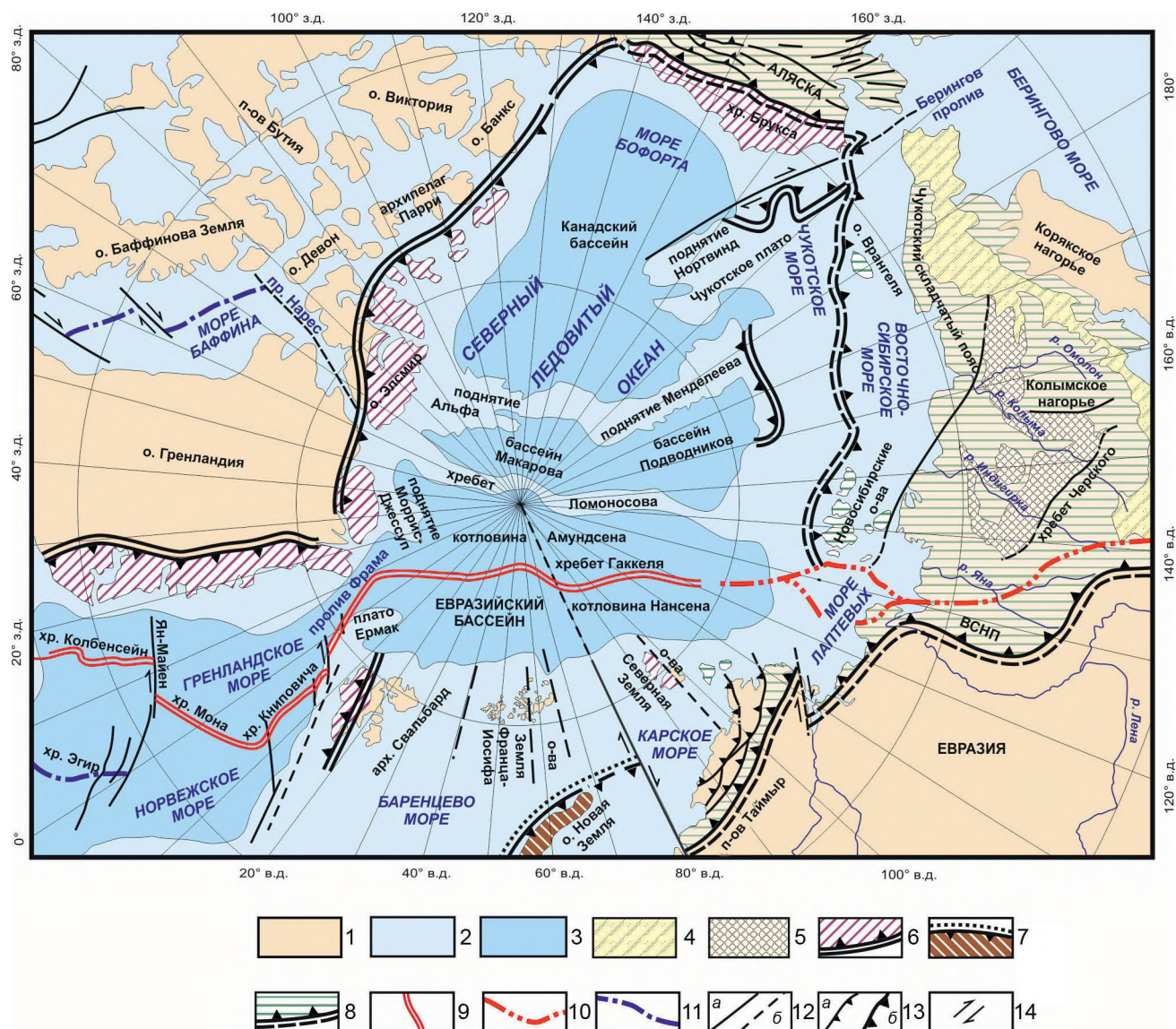


Рис. 1. Положение хребта Гаккеля в структуре Северного Ледовитого океана и его обрамления (по [Чамов, Соколов, 2022] с упрощениями).

1 — суша; 2, 3 — акватории: 2 — с изобатой до 500 м, 3 — с изобатой свыше 500 м; 4, 5 — мезозойские структуры: 4 — Охотско-Чукотский вулканический пояс, 5 — Колымская структурная петля; 6–8 — фронты складчатости и области их распространения: 6 — каледонской и элсмирской, 7 — герцинской, 8 — мезозойской; 9, 10 — структуры рифтогенеза и повышенной сейсмичности: 9 — океанические, 10 — континентальные; 11 — отмершие оси спрединга; 12 — разломы: а — установленные, б — предполагаемые; 13 — надвиги: а — локальные, б — региональные; 14 — сдвиги.

в сторону Северного полюса, то хребет Гаккеля можно рассматривать как наиболее молодой (не старше 56 млн лет) элемент Атлантико-Арктической рифтовой системы (ААРС) [Соколов и др., 2020]. На связь хребта Гаккеля и Атлантических структур указывает и расположение вдоль оси ААРС эпицентров землетрясений [ANSS, 2014].

В сторону Евразии на простирании хребта Гаккеля в пределах шельфа моря Лаптевых установлены линейные отрицательные аномалии силы

тяжести в свободном воздухе. Они выражены чередованием узких линейных высокоградиентных зон северо-западного и субдолготного простираний [Арктический..., 2017], которым соответствуют скрытые позднемиоценовые–голоценовые чехлом узкие (40–60 км) протяженные (200–250 км) и глубокие (4–12 км) грабены [Аветисов, Гусева, 1991; Аветисов, 1996; Грамберг и др., 1990; Грачев и др., 1973]. Эпицентры землетрясений прослеживаются вдоль оси хребта Гаккеля через шельф

моря Лаптевых к структурам Верхоянского складчато-надвигового пояса (ВСНП) [ANSS, 2014].

Таким образом, хребет Гаккеля имеет признаки структурной и сейсмологической связи как с океаническими образованиями Атлантики, так и с континентальными комплексами Северной Евразии. Понимание геодинамических процессов, ответственных за появление такой тектонически биполярной структуры в Арктическом регионе, имеет фундаментальное научное значение. Значительный интерес вызывают процессы накопления и преобразования осадков в области сочленения океанической и континентальной Земной коры.

В статье приводятся результаты обработки материалов геолого-геофизического изучения Лаптевоморского фланга хребта Гаккеля в августе–октябре 2022 г.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

1) Основными методами изучения океанического дна являлись батиметрическая съемка, визуальное изучение дна и сбор образцов донно-каменного материала. Возможность реализации указанных методов была достигнута с привлечением океанографического исследовательского судна (ОИС) “Янтарь”.

2) Аналитические исследования карбонатных пород выполнены в Лаборатории химико-аналитических исследований Геологического института РАН (ГИН РАН).

Концентрации породообразующих окислов в пробах карбонатов определяли методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой после их разложения с помощью кислот. Навеску образца 50 мг помещали во фторопластовый флакон (Savillex, США), смачивали 0.5 мл деионизованной воды, затем по каплям прибавляли 0.5 мл азотной кислоты (осч). После окончания бурной реакции полученную смесь нагревали на плитке до объема, не превышающего 0.5 мл. После остывания к пробе добавляли 1 мл азотной кислоты (осч) и 1.5 мл фтористоводородной кислоты (осч), плотно закручивали крышку и нагревали на плитке при 175°C в течение 18 часов. Затем проводили последовательное упаривание пробы с 0.5 мл хлорной кислоты (suprapur), 0.5 мл азотной кислоты (осч) и 0.5 мл борной кислоты (0.05 М), 0.5 мл азотной кислоты (осч) и растворение остатка в 4 мл азотной кислоты (1:1) при нагревании на плитке при 175°C в течение 16 часов. Полученный раствор переносили в мерную

колбу 100 мл, добавляли 1 мл раствора индия (0.1 мкг/см³), доводили до метки деионизованной водой и анализировали с помощью масс-спектрометра ELEMENT2 (Thermo Fisher Scientific GmbH, Германия).

Контроль качества результатов проводили с помощью анализа холостых образцов, а также стандартного образца карбоната СМ-1 (GeoPT44A, IAG). Расхождение с аттестованными значениями для большинства элементов не превышало 15% отн.

Концентрацию породообразующих элементов определяли методом рентгенофлуоресцентного анализа с помощью спектрометра S4 Pioneer (Bruker, Германия) с родиевой трубкой (4 кВт). Анализировали пробы, полученные после их прессования в таблетки под давлением 7 т и высушивания при 90°C в течение 2 часов. В качестве связующего материала использовали поливиниловый спирт (3% раствор, м/м, 0.5 мл на таблетку).

3) Изотопные исследования карбонатов выполнены в Лаборатории геохимии изотопов и геохронологии ГИН РАН.

Для определения изотопного состава стронция навеска образца около 0.25 г вначале отмывалась от поверхностных загрязнений слабым (0.1N) раствором соляной кислоты, затем – водой. Далее карбонатная часть пород выделялась с помощью растворения в 1N соляной кислоте. Выделение фракций стронция проводилось с помощью ионообменной хроматографии. Измерения изотопного состава стронция осуществлялись на масс-спектрометре MAT-260 в ГИН РАН с точностью не хуже ± 0.00008 . Использовались два изотопных стандарта – ВНИИМ и SRM NBS 987. Результаты по ним составляют соответственно $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70768 \pm 0.00002$, $n = 9$ (принятое значение 0.70801) и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70993 \pm 0.00004$, $n = 15$ (принятое значение 0.71025). Измерения по разным стандартам дают сходимость между собой ± 0.00001 , что позволяет устранить систематическую ошибку, вводя поправку на разницу между измеренным и принятым (“паспортным”) значением стандарта.

4) Распределение палиноморф разного возраста в изученных образцах выполнено В.С. Разумковой во Всероссийском научно-исследовательском геологическом институте имени А.П. Карпинского МПРиЭ России.

5) Рентгенофазовый анализ карбонатов и определение n-алканов и изопреноидов выполнено во ВНИИОкеангеология МПРиЭ России.

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Район работ протягивается вдоль оси хребта Гаккеля от подножия континентального склона в северо-западном направлении (рис. 2).

Батиметрическая съемка рельефа дна выполнялась способом площадного обследования. Общая протяженность съемки составила 5388 линейных километров, что позволило закартировать площадь в 11000 кв. км при средней глубине 2700 м. По классификации стандарта МГО S-44 (2020) съемка рельефа дна выполнялась в соответствии с требованиями ко второй категории съемок рельефа дна.

В пределах полигона исследований установлено прогрессивное нарастание глубин от 1000 м на юго-востоке со стороны континентального склона до 3400 м на северо-западе. В плане

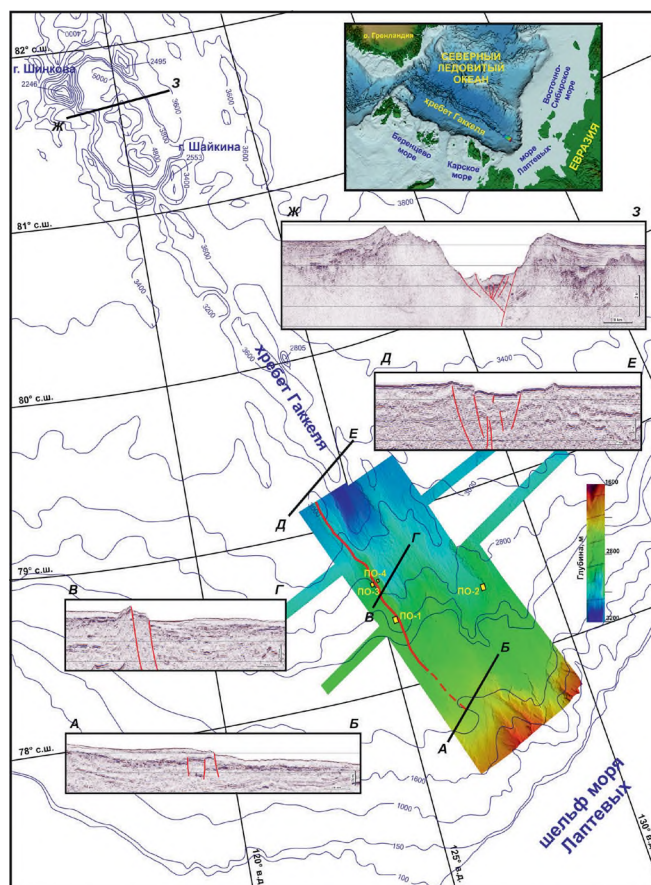


Рис. 2. Положение участка работ относительно главных структур Лаптевоморского фланга хребта Гаккеля. Красные линии – разломы; ПО – полигоны опробования; А–З – линии профилей и фрагменты сейсмических разрезов МОГТ: А–Б – SMNG 18-14, В–Г – SMNG 18-20, Д–Е – MAGE 90700, Ж–З – ARC 14-05. На врезке сверху – положение хребта Гаккеля и участка работ в структуре дна Северного Ледовитого океана.

на батиметрической карте наблюдается развитие ортогональных континентальному склону вытянутых валов (гребней), постепенно сужающихся по мере погружения дна на северо-запад. Центральный вал разделяет две (западную и восточную) протяженные долины, в осевых частях которых отчетливо проявлены эрозионные врезы. Крутые борта и отчетливо выраженные бровки врезом свидетельствуют о недавнем времени их образования.

Такие формы рельефа характерны для подводных конусов выноса, основными элементами которых являются области разгрузки (лопасти) и транспортировки (русла, распределительные каналы) гравитационных потоков. Строение рельефа и фациальная организация накапливающихся осадков в пределах конусов определяется удаленностью от склона, с которого происходит поставка обломочного материала гравитационными потоками [Чамов, 1991].

Закономерности строения подводного конуса выноса показаны на профилях рельефа дна на участке работ (рис. 3). На юго-востоке участка в проксимальной части конуса наблюдается высокоамплитудное поднятие (профиль GKS–62), которое мористее преобразуется в резко асимметричную форму рельефа (профиль GKS–56). Наиболее погруженные части этого поднятия находятся на глубинах от 1850 до 2300 м. К ним приурочены извилистые распределительные каналы конуса выноса.

Далее вглубь бассейна в рельефе дна наблюдается форма, сходная со столовой горой, платообразная поверхность которой сохраняется на значительном расстоянии вглубь бассейна (профиль GKS–48). При этом восточная долина конуса и прорезающие ее отдельные русла смещены в восточных румбах от простираения осевой линии хребта Гаккеля (см. рис. 2, 3).

Существенные изменения в рельефе дна отмечаются в северо-западном направлении, начиная с профиля GKS–05, где на глубинах до 2650 м проявляется западная долина. Эта долина находится на осевой линии главной структуры региона – хребта Гаккеля и, вероятно, является его частью. С западной стороны депрессия ограничена крутыми протяженными уступами, а с восточной – более пологим дистальным валом конуса выноса.

От широты профиля GKS–05 бровка западного уступа прослеживается в северо-западном направлении примерно по изобате 2500 м. В сечении профиля рельефа дна GKS–15 перепад

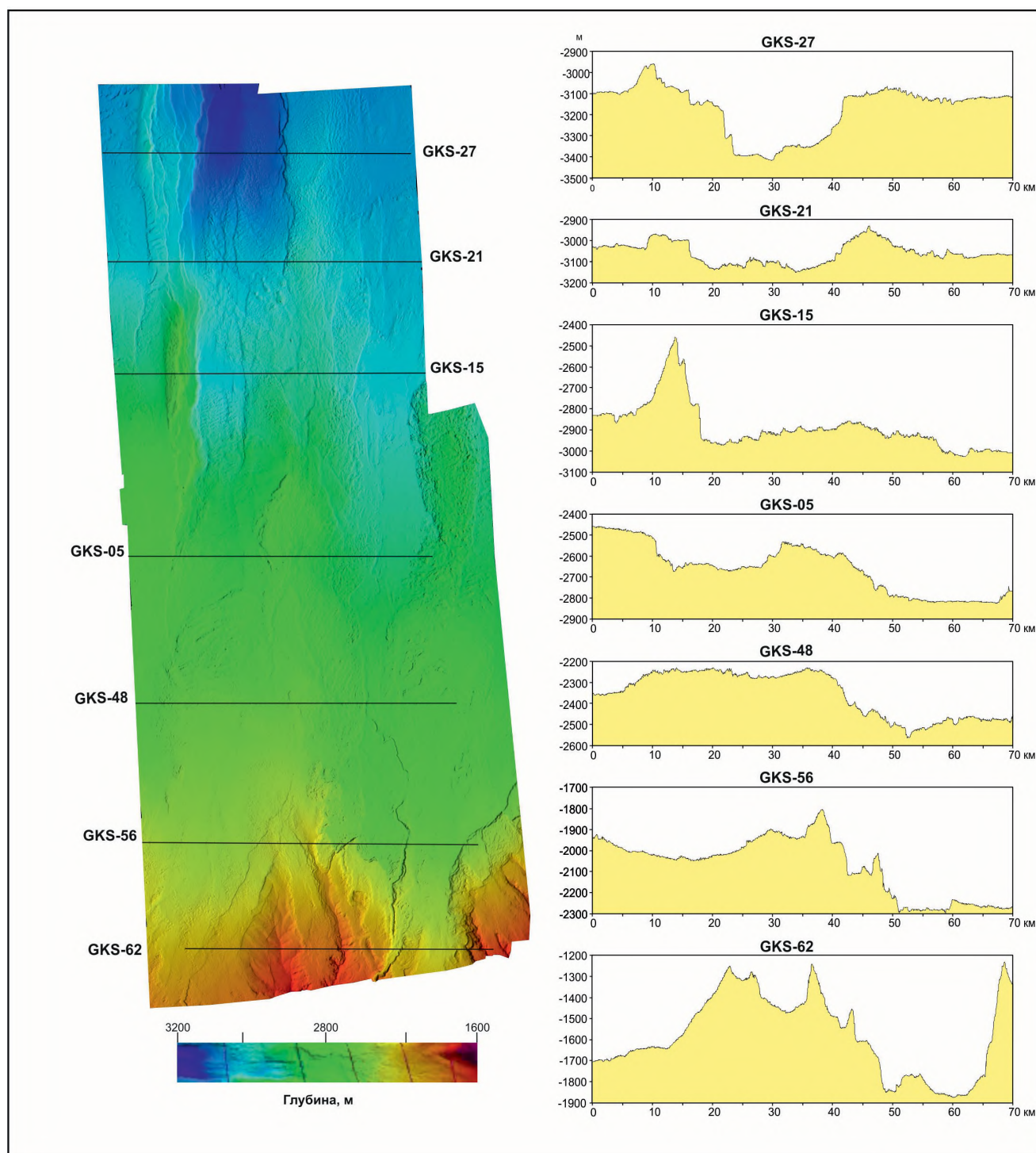


Рис. 3. Батиметрическая карта и профили рельефа дна на участке работ.
Положение участка работ в региональной структуре см. рис. 2.

глубин от бровки борта депрессии до основания склона составляет не менее 500 м. На самом склоне отчетливо выделяются две террасы (ступени), вдоль простираения которых наблюдаются участки крупных оползней (обвалов).

Начиная с профиля GKS–21 и мористее в рельефе дна западная долина выражена очень отчетливо. Далее к северо-западу она углубляется и постепенно переходит в рифтовую долину хребта Гаккеля с нарастанием глубин свыше

3600 м (см. рис. 3). Вдоль оси долины развиты молодые эрозионные врезы (русла), которые не связаны с протяженными распределительными каналами, идущими вдоль оси восточной долины конуса выноса. Истоки этих русел тяготеют к широте профиля GKS-05.

В пределах полигонов опробования (см. рис. 2) с помощью подводных видеокамер проводилось визуальное изучение морского дна. В крутых уступах западного борта западной долины наблюдались широко проявленные следы оползневых процессов — участки (стенки) отрыва оползней и смещенные вниз по склону в разной степени дезинтегрированные фрагменты слоистых толщ. По ходу оползней на склонах обычно располагались разных форм и размеров фрагменты темных пород. Отмечены как единичные экземпляры, так и цепочки (шлейфы), растянутые вниз по склону. В свежих стенках отрыва отчетливо проявлена фациальная организация конуса выноса — напоминающее срез луковицы наложение многочисленных пластов, образованных за счет разгрузки обломочного материала из гравитационных потоков. Восточный борт рифтовой долины более пологий. Террасовидные уступы и следы оползневых процессов здесь не обнаружены.

Сбор образцов донно-каменного материала с поверхности морского дна производился манипуляторами. В ходе опробования опытным путем было установлено, что литификация отложений конуса практически отсутствует — прикосновение манипулятора провоцирует оползание части осадков и образование облаков ила.

Основные полигоны опробования были приурочены к сильно расчлененному западному борту рифтовой долины (см. рис. 2). Отбор фрагментов пород из оползневых шлейфов показал, что в основной массе они являются материалом ледового разноса, а их цвет темный цвет обусловлен наличием железо-марганцевых пленок (“рубашек”).

Среди отобранного материала в пределах четырех геологических станций на трех полигонах (ПО-1, ПО-3, ПО-4) (см. рис. 2) присутствовали 9 образцов карбонатных пород. Они представляют собой плотные образования, выделяющиеся среди обрамляющих нелитифицированных отложений конуса выноса.

Морфология, размер и места нахождения карбонатов очень изменчивы (рис. 4). Некоторые карбонаты по форме напоминают олени рога (см. рис. 4а), другие не имеют доминирующей

ориентировки (см. рис. 4б) или уплощены и напоминают межпластовые конкреции (см. рис. 4в). Размеры карбонатов по длинным осям достигают 25–30 см. Наиболее крупный из поднятых образцов, напоминающий уплощенную трубку, составляет $50 \cdot 20 \cdot 10$ см (образец A22-10R1 из ПО-4).

Основная часть карбонатов поднята со склона западного борта рифтовой долины в интервале глубин от 2600 до 3000 м, где они присутствуют как в виде единичных образований на пологих участках дна, так и образуют грядобразные скопления, протягивающиеся вдоль склона. Грядовые образования достаточно прочны (образцы приходится отламывать) и, вероятно, способствуют укреплению склона — ниже одной из таких гряд наблюдалась линия отрыва оползня.

Один из образцов — уплощенная конкреция (см. рис. 4г) был отобран в изометричной депрессии (покмарке?), расположенной в основании западного склона (ПО-1). Это было единственное плотное образование на илистой равнине. Примечательно, что после поднятия этого образца манипулятором под ним обнаружился темный осадок, сильно отличающийся от обрамляющих рыжих илов. Создалось впечатление, что конкреция бронировала некий канал внутри поля рыжих окисленных илов.

Поднятые карбонатные образования состоят из прочного карбонатного матрикса, который содержит округлые и угловатые обломки силикатных пород. В отдельных образцах, например, A22-1t-1 (см. рис. 4в) наблюдаются реликты первичной осадочной текстуры отложений мутьевых потоков (гравитационная сортировка обломков, фрагменты стратификации, ориентированные по напластованию удлиненные обломки терригенных пород). Общими для большинства карбонатов является наличие в них внутренних каналов (см. рис. 4а–4в), что явно указывает на миграцию флюидов в ходе их формирования. Это обстоятельство в сочетании с сохранением первичной структуры силикатного кластогенного каркаса отложений гравитационных потоков свидетельствуют об аутигенном образовании карбонатов, то есть их кристаллизации на месте во вмещающем осадке в качестве цемента, отложившегося непосредственно из раствора.

Результаты рентгено-флюоресцентного анализа карбонатных образований отражают их смешанный силикатно-карбонатный состав (табл. 1). Это согласуется с макроскопическими наблюдениями и представлением о формировании



Рис. 4. Карбонатные образования хребта Гаккеля, цемент которых представлен арагонитом (а, б) и магниальным кальцитом (в, г).

Таблица 1. Результаты рентгено-флюоресцентного анализа, %

Лабораторный номер	Геологический образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП
209	A22-It-1	23.34	0.45	6.45	1.39	0.49	0.05	3.35	32.73	0.71	1.25	0.21	29.52
211	A22-It-4	27.54	0.65	7.88	2.44	0.62	0.21	3.02	28.89	0.88	1.53	1.96	24.33
207	A22-It-5	26.10	0.67	7.72	2.27	0.66	0.31	2.82	33.41	0.77	1.47	1.37	22.35
210	A22-8R-1	16.80	0.27	4.03	1.22	0.21	0.04	0.85	42.97	0.39	0.79	0.12	32.29
208	A22-8R-2	10.33	0.17	2.87	0.82	0.12	0.02	0.32	47.51	0.34	0.52	0.14	36.83
212	A22-10R-1	34.07	0.72	9.72	5.36	0.68	0.19	2.35	20.76	1.09	1.83	1.49	21.67

аутигенного цемента по силикатному каркасу осадков. По содержанию оксидов кальция и магния карбонатные образования можно характеризовать как магниальные. Исключения составляют пробы из образцов A22-8R-1 и A22-8R-2 со

станции ПО-3, в которых содержания MgO ниже 1%. Минеральный состав карбонатных образований изучен Е.В. Покровской в Лаборатории физических методов изучения породообразующих

минералов ГИН РАН. Результаты рентгенофазового анализа карбонатных образований показали, что все они содержат примесь терригенного материала. Во всех образцах присутствует кварц, несколько реже — полевые шпаты.

В образцах A22-1t-1, A22-1t-4 и A22-1t-5 из ПО-1; A22-10R1 из ПО-4 карбонатным минералом является кальцит. В образцах A22-8R-1 и A22-8R-2 из ПО-3 кальцит не диагностирован, зато широко развит арагонит. Эти результаты полностью согласуются с результатами микроскопических наблюдений, в ходе которых арагонит был обнаружен только в образцах с полигона пробоваания ПО-3.

Разный минеральный состав аутигенных карбонатов, представленный магниезальным кальцитом (образцы A22-1t-1, A22-1t-4 и A22-1t-5 из ПО-1; A22-10R1 из ПО-4) и арагонитом (A22-8R-1 и A22-8R-2 из ПО-3) указывает на разницу в условиях аутигенного минералообразования, что, вероятно, может быть связано с различием источников карбонат-образующих флюидов.

Палинологический и микропалеонтологический анализ на руководящие группы ископаемых показал, что в 9 образцах карбонатных образований встречены споры и пыльца наземных и водных растений, а также микрофитопланктон разного возраста (от юры до квартера), смешанные в разных пропорциях (рис. 5). Очевидно, широкий возрастной диапазон ископаемых относится к терригенному материалу, тогда как осаждение собственно аутигенного (диагенетического) карбонатного цемента, вероятно, происходило в четвертичное время.

Результаты количественного химического анализа карбонатных образований приведены в табл. 2. Очевидно, что большая часть полученных данных отражает состав терригенной компоненты осадков. Так, отношение Y/No для всех изученных образцов менее 32, что свидетельствует о значительном количестве терригенной (или вулканической) примеси.

Распределение редкоземельных элементов показывает отсутствие каких-либо принципиальных изменений относительно постархейского среднего австралийского сланца (PAAS). Некоторое обогащение тяжелыми РЗЭ фиксируется для образца A22-8R-1.

Цериевая аномалия (Ce/Ce^*), типичная для окислительных обстановок (0.64–0.95), отмечается для образцов A-22-8R2, A22-8R1 и A22-10R1. Промежуточные значения между окислительными и восстановительными обстановками измерены в образцах A22-1t5, A-22-1t1 и A-22-1t4.

Понимая, что цериевая аномалия прежде всего отражает характеристики преобладающего в породах терригенного материала, нельзя не отметить, что окислительные обстановки установлены в образцах карбонатных пород с арагонитовым цементом из ПО-3, что может быть следствием их формирования вблизи поверхности дна.

Особого внимания заслуживают концентрации стронция — неоднородные для всех карбонатных образований и гигантские (5884–6808 мкг/г) для образцов из ПО-3. Примечательно, что все в разной степени значимые аномалии химического или минерального состава карбонатных образований связаны с образцами из этого полигона исследования. Поскольку полигон расположен

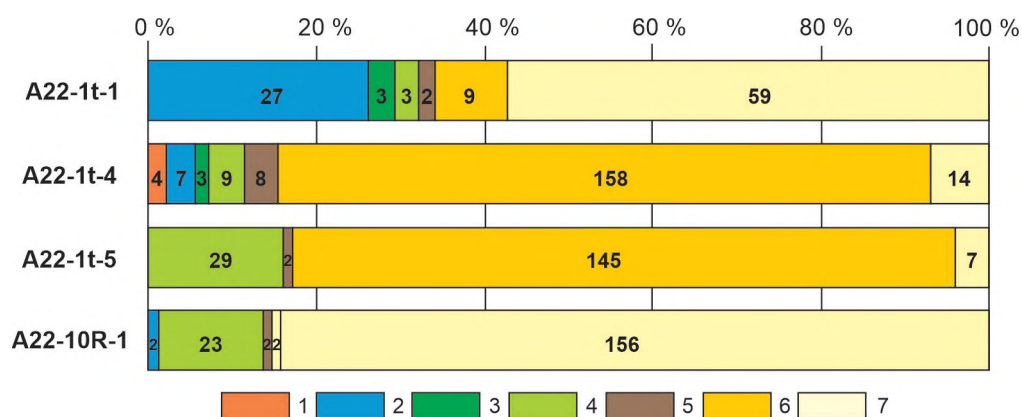


Рис. 5. Распределение палиноморфов разного возраста в изученных образцах.

Цифрами внутри диаграмм показано количество учтенных для статистики экземпляров.

1 — пермь-юра (пыльца); 2 — ранняя юра (диноцисты); 3 — нижний мел (диноцисты, споры); 4 — поздний мел (диноцисты, пыльца); 5 — палеоген (диноцисты); 6 — кайнозой (пыльца); 7 — неоген/квартер (пыльца).

Таблица 2. Результаты количественного химического анализа, мкг/г (ICP-MS)

Химические элементы	Геологические образцы					
	A-22-1t-1	A-22-1t-4	A22-1t-5	A22-8R-1	A-22-8R-2	A22-10R-1
Li	24	31	28	14.1	8.7	34
Be	1.10	1.19	1.00	0.52	0.34	1.39
Sc	9.0	9.9	9.3	4.2	2.5	12.3
V	99	85	84	53	35	114
Cr	39	53	51	24	14.8	71
Co	8.2	10.5	9.9	5.0	3.9	17.9
Ni	17.6	23	28	40	5.3	43
Zn	35	48	50	23	16.8	64
Cu	13.2	19.9	19.6	8.2	5.6	25
Ga	7.6	9.8	8.8	4.0	2.8	12.2
Rb	51	56	50	33	21	68
Sr	835	706	733	5884	6808	457
Y	16.3	13.1	12.9	12.6	7.5	15.9
Zr	64	74	76	49	24	96
Nb	5.4	7.2	6.2	3.1	2.0	7.6
Mo	3.3	1.19	0.49	2.5	0.74	1.80
Sn	0.93	1.04	0.91	0.56	0.32	1.17
Sb	0.37	0.98	0.66	0.55	0.18	0.95
Cs	2.7	3.2	3.0	1.62	1.02	4.3
Ba	222	289	278	156	116	316
La	14.5	15.5	14.7	11.1	11.7	20
Ce	29	32	30	20	14.7	41
Pr	3.7	4.0	3.7	2.6	2.7	5.3
Nd	13.2	14.0	13.0	9.6	9.6	18.5
Sm	2.8	2.8	2.7	1.94	1.71	3.7
Eu	0.67	0.67	0.65	0.44	0.37	0.88
Gd	2.6	2.4	2.5	1.87	1.43	3.4
Tb	0.43	0.38	0.39	0.30	0.22	0.52
Dy	2.6	2.2	2.3	1.85	1.28	3.0
Ho	0.57	0.44	0.47	0.40	0.26	0.61
Er	1.63	1.21	1.31	1.17	0.70	1.71
Tm	0.25	0.18	0.20	0.18	0.10	0.26
Yb	1.62	1.14	1.24	1.14	0.61	1.65
Lu	0.26	0.19	0.20	0.19	0.093	0.28
Hf	1.64	1.62	1.81	1.27	0.61	2.3
W	0.51	0.75	0.79	0.40	0.21	1.00
Tl	0.25	0.21	0.22	0.15	0.11	0.41
Pb	6.5	7.3	7.1	6.4	2.9	9.8
Th	3.8	4.2	4.3	2.6	1.61	6.2
U	3.4	1.43	1.48	3.9	5.2	1.82
Ta	0.25	0.46	0.39	0.18	0.12	0.46

Примечание. Погрешность результатов анализа не превышает нормативов по ОСТ 41-08-212-04 “Нормы погрешности при определении химического состава минерального сырья и классификация методик лабораторного анализа по точности результатов”.

на наиболее тектонизированном участке западного склона рифтовой долины, можно предположить, что именно к нему приурочены пути наиболее активной миграции карбонат-образующих растворов.

Распределение н-алканов и изопреноидов было изучено в двух образцах — A22-8R1 (арагонит) и A22-10R1 (Mg-кальцит). Концентрации $C_{орг}$ в указанных образцах составляют 0.12 и 0.52% соответственно. Различие в содержании $C_{орг}$ более чем в четыре раза может свидетельствовать о неодинаковых обстановках формирования карбонатных построек и различной степени вовлеченности органического вещества (ОВ) в их кристаллизацию. Характер распределения н-алканов демонстрирует очевидное сходство в короткоцепочечной области (C15–C18). В направлении увеличения числа атомов углерода в образце A22-8R1 наблюдается обеднение ОВ н-алканами. В образце A22-10R1 отмечается обратная тенденция — увеличение содержания компонентов C21–C33 с явным доминированием нечетных гомологов (C25, C27, C29, C31), маркирующих вклад терригенного ОВ, поставляемого в морские осадки речным стоком. Локальными максимумами “короткоцепочечного” диапозона (C15–C18) в обоих образцах служат пики C16 и C18. В целом доминирование четных гомологов над нечетными может быть связано с активностью микробиоты в раннем диагенезе [Imfeld et al., 2022; Lein et al., 2013]. Преобладание фитана над пристаном, особенно выраженное в образце A22-8R1 ($Pr/Ph = 0.4$), свидетельствует о преимущественно восстановительных условиях седиментации ОВ. Данный вывод противоречит результатам изучения РЗЭ (значения цериевой аномалии), что связано, вероятно, с различием анализируемых компонентов. Преобладание н-алканов C17 и C18 над изопреноидами (пристаном и фитаном

соответственно), фиксируемое значениями индекса Kiso не превышающими 1, свидетельствует о диагенетическом уровне зрелости ОВ. Образец A22-8R1 демонстрирует более высокий уровень диагенетической трансформации ОВ ($Kiso = 0.87$) по сравнению с образцом A22-10R1 ($Kiso = 0.45$). На хроматограммах полного экстракта (до разделения на фракции) обоих образцов выявляется характерный пик неразделенной комплексной смеси (Unresolved complex mixture, UCM) с максимумом в области C16–C18. Появление UCM может свидетельствовать об интенсивной переработке биолабильного ОВ гетеротрофной микробиотой.

Изотопный состав кислорода (табл. 3) в 24-х образцах аутигенных карбонатов (включая отдельные зоны корок) располагается в интервале значений $\delta^{18}O$ от 2.0 до 5.9‰ VPDB ($\delta^{18}O$ среднее = $4.3 \pm 0.9\text{‰}$ ($n = 24$)). Этот разброс может быть связан с несколькими причинами: вариациями $\delta^{18}O$ в воде, колебаниями температуры, механической примесью карбонатов, сформированных в других условиях, минеральным составом карбонатов (арагонит и магнезиальный кальцит в одинаковых условиях несколько обогащены ^{18}O по сравнению со стандартным кальцитом). Определить соотношение этих факторов не представляется возможным. Принимая для придонной воды моря Лаптевых $\delta^{18}O = 0.3\text{‰}$ (среднее по данным [Дубинина и др., 2019]) и используя формулу расчета равновесных температур по [Epstein et al., 1953], среднюю температуру осаждения проанализированных карбонатов можно оценить величиной $1.5 \pm 2.9^\circ\text{C}$, которая в пределах ошибки не отличается от температур измеренных с борта судна ($-0.74... -0.75^\circ\text{C}$).

Вопреки ожиданиям, изотопный состав стронция (см. табл. 3) в карбонатах демонстрирует существенный разброс отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

Таблица 3. Результаты изотопного анализа

Номер лабораторный	Геологические образцы	Точка отбора пробы	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	*[Sr], ppm	*[Rb], ppm	Rb/Sr	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	SiO ₂ , %	CaO, %
6222	A22-1t-4		0.70910	706	56	0.08	–23.6	35.8	27.54	28.89
6223	A22-10R-1		0.70931	457	68	0.15	–34.5	35.5	34.07	20.67
6224	A22-1t-5	Outer Вал	0.70914	733	50	0.07	–27.4	35.3	26.1	33.41
6225	A22-1t-5	Inner Вал	0.70906				–25.4	35.8		
6226	A22-8R-2	Вал	0.70916	6808	21	0.003	–36.1	36.0	10.33	47.51
6227	A22-1t-1	Вал	0.70927	835	51	0.06	–32.7	37.0	23.34	32.73
6228	A22-8R-1	Отросток-Вал	0.70933	5884	33	0.006	–34.7	36.8	16.8	42.97

Примечание. Ошибка измерения — ± 0.00008 ; * — измерено на ICP MS в химической лаборатории ГИН РАН (см. табл. 2).

(0.70906–0.70933). Очевидно, что в их образовании, наряду с современной морской водой ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70921$ [Кузнецов и др., 2012]), участвуют растворы, заимствующие стронций из осадочного чехла. Одни из них ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0.70921$), несомненно, связаны с терригенной компонентой осадков. Происхождение других растворов ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0.70921$) не столь очевидно и требует дальнейшего осмысления. В качестве рабочих гипотез можно предположить связь этих растворов либо с древними карбонатами, либо с захороненной в осадках миоценовой или ранне-плейстоценовой морской водой.

Величины $\delta^{13}\text{C}$ 1 (см. табл. 3) в образцах с хребта Гаккеля варьируют от -23.5 до -37.3 ‰ VPDB $\delta^{13}\text{C}$ среднее $= -32.2 \pm 4.3\text{‰}/24$, свидетельствуя, что в образовании большей их части (с $\delta^{13}\text{C} < -25\text{‰}$) принимали участие продукты окисления метана. Однако чисто “метановые” карбонаты ($\delta^{13}\text{C} \sim -70\text{‰}$), такие, например, как в Чукотском море [Колесник и др., 2014], не обнаружены на Лаптевоморском фланге хребта Гаккеля. Большой разброс значений $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатах может быть связан с участием в их образовании наряду с низкотемпературным микробным метаном ($\delta^{13}\text{C} \sim -70\text{‰}$) высоко-температурного термогенного ($\delta^{13}\text{C} \sim -40\text{‰} \dots -50\text{‰}$), продуктов окисления органического вещества ($\delta^{13}\text{C} \sim -25\text{‰}$), бикарбонат-иона, растворенного в морской воде

($\delta^{13}\text{C} \sim 0\text{‰}$) или в диагенетических флюидах, растворяющих древние карбонаты.

Отрицательная корреляция значений $\delta^{13}\text{C}$ и отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 6) подтверждает участие в образовании аутигенных карбонатов хребта Гаккеля как минимум двух источников диагенетических флюидов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Строение Лаптевоморского фланга хребта Гаккеля

Результаты батиметрической съемки отражают значительную расчлененность рельефа океанского дна Лаптевоморского фланга хребта Гаккеля. Хотя амплитуды рельефа на северо-западном и юго-восточном флангах полигона работ сходны, образование морфоструктур определяется разными причинами.

На юго-востоке наличие крупного подводного конуса выноса полностью определяет строение рельефа дна и маскирует характер сочленения хребта Гаккеля и континентального склона. В северо-западном направлении влияние конуса выноса уменьшается. Батиметрической съемкой прослежена структурно-асимметричная рифтовая долина хребта Гаккеля, западный борт которой осложнен террасами.

Сопоставление наблюдений с полученными ранее материалами сейсморазведки МОВ ОГТ показывает, что главным рельефообразующим фактором является тектоника. На сейсмических профилях хорошо видно, что наблюдаемые в рельефе террасы образованы кровлями сброшенных блоков, а их границы маркируют выходы на поверхность морского дна поверхностей сместителей (см. рис. 2). При этом в рельефе дна отчетливо выражены характерные для лежащего крыла изостатические воздымания бровок сбросовых уступов.

Восточный борт рифтовой долины имеет более простое строение, не нарушенное, судя по сейсмическим профилям, тектоническими нарушениями. Вероятно, здесь преобладают деформации изгиба, характерные для областей выхода на дневную поверхность кровли висячего крыла асимметричного полуграбена.

Таким образом, от подножия континентального склона, включая район работ, развиты структуры, не характерные для симметричных долин срединно-океанических хребтов — грабены и полуграбены. Такая структура, постепенно

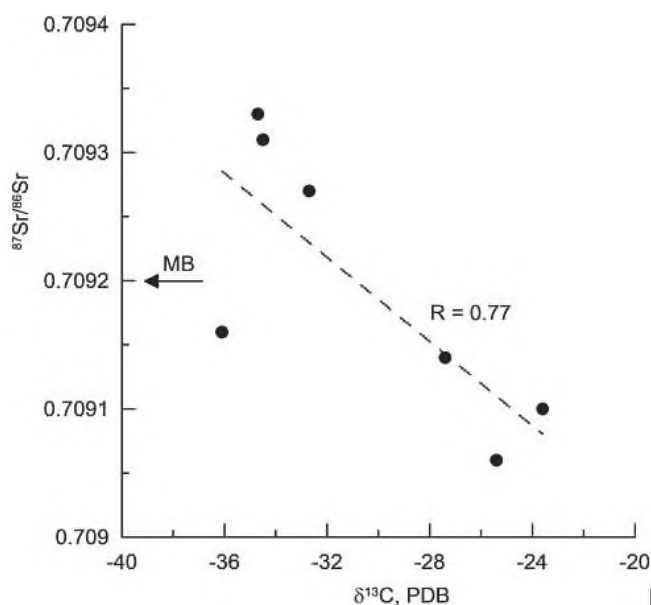


Рис. 6. Соотношение изотопного состава углерода и стронция в аутигенных карбонатах хребта Гаккеля. MB — отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в современной морской воде [Кузнецов и др., 2012].

усложняясь, прослеживается до широты 81° с.ш. Северо-западнее в соответствии с предыдущими батиметрическими съемками в этом районе (немецкая экспедиция LARGE), расположена рифтовая долина срединно-океанического хребта. Последней юго-восточной спрединговой ячейкой, расположенной на острие проградации ультрамедленного спредингового хребта, вероятно, является глубокая (свыше 5300 м) впадина между 81° и 82° широтами (см. рис. 2, профиль Ж–З). От более северо-западных сегментов хребта она отделена нетрансформным смещением. Судя по положению относительно впадины, горы Шайкина и Шинкова могут относиться к внутренним океаническим комплексам (ВОК), которые широко распространены в осевых частях медленно-спрединговых срединно-океанических хребтов. Об относительно недавнем формировании этих структур свидетельствуют самые молодые ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 3.65 ± 0.01 млн лет) подушечные базальты, поднятые с горы Шайкина [Jokat et al., 2019].

По характеру строения крутого террасированного борта рифтовой долины с учетом материалов МОВ ОГТ можно говорить о существовании протяженного регионального разлома (см. рис. 2). Его северо-западное продолжение, очевидно связано со структурными элементами хребта Гаккеля. Дискуссионным является возможное продолжение этого разлома в сторону континентальной окраины.

Ранее на основании анализа сейсмологических и геолого-структурных данных было предположено, что система рифтогенных грабенов шельфа моря Лаптевых представляет собой недостающее звено рифтового пояса хребта Гаккеля – Момского хребта [Грамберг и др., 1990; Имаев и др., 2000, 2004; Engen et al., 2003 и др.]. Полученные данные не противоречат этим представлениям и позволяют в качестве рабочей гипотезы рассматривать Лаптевоморский фланг хребта Гаккеля как связующее звено между континентальной рифтовой системой северной Евразии в глубоководном Арктическом бассейне [Чамов, Соколов, 2022].

В целом, полученные структурно-морфологические данные – наличие сбросовых террас, прогрессивное погружение дна и интенсивное поступление осадков, широкое развитие оползневых процессов свидетельствуют о высокой неотектонической активности Лаптевоморского фланга хребта Гаккеля.

Аутигенные карбонаты

Обнаружение аутигенных карбонатов в осадочном чехле Лаптевоморского фланга хребта Гаккеля имеет важное значение. Дело в том, что для донных отложений Северного Ледовитого океана характерно почти полное отсутствие карбонатов, что связано с низкими температурами и недонасыщенностью поровых вод относительно карбонатных фаз. Известны редкие находки аутигенных карбонатов, представленных преимущественно магнезиальными кальцитами и икаитами [Колесник и др., 2014; Кравчишина и др., 2017; Крылов и др., 2015; Kodina et al., 2003; Rogov et al., 2023; Ruban et al., 2022], а также сидеритами и родохрозитами [Logvina et al., 2018]. Аутигенные арагониты обнаружены во вмещающих перидотитах в северной части хребта Гаккеля, где их кристаллизация объясняется гидротермальными процессами [Eickmann et al., 2009].

Высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ (среднее = $4.3 \pm 0.9\text{‰}$) позволяют заключить, что диагенетические карбонаты хребта Гаккеля осаждались, преимущественно, в изотопном равновесии с придонной водой при температуре около 0°C . Величины $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатах варьируют от -23.5 до -37.3 VPDB, свидетельствуя, что в их образовании наряду с продуктами окисления метана принимали участие продукты окисления органического вещества и, возможно, бикарбонат, растворенный в морской воде. Широкие вариации отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70906 – 0.70933) показывают, что карбонат-образующим флюидом была не только современная морская вода, но также диагенетические растворы, поступавшие из осадочного чехла совместно с метаном и продуктами окисления метана и органического вещества. Отрицательная корреляция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $\delta^{13}\text{C}$ свидетельствует о наличии, по крайней мере, двух разных источников карбонат-образующих растворов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты полевых и камеральных работ позволили получить ряд новых данных о строении Лаптевоморского фланга хребта Гаккеля. Основные из них сводятся к следующему.

1) Интенсивное поступление обломочного материала со стороны шельфа моря Лаптевых приводит к развитию у материкового подножия мощного конуса выноса, что определяет строение рельефа дна на юго-востоке района работ.

2) В северо-западном направлении влияние конуса выноса уменьшается и главным

рельефообразующим фактором становится тектоника. Батиметрической съемкой прослежена структурно-асимметричная рифтовая долина хребта Гаккеля, западный борт которой осложнен террасами, образованными кровлями сброшенных блоков.

3) Наличие сбросовых структур, погружение дна и интенсивное поступление осадков, широкое развитие оползневых процессов свидетельствуют о высокой неотектонической активности Лаптевоморского фланга хребта Гаккеля.

4) Впервые в этом регионе обнаружены разнообразные карбонатные образования, аутигенный цемент которых сложен магнезиальным кальцитом или арагонитом. Палинологический и микропалеонтологический анализ карбонатных образований указывает на четвертичное время формирования аутигенного карбонатного цемента.

5) Важную роль в формировании аутигенных карбонатов играли диагенетические растворы, поступавшие из осадочного чехла совместно с метаном и продуктами окисления газов и органического вещества. Аутигенные карбонаты осаждались, преимущественно, в изотопном равновесии с придонной водой при температуре около 0°C. Отрицательная корреляция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $\delta^{13}\text{C}$ свидетельствует о наличии, по крайней мере, двух разных источников карбонат-образующих растворов.

БЛАГОДАРНОСТИ

Участники экспедиции выражают глубокую признательность экипажу ОИС “Янтарь” за прекрасную организацию экспедиционных работ, постоянную поддержку и теплую товарищескую атмосферу.

Авторы статьи выражают благодарность С.Г. Сколотневу и С.Ю. Соколову за ценные замечания и рекомендации, которые способствовали улучшению итогового варианта рукописи.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках госзаданий ВНИИ-Океангеология, ГИН РАН и Всероссийского научно-исследовательского геологического института имени А.П. Карпинского.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Арктический бассейн (геология и морфология) / Под ред. В.Д. Каминского, А.Л. Пискарева, В.А. Поселова. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2017. 291 с.

Аветисов Г.П., Гусева Ю.В. Глубинное строение района дельты Лена по сейсмологическим данным // Советская геология. 1991. № 4. С. 73–81.

Аветисов Г.П. Сейсмоактивные зоны Арктики. СПб.: ВНИИОкеанология, 1996. 185 с.

Грамберг И.С., Деменицкая Р.М., Секретов С.Б. Система рифтогенных грабенов шельфа моря Лаптевых как недостающее звено рифтового пояса хребта Гаккеля — Момского хребта // Докл. АН СССР 1990. Т. 311. № 3. С. 689–694.

Грачев А.Ф., Деменицкая Р.М., Карасик А.М. Проблемы связи Момского континентального рифта со структурой срединно-океанического хребта Гаккеля // Геофизические методы разведки в Арктике. Л.: НИИГА, 1973. Вып. 8. С. 56–75.

Дубинина Е.О., Мирошников А.Ю., Коссова С.А., Шука С.А. Модификация опресненных вод на шельфе моря Лаптевых: связь изотопных параметров и солёности // Геохимия. 2019. Т. 64. № 1. С. 3–19.

Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии / Под ред. Г.С. Гусева. М.: ГЕОС, 2000. 226 с.

Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Океанические и континентальные рифты северо-восточной Азии и области их сочленения (сейсмотектонический анализ) // Литосфера. 2004. № 4. С. 44–61.

Колесник О.Н., Колесник А.Н., Покровский Б.Г. О находке аутигенного метанопродуктового карбоната в Чукотском море // Доклады Академии Наук. 2014. Т. 458. № 3. С. 330–332.

Кравчишина М.Д., Леин А.Ю., Саввичев А.С. и др. Аутигенный Mg-кальцит на метановом полигоне в море Лаптевых // Океанология. 2017. Т. 57. № 1. С. 194–213.

Крылов А.А., Логвина Е.А., Матвеева Т.В. и др. Икаит ($\text{CaCO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$) в донных отложениях моря Лаптевых и роль анаэробного окисления метана в процессе его формирования // Записки РМО. 2015. № 4. С. 61–75.

Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Изотопный состав Sr в водах мирового океана, окраинных и внутренних морей: возможности и ограничения Sr-изотопной стратиграфии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20. № 6. С. 3–19.

Соколов С.Ю., Чамов Н.П., Хуторской М.Д., Силантьев С.А. Индикаторы интенсивности геодинамических процессов вдоль Атлантико-Арктической рифтовой системы // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11. № 2. С. 302–319.

Чамов Н.П. Литология палеогеновых вулканогенно-осадочных отложений п-ова Говена (юг Корякского нагорья) // Литология и полез. ископаемые. 1991. № 5. С. 79–94.

Чамов Н.П., Соколов С.Ю. Рифтогенез в Арктике: процессы, направленность развития, генерация углеводородов // Литология и полез. ископаемые. 2022. № 2. С. 107–135.

ANSS Earthquake Composite Catalog. 2014. <http://quake.geo.berkeley.edu/anss/>

- Eickmann B., Bach W., Rosner M., Peckmann J.* Geochemical constraints on the modes of carbonate precipitation in peridotites from the Logatchev Hydrothermal Vent Field and Gakkel Ridge // *Chemical Geology*. 2009. V. 268. P. 97–106.
- Epstein S., Buchsbaum R., Lowenstam H.A., Urey H.C.* Revised carbonate-water temperature scale // *Geological Society of America Bulletin*. 1953. V. 62. P. 417–426.
- Imfeld A., Ouellet A., Douglas P. et al.* Molecular and stable isotope analysis ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^2\text{H}$) of sedimentary n-alkanes in the St. Lawrence Estuary and Gulf, Quebec, Canada: importance of even numbered n-alkanes in coastal systems // *Organic Geochemistry*. 2022. V. 164. P. 1–14.
- Jokat W., O'Connor J., Hauff F., Koppers A.P., Miggins D.P.* Ultraslow Spreading and Volcanism at the Eastern end of Gakkel Ridge, Arctic Ocean // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2019. V. 20. P. 1–19.
- Kodina L.A., Tokarev V.G., Vlasova L.N., Korobeinik G.S.* Contribution of biogenic methane to ikaite formation in the Kara Sea: Evidence from the stable carbon isotope geochemistry / Eds R. Stein et al. // *Siberian River run-off in the Kara Sea. Proc. in Marine Science*. V. 6. Amsterdam: Elsevier, 2003. P. 349–374.
- Lein A.Yu., Makkaveev P.N., Savvichev A.S. et al.* Transformation of suspended particulate matter into sediment in the Kara Sea in September of 2011 // *Oceanology*. 2013. V. 53(5). P. 570–606.
- Logvina E., Krylov A.A., Taldenkova E. et al.* Mechanisms of Late Pleistocene authigenic Fe-Mn-carbonate formation at the Laptev Sea continental slope (Siberian Arctic) // *Arktos*. 2018. V. 4. P. 1–13.
- Rogov M., Ershova V., Gaina C., Vereshchagin O. et al.* Glendonites throughout the Phanerozoic // *Earth-Sci. Rev.* 2023. V. 241. P. 1–32.
- Ruban A., Rudmin M., Mazurov A. et al.* Cold-seep carbonates of the Laptev Sea continental slope: constraints from fluid sources and environment of formation // *Chemical Geology*. 2022. V. 610. P. 1–13.

NEW DATA ON THE STRUCTURE OF THE LAPTEV SEA FLANK OF THE GAKKEL RIDGE (ARCTIC OCEAN)

**D. V. Kaminsky¹, N. P. Chamov^{2,*}, D. M. Zhilin³, A. A. Krylov¹, I. A. Neevin⁴,
M. I. Bujakaite², K. E. Degtyarev², A. S. Dubensky², V. D. Kaminsky¹, E. A. Logvina¹,
O. I. Okina², P. B. Semenov¹, A. O. Kil¹, B. G. Pokrovsky², T. Yu. Tolmacheva⁴**

¹All-Russian Science Research Institute Okeangeologiya,
Angliysky prosp., 1, St. Petersburg, 190121 Russia

²Geological Institute, Russian Academy of Sciences,
Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia

³LLC "Hydro-Si", Beloostrovskaya str., 20, liter b, St. Petersburg, 197342 Russia

⁴Karpinsky All-Russian Science Research Geological Institute (VSEGEI),
Sredny prosp. V.O., 74, St. Petersburg, 199106 Russia

*e-mail: Nchamov@yandex.ru

The article provides new data on the structure of the Laptev Sea flank of the Gakkel Ridge. The intensive supply of clastic material from the shelf of the Laptev Sea leads to the development of a thick alluvial cone at the continental foot, which determines the structure of the bottom topography. In the northwestern direction, the influence of the fan decreases and tectonics becomes the main relief-forming factor. The bathymetric survey traced the asymmetrical rift valley of the Gakkel Ridge, the western side of which is complicated by terraces. The presence of fault structures, bottom subsidence and intensive sediment supply, and the widespread development of landslide processes indicate high neotectonic activity of the Laptev Sea flank of the Gakkel Ridge. For the first time in this region, numerous carbonate formations have been discovered, the authigenic cement of which is represented by magnesian calcite or aragonite with an admixture of terrigenous material. Palynological and micropaleontological analysis of carbonate formations indicates the Quaternary formation of authigenic carbonate cement. An important role in the formation of authigenic carbonates was played by diagenetic solutions coming from the sedimentary cover together with methane and products of oxidation of gases and organic matter. Authigenic carbonates were deposited mainly in isotopic equilibrium with bottom water at a temperature of about 0°C. The negative correlation between $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $\delta^{13}\text{C}$ indicates the presence of at least two different sources of carbonate-forming solutions.

Keywords: Gakkel Ridge, Arctic Ocean, fan, authigenic carbonates, aragonite, magnesian calcite, methane, isotope geochemistry

УДК 551

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПЕЛИТОВОГО КОМПОНЕНТА ДОННЫХ ОСАДКОВ ПРИУСТЬЕВЫХ УЧАСТКОВ СОВРЕМЕННЫХ КРУПНЫХ РЕК. НАСКОЛЬКО ОНИ УСТОЙЧИВЫ ВВЕРХ ПО ТЕЧЕНИЮ?

© 2024 г. А. В. Маслов^{a, *}, И. А. Немировская^{b, **}, В. П. Шевченко^{b, ***}

^aГеологический институт РАН,
Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

^bИнститут океанологии им. П.П. Шишова РАН,
Нахимовский просп., 36, Москва, 117997 Россия

*e-mail: amas2004@mail.ru

**e-mail: nemir44@mail.ru

***e-mail: vshevch@ocean.ru

Поступила в редакцию 12.01.2024 г.

После доработки 18.04.2024 г.

Принята к публикации 03.07.2024 г.

Проанализированы геохимические характеристики серых илов Волги, взвеси Лены и алевроито-во-пелитовой фракции донных отложений Янцзы (значения $(La/Yb)_N$ и Eu/Eu^* , содержание Th). Установлено, что практически во всех случаях указанные параметры нормированных к хондриту спектров лантаноидов и содержание Th оказываются сопоставимыми с их величинами, определенными для специальным образом (удаление нетерригенных носителей редкоземельных элементов — карбонатных минералов, оксигидроксидов Fe-Mn и органических компонентов) подготовленных пелитовых фракций донных осадков приустьевых участков названных крупных рек, и сохраняются таковыми на тысячи километров вверх от их дельт/устья. Зарегулированность стока Волги и Янцзы существенного значения на рассматриваемые параметры донных осадков не оказывает.

Ключевые слова: Волга, Лена, Янцзы, серые илы, взвесь, алевроито-пелитовая фракция донных отложений, геохимические характеристики, крупные реки

DOI: 10.31857/S0024497X24060032, **EDN:** WVPRDQ

Речной сток — один из основных источников поступления растворенного и твердого (взвешенного и влекомого) материала в океан [Лисицын, 1974; Гордеев, 1983, 2012 и др.; Martin, Whitfield, 1983; Potter, Hamblin, 2005; Viers et al., 2009; и др.]. В известной монографии А.П. Лисицына [1974] его доля оценена примерно в 75% от всего терригенного материала, аккумулируемого океаном, а 11 крупнейших рек мира несут в океан ~35% такого материала [Drake, 1976; Potter, 1978; Miall, 2006]. Изучению химического состава речных взвесей в настоящее время уделяется все больше внимания, в том числе в связи с анализом особенностей выветривания алюмосиликатных минералов суши в рамках создания долгосрочных моделей изменения климата [Ludwig et al., 1998; Dessert et al., 2003; Amiotte-Suchet et al., 2003; Gislason et al., 2006; Pokrovsky et al., 2012; Viers

et al., 2014; Krickov et al., 2020; и др.], для оценки качества воды, транзита и накопления загрязняющих веществ [Nriagu, 1988; Nriagu, Pacyna, 1988; Янин, 2002; Syvitski et al., 2005; Audry et al., 2006; Walling, 2006; Алексеевский, 2007; Магрицкий, 2010; Касимов, 2013; Ефимов, 2023; и др.] и решения целого ряда других фундаментальных проблем. Широкомасштабные исследования взвеси рек в последние десятилетия позволили лучше понять процессы рециклинга и роста континентальной коры [Taylor, McLennan, 1985; Goldstein, Jacobsen, 1988; Cawood et al., 2003; Condie et al., 2011; и др.], оценить скорость денудации континентов и основные факторы ее контролирующие [Walling, Fang, 2003; Syvitski et al., 2005], а также решить ряд других крупных задач.

Основную роль в формировании химического облика речных взвесей играют состав пород

и почв водосборов, а также их рельеф и климат [Страхов, 1954, 1960 и др.; Лисицын, 1974; Гордеев, 1983, 2012; Савенко, 2006; Гордеев, Лисицын, 2014]; в последние десятилетия заметный вклад вносит и хозяйственная деятельность человека [Borrelli et al., 2017; Chalov et al., 2018; и др.]. Характер и количество материала, переносимого реками, сильно зависят от особенностей выветривания на водосборах. При интенсивном физическом выветривании образуется большое количество переносимого рекой незрелого обломочного материала, состав и геохимические особенности которого в существенной степени сопоставимы с составом пород водосборов. При доминировании химического выветривания, на площадях водосборов формируются почвы и коры выветривания, выступающие источниками взвесей, которые по сравнению с верхней континентальной корой содержат больше Al, Fe и Ti, и обеднены Rb, K, Ba, Sr, Na, Ca и некоторыми другими элементами [Viers et al., 2009]. Разные элементы имеют и разную географическую изменчивость уровня концентрации во взвеси рек. Наиболее постоянны в этом отношении редкоземельные элементы (РЗЭ) и Th, коэффициенты вариации для которых составляют <20% [Гордеев, 1983].

Химический состав взвеси рек Мира рассматривался ранее рядом специалистов [Martin, Meybeck, 1979; Martin, Whitfield, 1983, Гордеев, 1983, 2012 и др.; Савенко и др., 2004; Савенко, 2006], а авторы работы [Viers et al., 2009], кроме того, создали своеобразные “моментальные снимки” потоков элементов для каждого континента. В недавней публикации на эту тему Ж. Байона с соавторами [Bayon et al., 2015] представлена информация о составе специальным образом обработанного (удаление нетерригенных носителей редкоземельных элементов – карбонатных минералов, оксигидроксидов Fe-Mn и органических компонентов) пелитового (<2 мкм) и алевритового (2–63 мкм) материала поверхностных донных осадков приустьевых частей более 50 современных рек четырех категорий. К первой из них принадлежат крупные реки (World's major rivers), т.е. реки с площадью водосборного бассейна >100000 км² (это определение совпадает с представлениями П. Поттера [Potter, 1978], одного из первых, кто обратился к проблеме крупных рек, и считавшего таковыми реки с длиной >1000 км и площадью водосбора >100000 км²). Ко второй категории относятся реки, дренирующие “смешанные/осадочные” образования (rivers draining “mixed/sedimentary” formations); площадь их водосбора <100000 км².

Третья категория включает реки, питающиеся продуктами размыва “магматических/метаморфических” террейнов (rivers draining “igneous/metamorphic” terranes), а четвертая – реки, дренирующие “вулканические” породы (rivers draining “volcanic” rocks).

На основе приведенной в работе [Bayon et al., 2015] информации нами построены диаграммы $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$ и $(La/Yb)_N - \epsilon_{Nd}(0)$ с полями состава пелитовой фракции донных осадков приустьевых участков современных рек указанных выше категорий (расчет значений $(La/Yb)_N$ и Eu/Eu^* выполнен в соответствии с подходом, описанным в монографии [Taylor, McLennan, 1985]; хондрит из указанной публикации использован для нормирования (“_N”). Эти диаграммы были впервые использованы при сопоставлении систематики РЗЭ и Th поверхностных донных осадков Каспийского моря и пелитовых фракций осадков приустьевых участков рек разных категорий [Маслов и др., 2017]. Позднее этот подход был применен при рассмотрении особенностей распределения РЗЭ и Th во взвешенном материале крупных рек Российской Арктики [Маслов, Шевченко, 2019], а также глинистых породах ряда других объектов широкого возрастного диапазона [Маслов, 2019, 2020а, 2020б, 2022; Маслов, Мельничук, 2023; Маслов, Подковыров, 2021а, 2021б, 2021в].

Сравнение положения на указанных и ряде других парных диаграмм положения точек состава пелитовых (<2 мкм) фракций донных осадков приустьевых участков рек (данные из работы [Bayon et al., 2015]) и точек состава взвешенных наносов тех же рек (Амазонка, Конго, Миссисипи, Нигер, Янцзы, Маккензи, Волга, Дунай, Меконг, Амударья, Северная Двина и Луара, все относятся к категории 1), аналитические данные для которых суммированы в монографии [Савенко, 2006], позволяет увидеть следующее. На диаграмме $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$ (рис. 1а) точки состава пелитовой фракции донных осадков приустьевых частей крупных современных рек, аналитические данные для которых получены по специально обработанным пробам [Bayon et al., 2015], образуют поле, описываемое значениями $7 < (La/Yb)_N < 20$ и $0.60 < Eu/Eu^* < 0.80$. В это поле попадают практически все (за исключением точки наносов Конго) фигуративные точки взвесей перечисленных выше рек, данные по которым систематизированы в работе [Савенко, 2006]. Близкую ситуацию можно наблюдать и на диаграмме $(La/Yb)_N - Th$ (см. рис. 1б). Здесь фигуративные точки пелитовых фракций

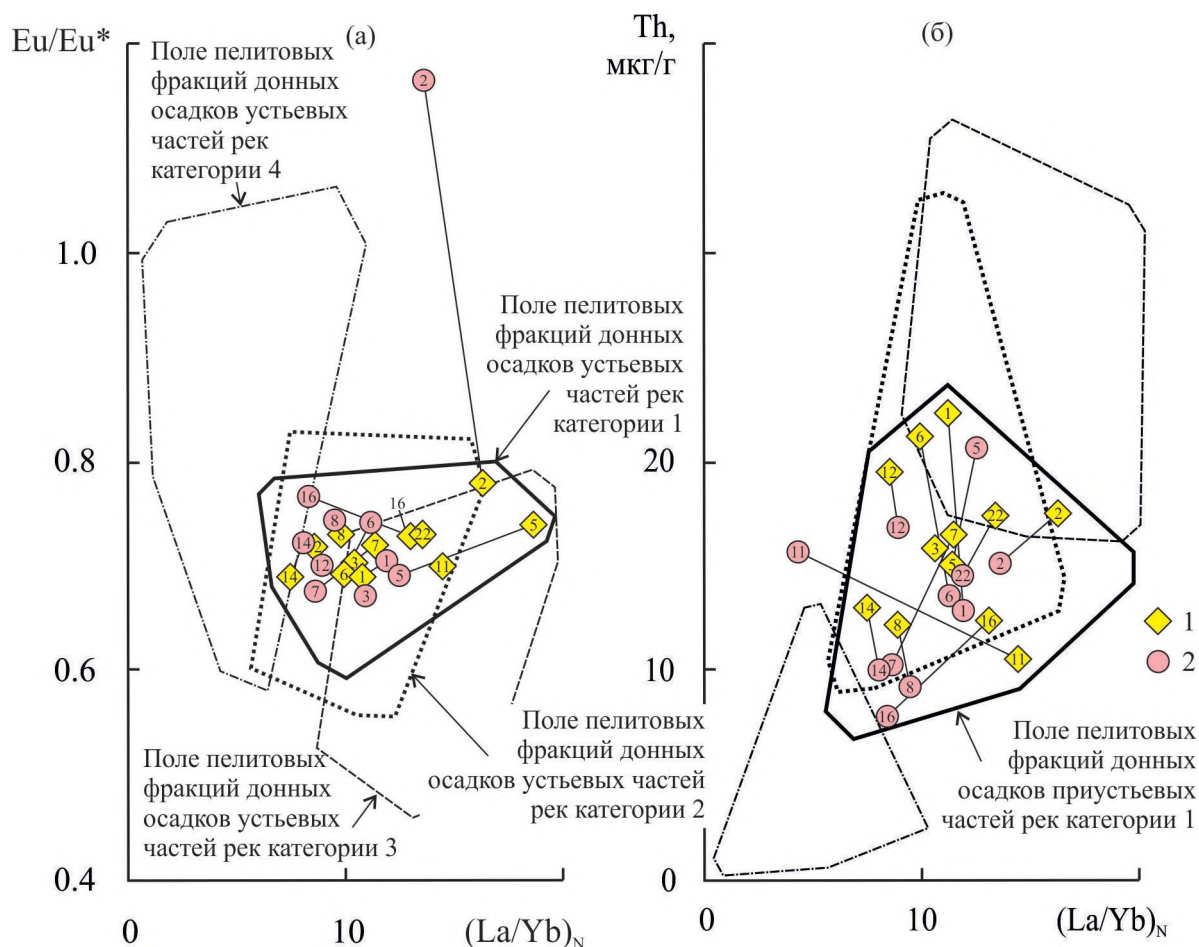


Рис. 1. Положение фигуративных точек пелитовой фракции донных осадков приустьевых частей и взвешенного материала ряда крупных современных рек (реки категорий 1) на диаграммах $(La/Yb)_N$ – Eu/Eu^* (а) и $(La/Yb)_N$ – Th (б). 1 – данные из работы [Bayon et al., 2015]; 2 – данные из монографии [Савенко, 2006].

Числами на рисунке показаны точки состава пелитовой фракции донных осадков и взвеси следующих рек (в соответствии с их номерами в публикации [Bayon et al., 2015]): 1 – Амазонка; 2 – Конго; 3 – Миссисипи; 5 – Нигер; 6 – Янцзы; 7 – Маккензи; 8 – Волга; 11 – Дунай; 12 – Меконг; 14 – Амударья; 16 – Северная Двина; 22 – Луара.

донных осадков приустьевых частей рек категории 1 образуют поле, описываемое значениями $7 < (La/Yb)_N < 20$ и $6 < Th < 23$. В этом же поле локализованы и практически все точки состава взвеси перечисленных рек, нанесенные на основе данных о содержании лантаноидов и Th, приведенных в монографии [Савенко, 2006]. Единственное исключение – взвесь Дуная. Очевидно, что фигуративные точки пелитовой фракции донных осадков приустьевых частей современных рек категории 1 и их взвеси локализованы на диаграммах $(La/Yb)_N$ – Eu/Eu^* и $(La/Yb)_N$ – Th в одном и том же поле состава тонкой алюмосиликокластики рек категории 1, хотя значения $(La/Yb)_N$ и Eu/Eu^* , как и содержания Th, для одной и той же реки заметно варьируют. Из сказанного следует, что использование данных о химическом составе валовых, специальным образом

не обработанных, проб речной взвеси, позволяет сделать достаточно корректные выводы относительно категорий рек, транспортирующих сейчас, и, вероятно, транспортировавших в геологическом прошлом, тонкую алюмосиликокластику в конечные водоемы стока [Маслов, 2024].

Рассчитанные по аналитическим данным, полученным для пелитовых или алевритовых фракций донных осадков, собранных в устьях рек (разрядка авторов), включая некоторые из крупнейших водных артерий (“...for a large number of sediments collected near the mouth of rivers worldwide, including some of the world’s major rivers”) [Bayon et al., 2015, p. 17], параметры нормированных на хондрит спектров распределения РЗЭ и ряд других геохимических характеристик (своеобразные геохимические метки разных

категорий рек) “распространяются” в итоге на всю реку. Однако, возникает вопрос — насколько далеко/высоко от устья/дельты той или иной реки (в том числе и в разной степени зарегулированных) названные характеристики сохраняются/прослеживаются?

В настоящей работе мы хотим найти ответ на этот вопрос или, так или иначе, подойти к нему на примере трех современных рек — Волги (почти полностью зарегулированной), Лены (практически незарегулированной, кроме водохранилища в верховьях Вилюя) и Янцзы (в существенной степени зарегулированной в среднем течении), относящимся к категории 1 (крупные реки) [Wuon et al., 2015]. Мы используем при этом аналитические данные, полученные разными авторами, в том числе и нами, для разных объектов (серые илы Волги, взвесь Лены и алевроитово-пелитовая фракция донных осадков Янцзы). При оценке результатов мы имеем в виду высказывание В.С. Савенко [2006, с. 79] о том, что “... расхождение средних содержаний р.з.э. в речных взвесах и глинистых сланцах не превышают 20–30%, т.е. совпадают в пределах доступной в настоящее время точности расчетов”. Если глинистые сланцы можно с определенной долей условности рассматривать как синоним термина “речная взвесь”, то что препятствует считать подобными в первом приближении друг другу и серые илы, и взвесь и алевроитово-пелитовые фракции донных осадков? Важно также помнить, что различить взвешенный и влекомый материал рек по механическому составу невозможно, так как частицы одного и того же размера могут принадлежать обоим типам наносов [Гордеев, 1983].

Мы отдаем себе отчет в том, что формирование химического состава речной взвеси обусловлено комплексом факторов [Лисицын, 1974, 1991, 2014; Гордеев, Лисицын, 1978; Martin, Meybeck, 1979; Гордеев, 1983, 2012; Савенко, 2006; Viers et al., 2009; Gaillardet et al., 2014]. Мы имеем в виду, что гранулометрический состав отложений и тяжелые минералы в них влияют на геохимические характеристики валовых проб, особенно на распределение РЗЭ [Garzanti et al., 2008, 2011 и др.]. Мы понимаем, что используем далее информацию по несколько разным объектам, хотя можно думать, что именно тонкая взвесь является основным компонентом алевроитово-пелитовых (<63 мкм) фракций речных донных осадков. Мы также заранее согласны с теми, кто посчитает, что общее количество использованных нами аналитических данных ничтожно, а в пределах одного поперечного профиля Волги в окрестностях Ярославля

или Саратова можно отобрать пробы серых илов с весьма широким разбросом основных параметров спектров распределения РЗЭ. Однако данная работа — первая попытка поиска ответа на обозначенный выше вопрос и детальное обсуждение отмеченных и подобных им “осложняющих моментов” не входило в полной мере в нашу задачу.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Волга и ее притоки

Площадь водосборного бассейна Волги составляет $1.36 \cdot 10^6$ км², длина — 3530 км. С учетом административной принадлежности ее бассейн подразделяется на Верхнюю, Среднюю и Нижнюю Волгу [Загрязняющие ..., 2017; и др.]. К Верхней Волге относится район от ее истоков до Горьковского водохранилища и бассейн Оки. Средняя Волга объединяет водосбор от Горьковского водохранилища до Куйбышевской ГЭС (в том числе Чебоксарское водохранилище и бассейн Камы). К Нижней Волге принадлежат Саратовское и Волгоградское водохранилища, Волго-Ахтубинская пойма и Волжская дельта. На Волге и ее притоках — Шексне и Каме — в конце 1950–1960 гг. построено и функционирует 12 водохранилищ (Иваньковское, Рыбинское, Куйбышевское, Саратовское, Шекснинское, Камское и др.).

Водосбор Верхней Волги сложен известняками, доломитами, мергелями, песчаниками, песками, алевролитами и глинами верхнего девона и карбона. В районе г. Рыбинска на левом берегу Волги обнажены пески и песчаники юры и мела, перекрытые моренными, флювио- и озерно-ледниковыми четвертичными отложениями (глины и суглинки, пески и супеси с гравием, гальками и валунами кристаллических пород и др.). В пределах Даниловской возвышенности, а также к югу от г. Кинешма распространены породы триаса. Известняки карбона играют заметную роль и на Средней Волге, однако наиболее широко здесь распространены красноцветные терригенные, часто с гипсами, породы перми, юрские и меловые глины, горючие сланцы, мел и опоки. В бассейне Нижней Волги развиты юрские и меловые осадочные породы, а также кайнозойские пески и песчаники, глины и супеси. Таким образом, источниками материала, слагающего донные отложения Волги и волжского каскада водохранилищ, выступают преимущественно осадочные породы фанерозоя [Геология ..., 1967; Геологическая ..., 1988; Объяснительная ..., 1996; Государственная ..., 1999, 2015; Волга ..., 2012]. По данным

В.В. Гордеева [1983], пелитовая фракция взвеси Волги почти на 90% представлена иллитом, хлоритом, смектитом и каолинитом. Это обусловлено близким положением их источников, в роли которых выступают глинистые и суглинистые почвы прилежащих к водохранилищам водосборов [Законнов и др., 2010; Законнов, 2016].

В основу настоящей публикации положены сведения о содержании РЗЭ в валовых пробах серого ила Волги и приустьевых частей Оки и Камы, отобранных И.А. Немировской [Немировская и др., 2017; Маслов и др., 2022] в экспедиции на НИС “Академик Топчиев” летом 2016 г. (табл. 1). К сожалению, содержание Th в пробах, определенное методом ICP-MS в ИГГ УрО РАН, оказалось заниженным и эти данные невозможно принимать во внимание. Серые илы вместе с песчанистыми их разновидностями занимают иногда более 60% площади дна волжских водохранилищ [Буторин и др., 1975; Законнов, 2007; Законнов и др., 2007]. По классификации [Безруков, Лисицын, 1960] это мелкоалевритовые и алевритово-глинистые илы.

Лена и ее притоки

Площадь водосборного бассейна Лены составляет $2.49 \cdot 10^6$ км², длина около 4300 км. Характеристика взвеси Лены и ряда ее крупных притоков (данных по геохимии донных отложений Лены в нашем распоряжении нет) в настоящей публикации основывается на аналитических данных (метод ICP-MS) из работ [Rachold et al., 1996; Rachold, 1999] (см. табл. 1). Пробы взвеси получены с использованием фильтров с размером пор 0.4 мкм во время экспедиций специалистов МГУ и Института полярных и морских исследований имени Альфреда Вегенера (Германия) в бассейне Лены в 1994 и 1995 гг. Пробы отобраны в среднем и нижнем течении Лены, в приустьевых частях Вилюя и Алдана, а также на ряде притоков Лены в районе г. Олекминск. Однако не для всех из них оказалось возможным найти в опубликованной литературе аналитическую информацию. Основными компонентами взвеси Лены являются кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз и иллит, к второстепенным принадлежат — смешанослойное образование типа иллит-смектит и амфибол [Rachold, 1999].

Течение Лены подразделяется на верхнее (выше устья Алдана), среднее (от устья Алдана до устья Витима) и нижнее (ниже устья Витима). Основная часть водосборного бассейна Лены приходится на Сибирскую платформу. Последняя граничит на юге с Байкальской

складчатой областью, на юго-востоке — с Охотско-Чукотским вулканогенным поясом, а на северо-востоке — с Верхояно-Колымской складчатой областью. Сибирская платформа сложена преимущественно карбонатными, карбонатно-терригенными и терригенными отложениями протерозоя, кембрия, юры и мела, а также четвертичными образованиями. На северо-западе водосборного бассейна находится Оленек-Вилюйское плоскогорье, в пределах которого распространены основные вулканы (траппы) перми и триаса. Находящееся на юго-востоке Алданское нагорье — область распространения архейско-протерозойских образований. Байкальская складчатая область является для Лены источником продуктов эрозии протерозойских гнейсов, кристаллических сланцев, кварцитов и мраморов. Геохимические особенности формирующихся здесь взвесей в той или иной мере могут быть оценены по среднему составу взвеси Чары. Из Верхояно-Колымской складчатой области в Лену поступает материал размыва терригенных толщ перми и карбона, а также вулканитов и гранитоидов триаса и юры [Rachold et al., 1996; Rachold, 1999]. Геохимические характеристики этого материала иллюстрирует средний состав взвеси правых притоков Лены — Джарджан и Мэнкэрэ [Rachold, 1999]. На территории водосборного бассейна Лены есть только Вилюйское водохранилище (образовано в 1965–1967 гг.) в верховьях Вилюя.

Как показано в работе [Rachold et al., 1996], характер распределения РЗЭ во взвеси Лены похож на распределение лантаноидов во взвеси других крупных рек, где наблюдается небольшое обогащение легкими РЗЭ и дефицит тяжелых РЗЭ. Основная причина сказанного — значительный размер водосборного бассейна Лены (известно, что, если последний достаточно велик, характер распределения РЗЭ во взвеси не отличается от распределения лантаноидов в верхней континентальной коре [Martin et al., 1976; Goldstein, Jacobsen, 1988]). Распределение РЗЭ во взвеси Алдана похоже на то, что присуще и взвеси Лены, так как геологическое строение его водосборного бассейна почти такое же, как и бассейна Лены. Для взвеси Вилюя характерна положительная Eu_{NASC} аномалия, что вызвано присутствием в его верховьях базальтовых туфов и траппов триаса [Rachold et al., 1996].

Янцзы и ее притоки

Площадь водосборного бассейна Янцзы составляет $1.80 \cdot 10^6$ км², длина — 6300 км. Водосбор

Таблица 1. Содержание некоторых редкоземельных элементов и Th, а также значения ряда индикаторных отношений в пробах серых илов Волги и ее притоков [Маслов и др., 2022], взвеси Лены и ее притоков [Rachold et al., 1996; Rachold, 1999] и алеритово-пелитовой фракции донных отложений Янцзы и ее притоков [He et al., 2014]

Компонент, отношение	Волга																			Притоки Волги			Лена
	Станция																			Притоки Волги			Лена
	7	14	15	16	17	18	20	26	28	37	41	44	46	53	55	65	82	ок-1	ок-2	39	1		
La, мкг/г	18.61	7.01	17.66	7.03	27.51	10.19	22.91	26.53	22.45	8.47	35.41	29.50	30.97	18.24	22.07	24.47	15.56	10.79	21.44	16.49	47.10		
Sm	3.56	1.32	3.27	1.32	5.45	2.06	5.03	5.72	4.54	1.67	6.74	6.10	7.13	3.83	4.58	5.00	3.25	2.06	4.19	4.98	6.94		
Eu	0.79	0.39	0.72	0.36	1.14	0.50	1.06	1.15	0.95	0.37	1.46	1.30	1.49	0.89	1.02	1.07	0.77	0.48	0.89	1.10	1.45		
Gd	3.27	1.34	2.96	1.23	4.80	1.86	4.22	4.81	3.95	1.50	5.90	5.21	6.12	3.53	4.10	4.37	2.91	1.89	3.75	4.44	6.58		
Yb	1.50	0.64	1.38	0.53	2.15	0.82	1.83	2.13	1.83	0.71	2.83	2.40	3.03	1.70	1.87	1.89	1.37	1.02	1.89	2.60	2.52		
Th	5.63	1.29	5.12	1.68	9.05	2.77	7.66	8.90	6.95	2.29	12.49	8.70	10.70	5.47	6.94	7.87	4.40	3.24	6.60	7.16	13.80		
(La/Yb) _N	8.37	7.44	8.66	8.94	8.64	8.37	8.48	8.42	8.30	8.02	8.46	8.31	6.90	7.26	7.96	8.75	7.68	7.15	7.67	4.29	12.63		
Eu/Eu*	0.71	0.89	0.71	0.87	0.68	0.77	0.70	0.67	0.69	0.71	0.71	0.70	0.69	0.74	0.72	0.70	0.76	0.74	0.69	0.71	0.66		
Компонент, отношение	Лена																			Притоки Лены			Янцзы
	Станция																			Притоки Лены			Янцзы
	2	4	7	8	10	11	12	13	14	15	16	17	21	L1	L2	L3	L4	L5	1	2	3		
La, мкг/г	53.00	43.90	41.70	44.40	43.30	43.70	42.30	43.70	29.10	43.70	42.50	48.00	43.30	51.00	33.00	30.00	38.00	32.00	25.49	39.62	38.55		
Sm	7.74	6.78	6.60	6.70	6.62	6.71	6.67	6.73	4.46	6.63	6.46	7.60	6.57	8.00	5.60	4.80	6.20	5.40	3.79	6.62	6.27		
Eu	1.6	1.48	1.50	1.53	1.47	1.52	1.53	1.49	1.15	1.51	1.48	1.74	1.57	1.80	1.50	1.50	1.90	1.60	0.75	1.35	1.27		
Gd	7.16	6.25	6.33	6.34	6.13	6.13	6.16	6.34	4.18	6.19	6.15	7.15	6.26	7.00	5.50	5.00	6.60	5.80	3.11	6.01	5.64		
Yb	2.46	2.45	2.84	2.75	2.71	2.48	2.86	2.66	1.66	2.40	2.43	2.73	2.33	2.00	2.00	2.00	2.80	2.40	1.69	3.61	3.22		
Th	14.4	13.70	12.9	13.00	12.20	11.50	12.40	12.00	7.10	11.50	11.50	12.80	11.80	14.00	9.30	8.30	12.40	11.20	9.74	12.66	11.77		
(La/Yb) _N	14.56	12.11	9.92	10.91	10.80	11.91	9.99	11.10	11.85	12.3	11.82	11.88	12.56	17.23	11.15	10.14	9.17	9.01	10.19	7.42	8.09		
Eu/Eu*	0.66	0.69	0.71	0.72	0.71	0.72	0.73	0.70	0.81	0.72	0.72	0.72	0.75	0.74	0.83	0.94	0.91	0.87	0.67	0.65	0.65		
Компонент, отношение	Янцзы																			Притоки Янцзы			Янцзы
	Станция																			Притоки Янцзы			Янцзы
	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	4a	8a	10a	15a		
La, мкг/г	37.22	41.38	48.82	39.23	73.90	45.95	68.01	50.23	27.10	34.53	51.09	56.45	41.03	40.01	50.30	103.11	70.35	87.02	56.35	35.28	43.85		
Sm	6.51	7.40	7.85	6.69	12.19	7.06	10.82	8.57	5.34	5.79	8.59	8.92	6.76	7.11	9.17	16.26	11.13	8.84	8.34	6.12	7.81		
Eu	1.45	1.64	1.74	1.57	2.87	1.48	2.31	1.65	1.07	1.23	1.76	1.62	1.43	1.45	1.93	2.67	1.99	1.85	1.43	1.19	1.56		
Gd	5.89	6.53	6.83	5.62	10.76	5.94	7.92	7.12	4.60	4.83	6.57	7.82	5.83	5.99	8.17	14.42	9.39	7.59	5.94	5.33	7.00		
Yb	2.92	3.26	3.73	2.82	6.62	3.08	4.62	4.11	2.59	1.94	3.68	4.71	3.13	3.21	3.64	9.84	5.35	3.74	3.94	2.71	3.63		
Th	7.19	8.12	8.39	10.32	22.49	10.31	24.38	15.81	7.24	8.72	17.72	19.15	10.44	10.36	9.72	31.31	19.97	12.4	16.1	10.05	11.14		
(La/Yb) _N	8.61	8.58	8.84	9.40	7.54	10.08	9.95	8.26	7.07	12.03	9.38	8.10	8.86	8.42	9.34	7.08	8.89	15.72	9.66	8.80	8.16		
Eu/Eu*	0.72	0.72	0.73	0.78	0.77	0.70	0.76	0.65	0.66	0.71	0.72	0.59	0.70	0.68	0.68	0.53	0.59	0.69	0.62	0.64	0.64		

подразделяется на несколько провинций: 1) северо-восток Тибетского нагорья; 2) горы Лунмэнь-Шаня; 3) бассейн/котловина Сычуань; 4) горы и межгорные понижения/территория “Трех ущелий”; 5) восточные низменности. Течение Янцзы можно разделить на верхнее (здесь распространены мезозойские карбонатно-терригенные отложения, а в Тибетском нагорье – орто- и параметаморфиты и карбонатные породы), среднее и нижнее (на этой территории присутствуют морские образования палеозоя, а также озерно-флювиальные четвертичные отложения, средние и кислые магматические породы и метаморфиты). Янцзы питается продуктами эрозии комплексов пород (карбонатные породы, песчаники, вулканиты и гнейсы) кратона Янцзы и блока Камдо, террейна Сунпан-Гарзе, орогенного пояса Циньлин-Даби и блока Катазия [He et al., 2013, 2014]. С 1988 г. на Янцзы на отрезке 1800–3400 км от устья построено 6 плотин/водохранилищ, в том числе крупнейшая в мире ГЭС “Три ущелья”.

Для исследования геохимических характеристик донных осадков Янцзы использована аналитическая информация (метод ICP-MS) по алевритово-пелитовым (<63 мкм) их фракциям [He et al., 2014] и составе таких же фракций ряда крупных притоков (см. табл. 1). Предварительно из проб были удалены карбонаты и органика. По представлениям названных авторов, основанным, в том числе и на данных о Sm-Nd систематике, большинство донных осадков Янцзы формируется из продуктов эрозии пород одноименного кратона, террейна Сонгпан-Гарзэ (Восточный Тибет), а также провинции Юньнань. Данные по геохимии взвеси Янцзы на всем ее протяжении нам, к сожалению, не известны.

Считается, что отложения Янцзы не обнаруживают какой-либо тенденции к изменению химического состава на всем ее протяжении [He et al., 2014]. По данным авторов указанной работы, алевритово-пелитовые их фракции имеют при нормировании на хондрит сходный тип распределения РЗЭ, что можно рассматривать как отсутствие влияния определенного притока/источника. В целом во фракции <63 мкм связь между размерностью материала и содержанием РЗЭ выражена слабо. Высокозарядные элементы, а также РЗЭ демонстрируют некоторую зависимость от содержания тяжелых минералов, интенсивности химического выветривания и состава источников кластики [He et al., 2015].

ОБСУЖДЕНИЕ ФАКТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА

Волга и ее притоки

В работе [Bayon et al., 2015], как и во всех других, подобного рода публикациях, Волга отнесена к категории крупных рек (реки категории 1). На диаграмме $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$ с полями состава пелитовых фракций донных осадков приустьевых частей различных категорий современных рек подавляющее количество фигуративных точек проб серых илов, отобранных от дельты Волги до Рыбинского водохранилища (рис. 2а) расположено в области перекрытия полей пелитовых фракций донных осадков приустьевых частей рек категорий 1 и 2 (см. рис. 2б). В этой же области находится точка речной взвеси Волги ($La - 32.1$, $Sm - 5.70$, $Eu - 1.29$, $Gd - 4.96$, $Yb - 2.29$ мкг/г), положение которой показано по данным [Савенко и др., 2004; Савенко, 2006]. Напротив, точка пелитовой фракции (<2 мкм) донных осадков эстуария (именно так в оригинале) Волги, состав которой приведен в публикации [Bayon et al., 2015] ($La - 35.9$, $Sm - 6.08$, $Eu - 1.35$, $Gd - 5.33$, $Yb - 2.71$ мкг/г), расположена вне указанной области. Обладая достаточно низкой величиной Eu/Eu^* , она локализована у нижней границы поля пелитовых фракций донных осадков приустьевых частей рек категории 2 (реки, с площадью водосборов <100000 км², питающиеся продуктами размыва преимущественно осадочных образований). Напомним, что перекрытие двух указанных полей на диаграмме $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$ составляет ~80%. Вне обоих полей на данном графике расположены только две точки состава серых илов Волги, отобранных на станциях 14 (ниже г. Кострома) и 16 (ниже пос. Плес). Обладая значениями Eu аномалии 0.89 и 0.87, эти точки локализованы в поле пелитовых фракций донных осадков приустьевых частей современных рек категории 4 (реки, питающиеся продуктами размыва вулканических областей). Возможно, это предполагает участие в составе указанных проб такого материала или является артефактом. Если исключить их из рассмотрения характера вариаций состава проб серых илов, отобранных от нижнего течения реки до Верхней Волги, то окажется, что каких-либо существенных изменений геохимических характеристик указанного типа осадков на протяжении нескольких тысяч километров не наблюдается. Среднее значение $(La/Yb)_N$ (n, число проанализированных проб, равно 17) для серых илов Волги составляет 8.17 ± 0.56 (в генеральной пробе глин Русской платформы, RPSC [Мигдисов и др., 1994], $(La/Yb)_N = 9.28$), а значение Eu/Eu^* среднее

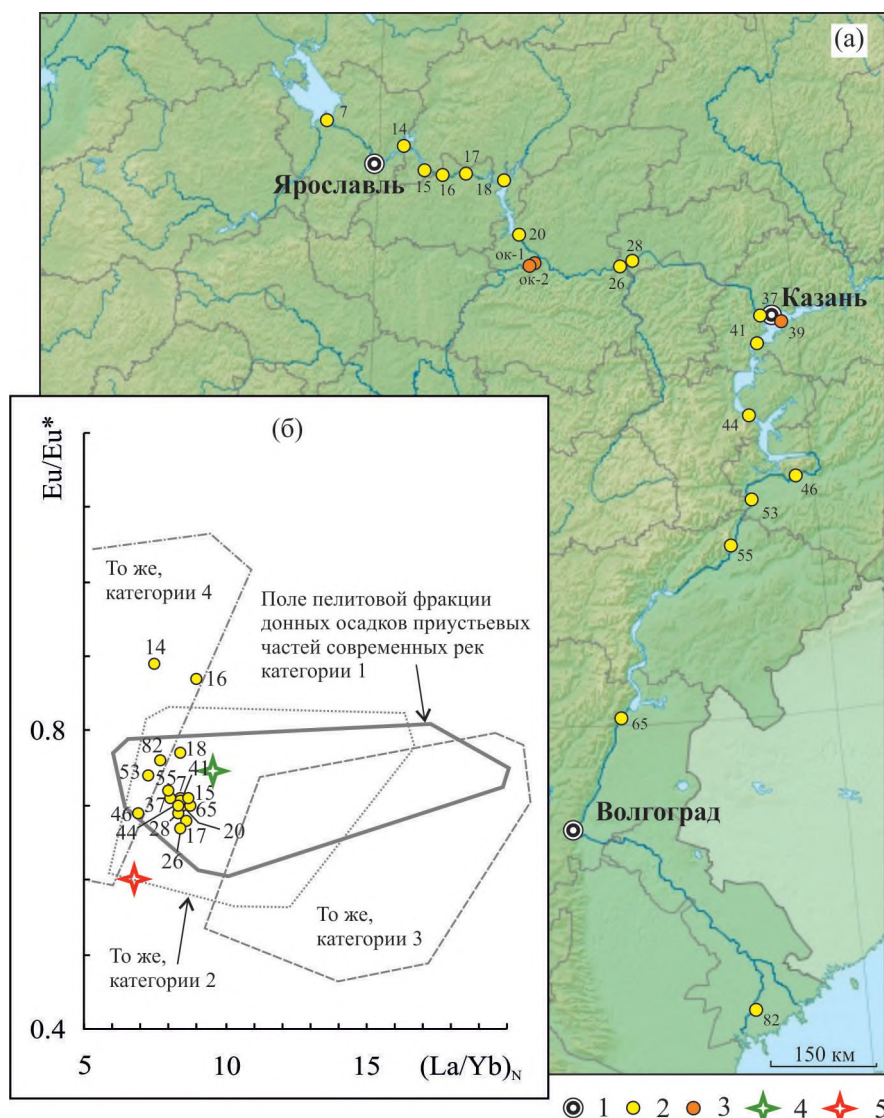


Рис. 2. Положение станций отбора проб серых илов Волги (а) и локализация их фигуративных точек на диаграмме $(La/Yb)_N$ – Eu/Eu^* (б). Географическая основа по https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/b/b8/European_Russia_laea_location_map_%28Crimea_disputed%29.jpg.

Расположение станций отбора проб, по [Маслов и др., 2022]: 7 – пос. Каменники (Рыбинское водохранилище); 14 – ниже г. Кострома; 15 – г. Волгореченск; 16 – ниже пос. Плес; 17 – ниже г. Кинешма; 18 – г. Юрьевец; 20 – ниже г. Чкаловск (все – Горьковское водохранилище); ок-1 и ок-2 – пробы из приустьевой части Оки; 26 – Сура; 28 – Ветлуга (все – Чебоксарское водохранилище); 37 – г. Казань; 39 – Кама против д. Атабаево; 41 – против с. Кременки; 44 – против устья Бол. Черемшана; 46 – против устья Усы (все – Куйбышевское водохранилище); 53 – разлив у пос. Приволжье; 55 – устье Мал. Иргиза (все – Саратовское водохранилище); 65 – г. Камышин (Волгоградское водохранилище); 82 – ниже г. Астрахани (незарегулированная Волга).

1 – населенные пункты; 2 – станции отбора (на карте) и фигуративные точки (на графике) проб серых илов собственно Волги; 3 – то же, проб серых илов притоков Волги; 4 – средний состав взвеси Волги, по [Савенко, 2006]; 5 – состав пелитовой фракции донных осадков эстуария Волги, по [Bayon et al., 2015].

равно 0.73 ± 0.06 ($RPSC = 0.70$). Величина отношения $(La/Yb)_{N_{\text{максимум}}}/(La/Yb)_{N_{\text{минимум}}}$ (пробы, отобранные соответственно на станциях 65 и 46) для всей выборки составляет 1.27, а значение $Eu/Eu^*_{\text{минимум}}/Eu/Eu^*_{\text{максимум}}$ (пробы, отобранные на станциях 18 и 26) равно 1.15. Это показывает,

что геохимические характеристики серых илов Волги от дельты до окрестностей г. Ярославля отражают аналогичные характеристики доминирующих на ее водосборе осадочных пород фанерозоя, несмотря, а, может быть, и благодаря существенной зарегулированности реки.

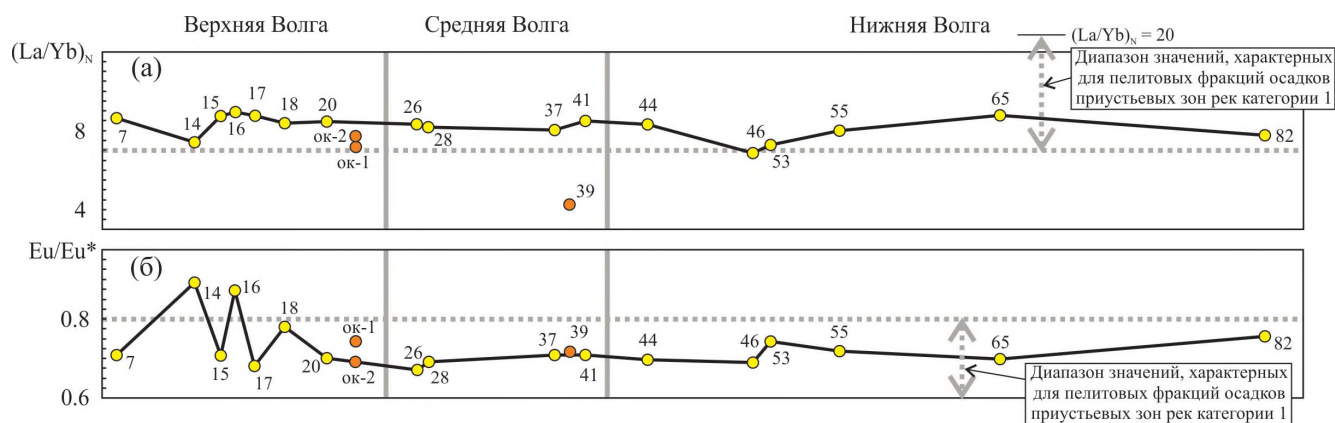


Рис. 3. Вариации величин $(La/Yb)_N$ (а) и Eu/Eu^* (б) в серых илах Волги от ее дельты до Рыбинского водохранилища. Условные обозначения см. рис. 2. Масштаб вертикальных осей рис. 3, 5 и 7 одинаков. Положение станций отбора проб на горизонтальных осях примерно соответствует таковому на рис. 2, 4 и 6.

Вверх по течению Волги значения $(La/Yb)_N$ и Eu/Eu^* в серых илах от устья и примерно до окрестностей г. Чкаловска, т.е. на протяжении всей Нижней и Средней Волги, остаются достаточно сопоставимыми (рис. 3). Серые илы нижнего течения крупных притоков Волги — Оки и Камы — отличаются от волжских серых илов несколько или существенно пониженными величинами $(La/Yb)_N$, но это не оказывает заметного влияния на распределение РЗЭ в пробах, отобранных ниже мест их впадения. Значения Eu/Eu^* в серых илах притоков и Волги либо сопоставимы, либо несколько ниже (проба ок-2). Вариации параметра $(La/Yb)_N$ в серых илах Верхней Волги принципиально не отличаются от тех, что мы видим ниже по течению. Напротив, значения Eu/Eu^* испытывают здесь существенные колебания.

Все вместе это показывает, что величины $(La/Yb)_N$ и Eu/Eu^* в серых илах Волги соответствуют их значениям в пелитовых фракциях донных осадков приустьевых частей рек категории 1, по крайней мере, от дельты до района г. Юрьевец, т.е. на протяжении ~64% от общей длины этой водной артерии. Зарегулированность стока Волги какого-либо влияния на величины указанных параметров нормированных на хондрит спектров РЗЭ в серых илах не оказывает. Таким образом, можно предположить, что наиболее важными факторами контроля распределения лантаноидов выступают не только громадная площадь водосборного бассейна, но и доминирование на его территории осадочных пород.

Лена и ее притоки

Аналитические данные для различных фракций донных осадков приустьевой части Лены в публикации [Bayon et al., 2015] отсутствуют, но, очевидно, что, исходя из площади водосборного бассейна ($2.49 \cdot 10^6$ км²), Лена, также как и Волга, принадлежит к категории крупных рек (реки категории 1). На диаграмме $(La/Yb)_N$ — Eu/Eu^* практически все фигуративные точки взвеси среднего и нижнего течения Лены расположены в области перекрытия полей пелитовых фракций донных осадков приустьевых частей современных рек категорий 1 и 2 (рис. 4а, б). Только точка взвеси, отобранной на ст. 14 (несколько выше с. Кюсюр), локализована в поле пелитовой фракции донных осадков современных рек категории 2 (реки, питающиеся продуктами размыва в основном осадочных образований), а точка взвеси со ст. 2 (несколько выше устья Алдана) — на границе полей 1, 2 и 3. В указанной области перекрытия находится и точка речной взвеси Лены (La — 44.00, Sm — 6.60, Eu — 1.60, Gd — 6.40, Yb — 2.40 мкг/г), показанная по данным [Rachold, 1999; Савенко, 2006]. Каких-либо заметных изменений характеристик нормированных на хондрит спектров распределения РЗЭ во взвеси Лены, отобранных в экспедиции 1994 г. в ее среднем и нижнем течении, на протяжении порядка 1600 км вверх от дельты не наблюдается. Среднее значение $(La/Yb)_N$ ($n = 14$) для взвеси Лены равно 11.74 ± 1.19 (в среднем постархейском австралийском глинистом сланце, PAAS [Taylor, McLennan, 1985], этот параметр составляет 9.15), а значение Eu/Eu^* среднее — 0.72 ± 0.04 (в PAAS — 0.65), что почти в точности равно

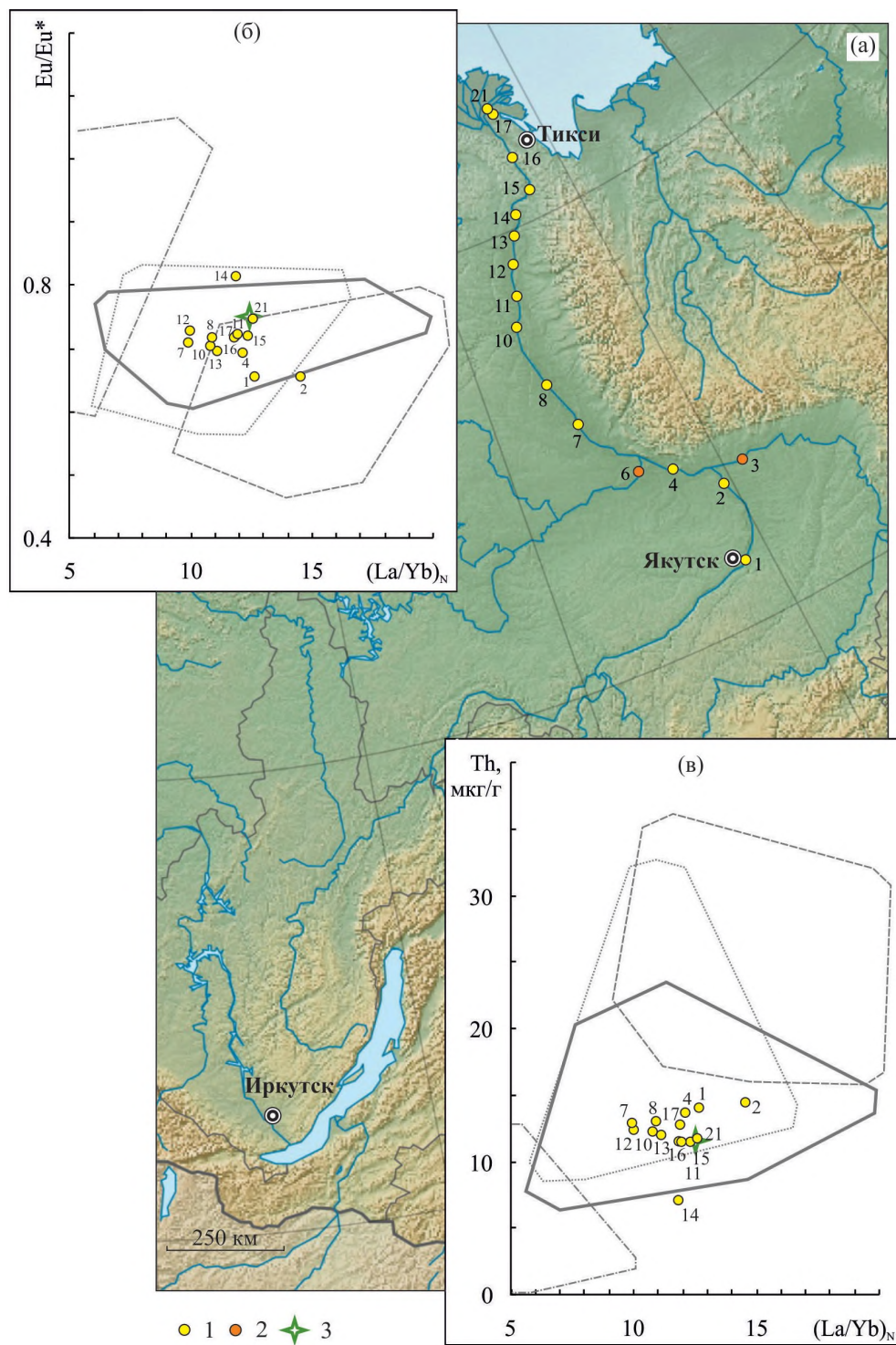


Рис. 4. Положение станций отбора проб взвеси Лены и ее притоков (а) и локализация их точек состава на диаграммах $(La/Yb)_N$ – Eu/Eu^* (б) и $(La/Yb)_N$ – Th (в). Географическая основа по https://ru.wikipedia.org/wiki/%D0%9B%D0%B5%D0%BD%D0%B0#/media/%D0%A4%D0%B0%D0%B9%D0%BB:Relief_Map_of_Siberian_Federal_District.jpg.

Места отбора проб, по [Rachold et al., 1996]: 1 – район г. Якутска; 2 – выше устья Алдана; 3 – приустьевая часть Алдана; 4 – несколько выше пгт Сангар; 6 – приустьевая часть Вилюя; 7, 8 – между устьем Вилюя и с. Жиганск; 10, 11, 12, 13 и 14 – между с. Жиганск и с. Кюсюр; 15 и 16 – между с. Кюсюр и дельтой Лены; 17 – Быковская протока; 21 – Трофимовская протока.

1 – станции отбора (на карте) и фигуративные точки (на графике) проб взвеси собственно Лены; 2 – то же, проб взвеси притоков Лены; 3 – средний состав взвеси Лены, по [Савенко, 2006]. Остальные условные обозначения см. рис. 2.

величине данного параметра в серых илах Волги. Величина $(La/Yb)_{\text{максимум}}/(La/Yb)_{\text{минимум}}$ (пробы, отобранные на станциях 2 и 7) для указанной выборки составляет 1.47, а значение отношения $Eu/Eu^*_{\text{минимум}}/Eu/Eu^*_{\text{максимум}}$ (пробы, отобранные соответственно на станциях 14 и 1) равно 1.23. Это предполагает, что характеристики РЗЭ взвеси Лены от ее дельты и до г. Якутска остаются примерно постоянными и близки к аналогичным характеристикам преобладающих на ее водосборе в среднем и нижнем течении осадочных пород. Отсутствие, в отличие от Волги, здесь искусственных водоемов/ловушек осадочного материала, никак на этом не сказывается.

Не оказывает существенного влияния на параметры нормированных на хондрит спектров распределения РЗЭ (особенно на величину Eu/Eu^*) во взвеси Лены и несколько иной, обусловленный присутствием в верховьях Вилюя траппов основного состава, спектр РЗЭ во взвеси этого крупного ее притока. Рассчитанные для взвеси Вилюя (проба L3), по данным публикации [Rachold, 1999], значения $(La/Yb)_N$ и Eu/Eu^* составляют 10.14 и 0.94. По данным, приведенным в работе [Rachold et al., 1996], для взвеси ст. 6 ($La - 29.40$, $Sm - 4.83$, $Eu - 1.26$, $Gd - 4.32$, $Yb - 1.92$ мкг/г), расположенной в приустьевой части Вилюя, величины $(La/Yb)_N$ и Eu/Eu^* равны 10.35 и 0.84. Взвесь, отобранная на ст. 4 (Лена выше устья Вилюя, но ниже устья Алдана), характеризуется величинами этих параметров соответственно 12.11 и 0.69, взвесь на ст. 2 (Лена выше устья Алдана) — 14.56 и 0.66, а взвесь, отобранная на станциях 7, 8 и 10 (Лена ниже устья Вилюя) — 9.92 и 0.71, 10.91 и 0.72, 10.80 и 0.71. В пробе взвеси, отобранной в приустьевой части Алдана на ст. 3, содержание $La - 35.00$, $Sm - 5.92$, $Eu - 1.24$, $Gd - 5.44$ и $Yb - 2.32$ мкг/г [Rachold et al., 1996]. Рассчитанные нами для нее значения $(La/Yb)_N$ и Eu/Eu^* составляют 10.19 и 0.67. В более поздней публикации [Rachold, 1999] средний состав взвеси Алдана (проба L2, см. табл. 1) несколько иной, соответственно значения $(La/Yb)_N$ и Eu/Eu^* для нее составляют 11.15 и 0.83.

На диаграмме $(La/Yb)_N - Th$ все точки состава взвеси среднего и нижнего течения Лены, за исключением пробы, отобранной на ст. 14, сосредоточены в области перекрытия полей пелитовых фракций донных осадков приустьевых частей современных рек категорий 1 и 2 (см. рис. 4в). Здесь же расположена и точка речной взвеси Лены (содержание $Th - 11.70$ мкг/г), показанная по данным [Rachold, 1999; Савенко, 2006]. Среднее содержание Th в анализируемой

нами выборке проб взвеси ($n = 14$) составляет 12.19 ± 1.73 мкг/г (в PAAS содержание $Th - 14.6$ мкг/г [Taylor, McLennan, 1985]). Величина $Th_{\text{максимум}}/Th_{\text{минимум}}$ (пробы, отобранные соответственно на станциях 2 и 14) равна 2.05. Если же исключить из расчета данные для взвеси ст. 14, то это отношение уменьшится до 1.25. Таким образом, и содержание Th в ленской взвеси достаточно постоянное как в низах среднего, так и в нижнем течении. Следовательно, геохимические характеристики взвеси в дельте Лены не претерпевают, как и можно было предполагать, исходя из гомогенизации/усреднения состава аккумулируемого рекой с громадного водосбора материала, каких-либо заметных вариаций, как минимум, от дельты до среднего и низов верхнего течения. Важную роль в этом играет и преобладание здесь, как и в случае Волги, в составе размывающихся образований осадочных пород.

В публикации [Rachold, 1999] проанализирована эволюция свойственных взвеси Лены значений U/Al и Th/Al от дельты до впадения в нее Чары (рис. 5а). Выбор указанных элементов обусловлен тем, что они чувствительны к разным геологическим процессам [Condie et al., 1995]. Уран в достаточной степени подвижен при выветривании и характеризуется в речной воде заметными концентрациями, торий — один из наименее подвижных элементов при выветривании. Для взвеси Верхней Лены и Чары характерны самые высокие значения U/Al и Th/Al , что отражает вклад продуктов эрозии комплексов пород Байкальской складчатой области и Монголо-Охотского пояса. Ниже устья Алдана, питающегося продуктами выветривания в т.ч. и архейско-нижепротерозойских комплексов Алданского щита, во взвеси Лены наблюдается снижение U/Al , тогда как Th/Al не меняется. Ниже устья Вилюя происходит ощутимое снижение и U/Al , и Th/Al . Все сказанное позволяет сделать вывод, что описанные вариации состава взвеси обусловлены, главным образом, различным составом аккумулируемых притоками Лены продуктов эрозии водосборов [Rachold, 1999].

Вариации величины $(La/Yb)_N$ во взвеси Лены в заметной степени повторяют те, что характерны для отношений U/Al и Th/Al (см. рис. 5б). Для Верхней Лены это достаточно высокие, хотя и варьирующие (12.63–17.23), значения. После впадения Алдана, взвесь которого характеризуется величинами $(La/Yb)_N$ 10.19–11.15, рассматриваемый параметр начинает снижаться, достигая 9.92 после впадения Вилюя (во взвеси последнего $(La/Yb)_N = 10.14 - 10.35$). Аналогичную ситуацию

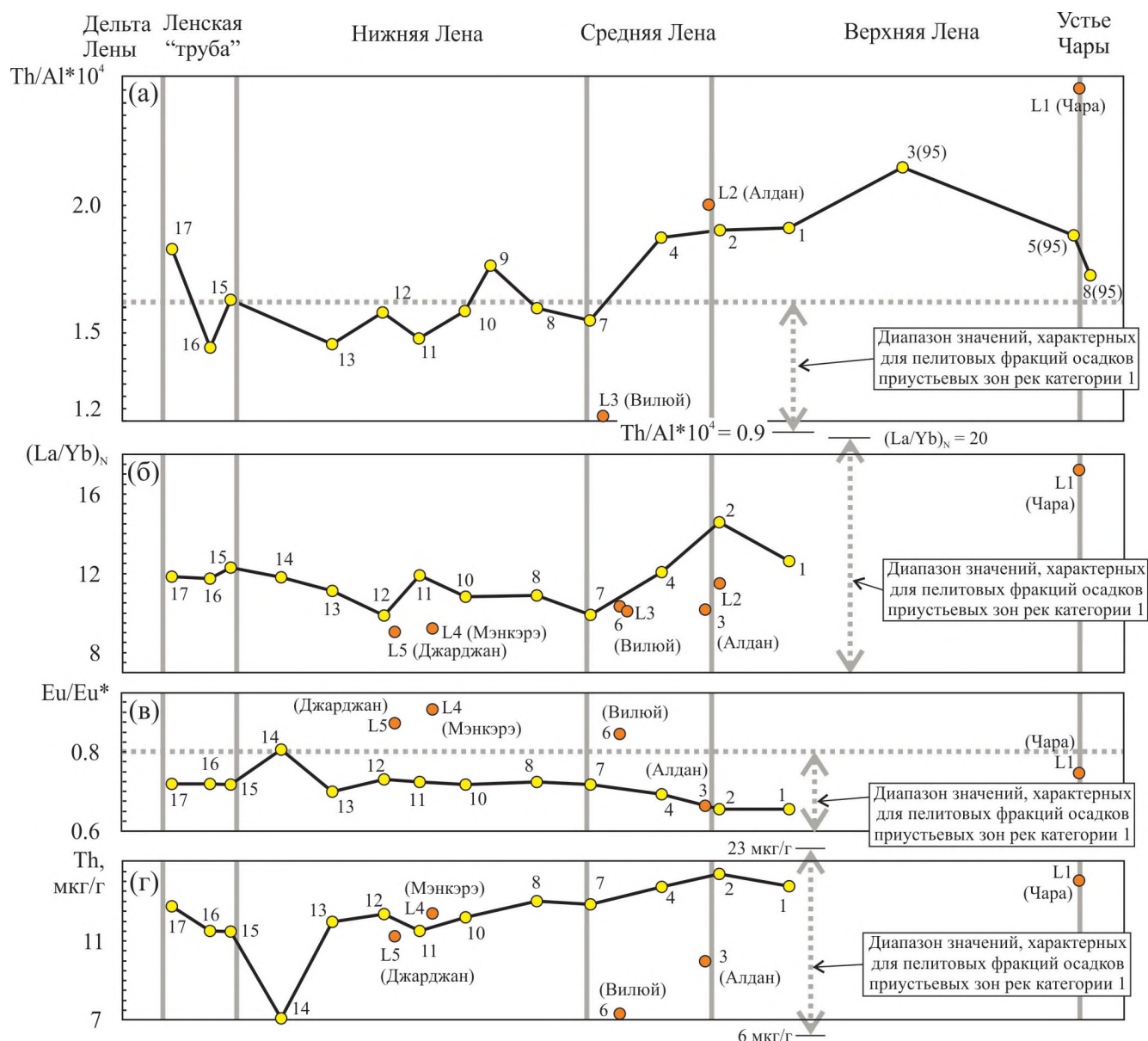


Рис. 5. Вариации индикаторных геохимических параметров во взвеси р. Лены и ряда ее притоков от дельты до бассейна р. Чары.

а – $Th/Al \cdot 10^4$ по [Rachold, 1999], с изменениями; б – $(La/Yb)_N$; в – Eu/Eu^* ; г – содержание Th . Данные для станций L1, L2, L3, L4 – по [Rachold, 1999].

Пределы значений $Th/Al \cdot 10^4$ для пелитовой фракции донных осадков приустьевых частей рек категории 1 рассчитаны по данным из работы [Bayon et al., 2015].

Условные обозначения см. рис. 4.

мы видим и ниже впадения в Лену правых притоков (Мэнкэрэ и Джарджан), но распространяется здесь влияние взвеси с относительно низкими (9.01–9.17) значениями $(La/Yb)_N$ на не слишком большое расстояние. Уже во взвеси со ст. 13 величина $(La/Yb)_N$ примерно такая же, как и во взвеси, отобранной выше впадения названных притоков на ст. 10 (соответственно 11.10 и 10.80). В целом же от дельты Лены до Чары величина

рассматриваемого параметра отвечает его значениям, свойственным пелитовым фракциям донных осадков приустьевых частей крупных рек/рек категории 1.

Величина Eu аномалии во взвеси Лены практически на всем расстоянии от дельты до бассейна Чары имеет значения, характерные для пелитовых фракций донных осадков приустьевых частей

современных рек категории 1 (см. рис. 5в). Взвешенный материал Вилюя, Мэнкэрэ, Джарджан, как и, по-видимому, других притоков, имеющий более низкие, чем взвесь Лены, значения Eu/Eu^* , существенного влияния на изменение данного параметра, как мы можем видеть, не оказывает, хотя в случае с взвесью ст. 14 это и не совсем так.

Содержание Th в ленской взвеси и взвеси ее притоков хотя и заметно варьирует, но в принципе, как мы уже видели выше (см. рис. 4), не выходит за диапазон величин, характерных для пелитовой фракции донных осадков приустьевых частей современных крупных рек (см. рис. 5г). Некоторое исключение и здесь — взвесь, отобранная на ст. 14. Исходя из свойственных ей довольно низкого значения Eu/Eu^* и низкого содержания Th, можно предполагать, что в ее составе присутствует определенная доля продуктов размыва магматических пород основного состава. Однако величина $(La/Yb)_N$ для данной пробы такая же, как и в пробах, не обладающих спецификой по значениям Eu/Eu^* и содержанию Th.

Следовательно, от дельты Лены и до, как минимум, бассейна Чары, т.е. на протяжении почти 2400 км (это ~55% от общей длины реки), параметры $(La/Yb)_N$ и Eu/Eu^* , а также содержание Th в ленской взвеси остаются в рамках значений, свойственных пелитовым фракциям донных осадков приустьевых частей современных рек категории 1. Наиболее важными факторами этого, несомненно, являются громадная площадь водосбора и преобладание в его пределах, по крайней мере, в среднем и нижнем течении, осадочных образований. В верхнем течении Лены, где роль осадочных пород на водосборах заметно меньше, ситуация может быть иной, но, как показывает пример Чары, по всей видимости, и это не является критичным.

Янцзы и ее притоки

Средняя величина $(La/Yb)_N$ для всей выборки алевритово-пелитовой фракции ($n = 20$) донных осадков Янцзы (рис. 6а), рассчитанная нами по данным работы [He et al., 2014], равна 8.81 ± 1.20 , а среднее значение Eu/Eu^* по тем же данным составляет 0.68 ± 0.06 , что достаточно сопоставимо с указанными параметрами нормированных на хондрит спектров распределения РЗЭ в серых илах Волги. В то же время 5 из 20 фигуративных точек алевритово-пелитовой фракции донных отложений Янцзы расположены вне поля пелитовых фракций донных осадков приустьевых частей современных рек категории 1, хотя 4 из них все же находятся в поле таких

фракций рек, дренирующих преимущественно осадочные образования/реки категории 2 (см. рис. 6б). Средние точки состава взвеси Янцзы, по данным публикаций [Gaillardet et al., 1999; Савенко, 2006], а также пелитовой фракции донных осадков приустьевой части реки [Bayon et al., 2015] находятся на диаграмме $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$ в области перекрытия таковых полей рек категорий 1 и 2. Величина $(La/Yb)_{N_{\text{максимум}}}/(La/Yb)_{N_{\text{минимум}}}$ (пробы, отобранные соответственно на станциях 13 и 12, т.е. практически рядом!) для рассматриваемой выборки составляет 1.70, а значение $Eu/Eu^*_{\text{минимум}}/Eu/Eu^*_{\text{максимум}}$ (пробы, отобранные на станциях 7 и 19) равно 1.47. Таким образом, разброс значений и $(La/Yb)_N$ и Eu/Eu^* в алевритово-пелитовой фракции донных отложений Янцзы несколько выше, чем в серых илах Волги, а также взвеси Лены.

При относительной сопоставимости (за исключением, быть может, участка между станциями 12 и 13) параметра $(La/Yb)_N$ в алевритово-пелитовой фракции, величина отрицательной Eu аномалии вверх от устья Янцзы вначале растет (т.е. ее абсолютная величина снижается), потом на весьма протяженном отрезке заметно варьирует, затем достигает минимума (ст. 7), после чего вновь испытывает колебания. В итоге проба, отобранная в верховьях Янцзы (ст. 1), обладает примерно таким же значением Eu/Eu^* (0.67), как и пробы станций 12, 17 и 18 (0.66, 0.68 и 0.68), располагавшихся в среднем и нижнем течении.

На графике $(La/Yb)_N - Th$ фигуративные точки алевритово-пелитовой фракции донных отложений Янцзы со станций 8, 10 и 19 находятся вне области перекрытия полей пелитовой фракции донных осадков приустьевых частей современных рек категорий 1 и 2 (см. рис. 6в). При этом точки состава указанной фракции со ст. 8 и 19 расположены и вне поля пелитовой фракции донных осадков приустьевых частей рек категории 2.

От устья Янцзы (ст. 20) и до ее верховьев (ст. 1) величина $(La/Yb)_N$ в алевритово-пелитовой фракции ее донных осадков остается в пределах значений, характерных для пелитовой фракции донных осадков приустьевых частей рек категории 1 (рис. 7а). Большинство притоков Янцзы обладают либо довольно близкими величинами данного параметра, либо транспортируемый ими материал не оказывает какого-либо заметного влияния на донные отложения Янцзы (см. ситуацию с пробами, отобранными на станциях 4, 4а, 5 и 6) в силу существенно большего их объема.

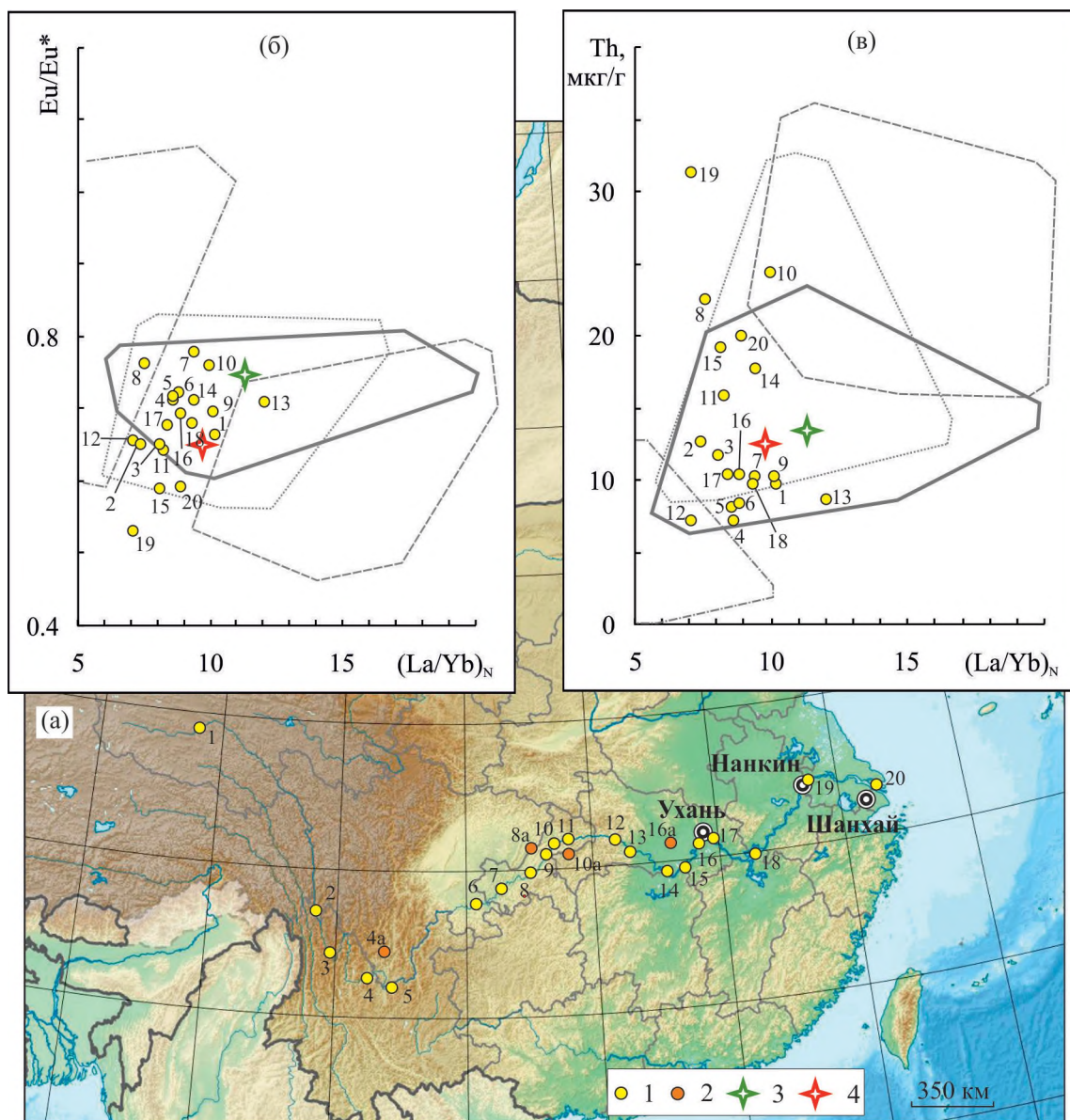


Рис. 6. Положение станций отбора проб алевритово-пелитовой фракции взеси Янцзы и ее притоков (а) и локализация их точек на диаграммах $(La/Yb)_N$ – Eu/Eu^* (б) и $(La/Yb)_N$ – Th (в). Географическая основа по <https://commons.wikimedia.org/w/index.php?curid=9638893>.

Места отбора проб донных осадков, по [He et al., 2015]: 1 – Туотуохе; 2 – Цзиньшацзян; 3 – Сигу; 4 – Паньчжихуа 1; 4а – нижнее течение Ялунцзян; 5 – Паньчжихуа 2; 6 – Ибинь 1; 7 – Ибинь 2; 8 – Чунцин 1; 8а – нижнее течение Цзялинцзян; 9 – Чунцин 2; 10 – Фулин 1; 10а – нижнее течение Уцзян; 11 – Фулин 2; 12 – Бадонг; 13 – Ичан; 14 – Юэян 1; 15 – Юэян 2; 16 – Ухань 1; 16а – нижнее течение Ханганг; 17 – Ухань 2; 18 – Хукоу; 19 – Нанкин; 20 – остров Чансин. 1 – станции отбора (на карте) и фигуративные точки (на графике) проб алевритово-пелитовой фракции взеси собственно Янцзы; 2 – то же, проб алевритово-пелитовой фракции взеси притоков Янцзы; 3 – средний состав взеси Янцзы, по [Савенко, 2006]; 4 – состав пелитовой фракции донных осадков приустьевой части Янцзы, по [Bayon et al., 2015].

Остальные условные обозначения см. рис. 2.

Значения Eu/Eu^* в алевритово-пелитовой фракции донных отложений Янцзы от ст. 1 до ст. 7 понемногу растут, а от ст. 8 и до устья – снижаются (см. рис. 7б), но в целом, за исключением ст. 19, остаются в интервале величин

рассматриваемого параметра, характерных для пелитовой фракции донных осадков приустьевых частей современных рек категории 1. Алевритово-пелитовая фракция донных отложений притоков Янцзы с несколько иными величинами Eu/Eu^*

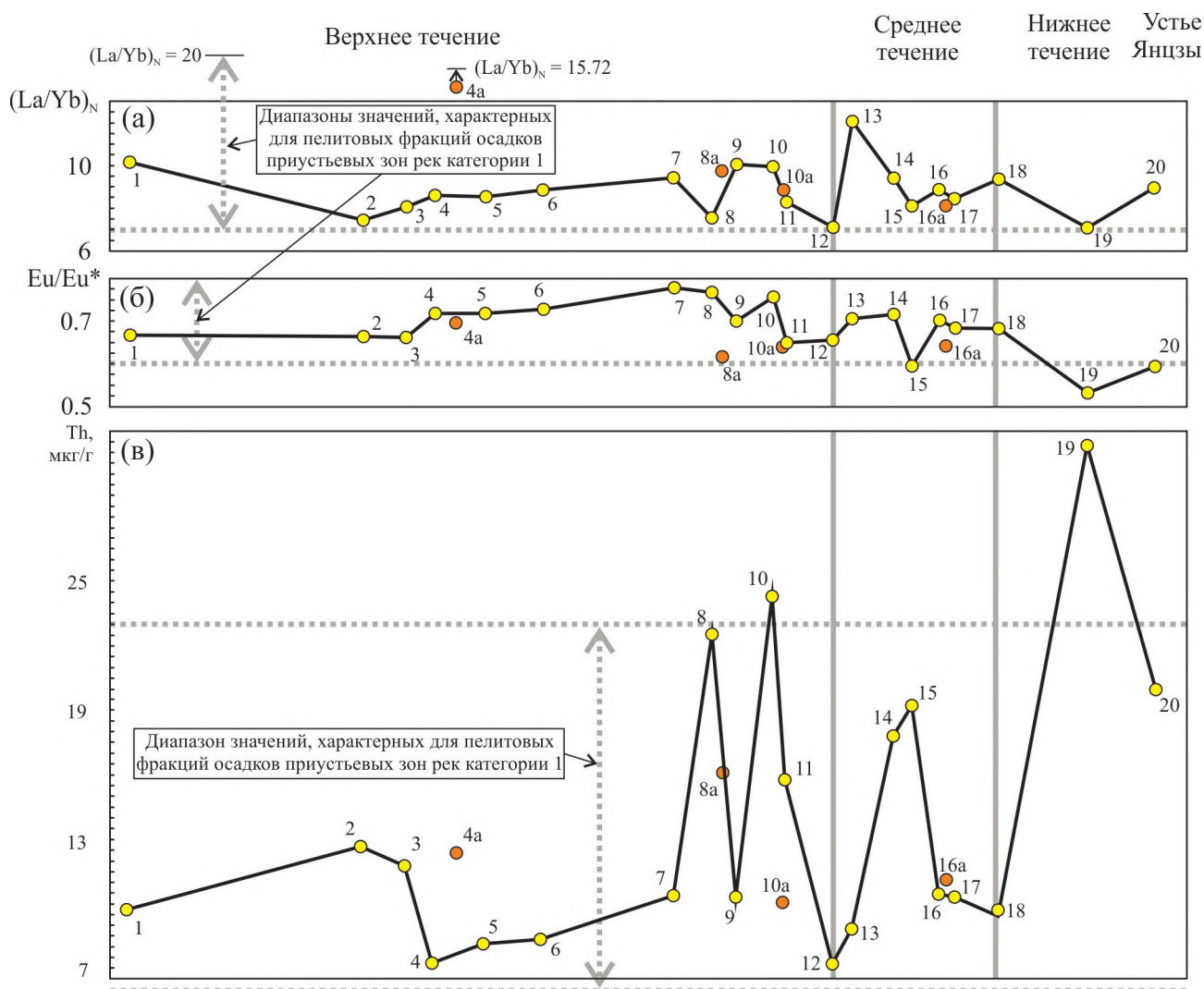


Рис. 7. Вариации значений $(La/Yb)_N$ (а), Eu/Eu^* (б) и содержания Th (в) в алевритово-пелитовой фракции донных осадков Янцзы от ее устья до истоков. Условные обозначения см. рис. 6.

практически не влияет на значения Eu аномалии в такой же фракции основного потока.

Содержание Th в алевритово-пелитовой фракции донных осадков Янцзы нижнего, среднего и части верхнего течения в заметной степени варьирует (см. рис. 7в). Величина $Th_{\text{максимум}}/Th_{\text{минимум}}$ для совокупности проб со станций 7–20 равна 4.3, тогда как для проб со станций 1–6 она снижается до 1.8. В целом же, за исключением станций 10 и 19, содержание Th в алевритово-пелитовой фракции донных отложений Янцзы отвечает значениям, характерным для пелитовой фракции донных осадков приустьевых зон современных рек категории 1.

Зарегулированность Янцзы в среднем течении не оказывает, как следует из приведенных

выше данных, какого-либо заметного влияния на вариации рассматриваемых параметров спектров распределения РЗЭ в алевритово-пелитовой фракции ее донных отложений. Представляется, что более значительной может быть роль локальных вариаций состава пород водосбора, но анализ рис. 6 позволяет думать, что и это не совсем или совсем не так. Таким образом, сходство геохимических характеристик алевритово-пелитовой фракции донных осадков Янцзы и пелитовой фракции донных осадков приустьевых частей современных рек категории 1 сохраняется практически на протяжении всего течения этой водной артерии, несмотря на то, что притоки Янцзы питаются продуктами эрозии довольно различающихся по своему

составу геологических провинций [He et al., 2013 и ссылки там].

ВЫВОДЫ

Приведенные выше данные и их обсуждение показывают, что геохимические характеристики (величины нормированных на хондрит параметров спектров распределения $P3Э - (La/Yb)_N$ и Eu/Eu^* , а также содержание Th), установленные авторами публикации [Bayon et al., 2015], для пелитовых (<2 мкм) фракций специальным образом подготовленных донных осадков приустьевых частей таких современных крупных рек, как Волга и Янцзы, в существенной степени сохраняются как в их мелкоалевритовых и алевритово-глинистых серых илах, так и в алевритово-пелитовой (<63 мкм) фракции донных отложений.

Сказанное справедливо и для Лены. Здесь значения $(La/Yb)_N$ во взвеси Лены от дельты до впадения Чары отвечают величинам, свойственным пелитовым фракциям донных осадков приустьевых частей рек категории 1. Параметр Eu/Eu^* практически на всем указанном расстоянии также имеет значения, характерные для пелитовых фракций донных осадков приустьевых частей крупных рек. Содержание Th в ленской взвеси, хотя и варьирует, но в целом не выходит за диапазон величин, характерных для фракции <2 мкм донных осадков приустьевых частей современных крупных рек.

Таким образом, от дельты/устья названных рек рассматриваемые характеристики прослеживаются вверх по течению без заметных изменений иногда почти до верховьев. Сказанное обусловлено как громадной площадью водосборов Волги, Лены и Янцзы, так и преобладанием в составе их осадочных пород.

Зарегулированность рассмотренных нами рек принципиально не сказывается на описанном выше поведении геохимических характеристик донных осадков и взвеси. Имеет ли этот вывод общий для всех крупных рек характер, судить на имеющемся материале трудно, хотя, принимая во внимания результаты исследований Э. Гарзанти с соавторами [Garzanti et al., 2019, 2022], можно думать, что здесь, все же, возможны разные варианты.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны экипажу НИС “Академик Топчиев” и В.В. Законнову за помощь в отборе проб, а также Н.С. Глушковой за оформление графических материалов статьи.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Отбор проб и их предварительная обработка выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант 14-27-00114), интерпретация результатов проведена в рамках госзадания ИО РАН (тема FMWE-2024-0020) и ГИН РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеевский Н.И. Геоэкологическое состояние арктического побережья России и безопасность природопользования. М.: ГЕОС, 2007. 585 с.
- Безруков П.Л., Лисицын А.П. Классификация осадков современных морских водоемов // Геологические исследования в дальневосточных морях / Отв. ред. П.Л. Безруков. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 3–14.
- Буторин Н.В., Зиминова Н.А., Курдин В.П. Донные отложения верхневолжских водохранилищ. Л.: Наука, 1975. 157 с.
- Волга — главная улица России. Проект Русского географического общества. М.: РГО-МГО, ИГ РАН, 2012. 125 с.
- Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист М-(38), (39) — Уральск. Объяснительная записка. Л.: МинГео СССР, ВСЕГЕИ, ПГО “Аэрогеология”, 1988. 128 с.
- Геология СССР. Т. 11. Поволжье и Прикамье. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1967. 872 с.
- Гордеев В.В. Геохимия системы река—море. М.: ИП Матушкина И.И., 2012. 452 с.
- Гордеев В.В. Речной сток в океан и черты его геохимии. М.: Наука, 1983. 160 с.
- Гордеев В.В., Лисицын А.П. Средний химический состав взвесей рек Мира и питание океанов речным осадочным материалом // Докл. АН СССР. 1978. Т. 238. № 1. С. 225–228.
- Гордеев В.В., Лисицын А.П. Геохимическое взаимодействие пресноводной и морской гидросфер // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 5–6. С. 721–744.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист О-(38), (39) — Киров. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 331 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000 000 (третье поколение). Лист О-37 (Ярославль). Объяснительная записка. СПб.: МПР РФ, ФГУП “ВСЕГЕИ”, 2015. 356 с.
- Ефимов В.А. Пространственно-временная изменчивость химического состава наносов рек российской

- Арктики / Дисс. ... канд. географ. наук. М.: МГУ, 2023. 131 с.
- Загрязняющие вещества в водах Волжско-Каспийского бассейна. Астрахань: Издатель Сорокин Роман Васильевич, 2017. 408 с.
- Законнов В.В. Осадкообразование в водохранилищах Волжского каскада / Автореф. дисс. ... доктора географ. наук. М.: ИБВВ РАН, 2007. 40 с.
- Законнов В.В. Илонакопление в системе водохранилищ волжского каскада // Труды ИБВВ РАН. 2016. Вып. 75(78). С. 30–40.
- Законнов В.В., Иванов Д.В., Законнова А.В. и др. Пространственная и временная трансформация донных отложений водохранилищ средней Волги // Водные ресурсы. 2007. Т. 34. № 5. С. 573–581.
- Законнов В.В., Поддубный С.А., Законнова А.В., Касьянова В.В. Осадкообразование в зонах переменного подпора водохранилищ волжского каскада // Водные ресурсы. 2010. Т. 37. № 4. С. 425–433.
- Касимов Н.С. Экогеохимия ландшафтов. М.: ИП Филимонов М.В., 2013. 208 с.
- Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
- Лисицын А.П. Процессы терригенной седиментации в морях и океанах. М.: Наука, 1991. 270 с.
- Лисицын А.П. Современные представления об осадкообразовании в океанах и морях. Океан как природный самописец взаимодействия геосфер Земли // Мировой океан. Т. 2. М.: Научный мир, 2014. С. 331–571.
- Магрицкий Д.В. Годовой сток взвешенных наносов российских рек водосбора Северного Ледовитого океана и его антропогенные изменения // Вестник МГУ. Серия 5. География. 2010. № 6. С. 17–24.
- Маслов А.В. Бассейн Белт (Скальные горы): состав осадочных комплексов и некоторые особенности его заполнения // Литология и полез. ископаемые. 2022. № 4. С. 362–385.
- Маслов А.В. Диаграммы с полями состава тонкой взвеси разных категорий современных рек: еще один подход к верификации // Геологический вестник. 2024. № 1. С. 3–12.
- Маслов А.В. К реконструкции категорий рек, сформировавших выполнение осадочных бассейнов рифей в области сочленения Восточно-Европейской платформы и современного Южного Урала // Известия вузов. Геология и разведка. 2019. № 5. С. 28–36.
- Маслов А.В. Категории водосборов — источников тонкой алюмосиликокластиков для отложений серебрянской и сыльвицкой серий венда (Средний Урал) // Литосфера. 2020а. Т. 20. № 6. С. 751–770.
- Маслов А.В. Типы рек — источников тонкой алюмосиликокластиков для отложений юры и нижнего мела запада Западно-Сибирского мегабассейна // Известия вузов. Геология и разведка. 2020б. Т. 63. № 4. С. 52–61.
- Маслов А.В., Козина Н.В., Шевченко В.П. и др. Систематика редкоземельных элементов в современных донных осадках Каспийского моря и устьевых зон рек Мира: опыт сопоставления // Докл. АН. 2017. Т. 475. № 2. С. 195–201.
- Маслов А.В., Мельничук О.Ю. Существуют ли ограничения при реконструкции категорий рек, связанные с появлением высшей растительности? // Литология и полез. ископаемые. 2023. № 1. С. 69–95.
- Маслов А.В., Немировская И.А., Шевченко В.П. Серые илы Волжского каскада водохранилищ: основные черты геохимии // Литология и полез. ископаемые. 2022. № 3. С. 211–230.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н. Категории водосборов — источников тонкой алюмосиликокластиков для осадочных последовательностей венда северной и восточной частей Восточно-Европейской платформы // Литология и полез. ископаемые. 2021а. № 1. С. 3–27.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н. Метаалевропелиты раннего докембрия: РЗЭ-Th-систематика как ключ к реконструкции источников слагающей их тонкой алюмосиликокластиков // Литология и полез. ископаемые. 2021б. № 3. С. 216–242.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н. Типы рек, питавших в рифее седиментационные бассейны юго-восточной окраины Сибирской платформы: эскиз реконструкции // Тихоокеанская геология. 2021в. Т. 40. № 4. С. 99–117.
- Маслов А.В., Шевченко В.П. Систематика редких земель и Th во взвеси и донных осадках устьевых зон разных категорий/классов рек Мира и ряда крупных рек Российской Арктики // Геохимия. 2019. Т. 64. № 1. С. 59–78.
- Мигдисов А.А., Балашов Ю.А., Шарков И.В. и др. Распространенность редкоземельных элементов в главных литологических типах пород осадочного чехла Русской платформы // Геохимия. 1994. № 6. С. 790–803.
- Немировская И.А., Боев А.Г., Титова А.М., Торгунова Н.И. Исследование р. Волги в рейсе научно-исследовательского судна “Академик Топчиев” // Водные ресурсы. 2017. Т. 44. № 2. С. 221–224.
- Объяснительная записка к комплекту геологических карт масштаба 1 : 1 000 000. Лист L-(38), (39) — Астрахань. СПб.: ВСЕГЕИ, 1996. 168 с.
- Савенко В.С. Химический состав взвешенных наносов рек мира. М.: ГЕОС, 2006. 174 с.
- Савенко В.С., Покровский О.С., Дюпре Б., Батулин Г.Н. Химический состав взвешенного вещества крупных рек России и сопредельных стран // Докл. АН. 2004. Т. 398. № 1. С. 97–101.
- Страхов Н.М. Общая схема осадкообразования в современных морях и озерах малой минерализации // Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР, 1954. 275–377 с.

- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 212 с.
- Янин Е.П. Русловые отложения равнинных рек (геохимические особенности условий формирования и состава). М.: ИМГРЭ, 2002. 139 с.
- Amiotte-Suchet P., Probst J.-L., Ludwig W. Worldwide distribution of continental rock lithology: implications for the atmospheric/soil CO₂ uptake by continental weathering and alkalinity river transport to the oceans // *Glob. Biogeochem. Cycles*. 2003. V. 17. <https://doi.org/10.1029/2002GB001891>
- Audry S., Blan G., Schäfer J. Solid state partitioning of trace metals in suspended particulate matter from a river system affected by smelting-waste drainage // *Sci. Total Environ*. 2006. V. 363. P. 216–36.
- Bayon G., Toucanne S., Skonieczny C. et al. Rare earth elements and neodymium isotopes in world river sediments revisited // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2015. V. 170. P. 17–38.
- Borrelli P., Robinson D.A., Fleischer L.R. et al. An assessment of the global impact of 21st century land use change on soil erosion // *Nature Communications*. 2017. V. 8. 2013.
- Cawood P.A., Nemchin A.A., Freeman M., Sircombe K. Linking source and sedimentary basin: Detrital zircon record of sediment flux along a modern river system and implications for provenance studies // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003. V. 210. P. 259–268.
- Chalov S.R., Liu S., Chalov R.S. et al. Environmental and human impacts on sediment transport of the largest Asian rivers of Russia and China // *Environ. Earth Sci.* 2018. V. 77. 274.
- Condie K.C., Bickford M.E., Aster R.C. et al. Episodic zircon ages, Hf isotopic composition, and the preservation rate of continental crust // *GSA Bulletin*. 2011. V. 123. P. 951–957.
- Condie K.C., Dengate J., Cullers R.L. Behavior of rare earth elements in a paleoweathering profile on granodiorite in the Front Range, Colorado, USA // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1995. V. 59. P. 279–294.
- Dessert C., Dupre B., Gaillardet J. et al. Basalt weathering laws and the impact of basalt weathering on the global carbon cycle // *Chem. Geol.* 2003. V. 202. P. 257–273.
- Drake D.E. Suspended sediment transport and mud deposition on continental shelves // *Marine sediment transport and environment management* / Eds D.J. Stanley, D.J.P. Swift. N. Y.: Wiley, 1976. P. 127–158.
- Gaillardet J., Dupre B., Allegre C.J. Geochemistry of large river suspended sediments: silicate weathering or recycling tracer? // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1999. V. 63. P. 4037–4052.
- Gaillardet J., Viers J., Dupre B. Trace elements in river waters // *Treatise on Geochemistry*. 2nd ed. / Eds H.D. Holland, K.K. Turekian. Amsterdam: Elsevier, 2014. P. 195–235.
- Garzanti E., Andó S., France-Lanord C. et al. Mineralogical and chemical variability of fluvial sediments 2. Suspended-load silt (Ganga–Brahmaputra, Bangladesh) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2011. V. 302. P. 107–120.
- Garzanti E., Andò S., Vezzoli G. Settling equivalence of detrital minerals and grain-size dependence of sediment composition // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2008. V. 273. P. 138–151.
- Garzanti E., Bayon G., Dinis P. et al. The Segmented Zambezi Sedimentary System from Source to Sink: 2. Geochemistry, Clay Minerals, and Detrital Geochronology // *J. Geol.* 2022. V. 130. P. 171–208.
- Garzanti E., Vermeesch P., Vezzoli G. et al. Congo River sand and the equatorial quartz factory // *Earth-Sci. Rev.* 2019. V. 197. 102918.
- Gislason S.R., Oelkers E.H., Snorrason A. Role of river-suspended material in the global carbon cycle // *Geology*. 2006. V. 34. P. 49–52.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Rare earth elements in river water // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 89. P. 35–47.
- He M., Zheng H., Bookhagen B., Clift P.D. Controls on erosion intensity in the Yangtze River basin tracked by U–Pb detrital zircon dating // *Earth-Sci. Rev.* 2014. V. 136. P. 121–140.
- He M., Zheng H., Clift P.D. et al. Geochemistry of fine-grained sediments in the Yangtze River and the implications for provenance and chemical weathering in East Asia // *Progress in Earth and Planet. Sci.* 2015. V. 2. 32. <https://doi.org/10.1186/s40645-015-0061-6>
- He M.Y., Zheng H.B., Huang X.T. et al. Yangtze River sediments from source to sink traced with clay mineralogy // *J. Asian Earth Sci.* 2013. V. 69. P. 60–69.
- Krickov I.V., Lim A.G., Manasyrov R.M. et al. Major and trace elements in suspended matter of western Siberian rivers: First assessment across permafrost zones and landscape parameters of watersheds // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2020. V. 269. P. 429–450.
- Ludwig W., Amiotte-Suchet P., Munhoven G., Probst J.-L. Atmospheric CO₂ consumption by continental erosion: Present-day control and implications for the Last Glacial Maximum // *Global Planet. Change*. 1998. V. 16–17. P. 107–120.
- Martin J.M., Meybeck M. Elemental mass-balance of material carried by major world rivers // *Mar. Chem.* 1979. V. 7. P. 173–206.
- Martin J.-M., Whitfield M. The significance of the river input of chemical elements to the ocean // *Trace Metals in Sea Water* / Eds C.S. Wong, E. Boyle, K.W. Bruland et al. N.Y.: Plenum, 1983. P. 265–296.
- Martin J.M., Høgdahl O., Philippot J.C. Rare earth element supply to the Ocean // *J. Geophys. Res.* 1976. V. 81. P. 3119–3124.
- Miall A.D. How do we identify big rivers? And how big is big? // *Sed. Geol.* 2006. V. 186. P. 39–50.
- Nriagu J.O. A silent epidemic of environmental poisoning // *Environ. Pollut.* 1988. V. 50. P. 139–61.

- Nriagu J.O., Pacyna J.M.* Quantitative assessment of worldwide contamination of air, water, and soils by trace metals // *Nature*. 1988. V. 33. P. 134–139.
- Pokrovsky O.S., Viers J., Dupré B. et al.* Biogeochemistry of carbon, major and trace elements in watersheds of northern Eurasia drained to the arctic ocean: The change of fluxes, sources and mechanisms under the climate warming prospective // *Comptes Rendus Geos.* 2012. V. 344. P. 663–677.
- Potter P.E.* Significance and origin of big rivers // *J. Geol.* 1978. V. 86. P. 13–33.
- Potter P.E., Hamblin W.K.* Big Rivers Worldwide. Part 1. Origins // *BYU Geology Studies*. 2005. V. 48. 78 p.
- Rachold V.* Major, trace and rare earth element geochemistry of suspended particulate material of East Siberian rivers draining to the Arctic Ocean // *Land–Ocean Systems in the Siberian Arctic: dynamics and history* / Eds H. Kassens, H.A. Bauch, I.A. Dmitrenko et al. Berlin: Springer-Verlag, 1999. P. 199–222.
- Rachold V., Alabyan A., Hubberten H.-W. et al.* Sediment transport to the Laptev Sea-hydrology and geochemistry of the Lena River // *Polar Res.* 1996. V. 15. P. 183–196.
- Syvitski J.P.M., Vörösmarty C.J., Kettner A.J., Green P.* Impact of humans on the flux of terrestrial sediment to the global coastal ocean // *Science*. 2005. V. 308. № 5720. P. 376–380.
- Taylor S.R., McLennan S.M.* The Continental Crust: Its Composition and Evolution: an Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks. Oxford: Blackwell, 1985. 312 p.
- Viers J., Dupre B., Gaillardet J.* Chemical composition of suspended sediments in World Rivers: New insights from a new database // *Sci. Total Environ.* 2009. V. 407. P. 853–868.
- Viers J., Oliva P. Dandurand J.-L., Gaillardet J.* Chemical weathering rates, CO₂ consumption, and control parameters deduced from the chemical composition of rivers // *Treatise on geochemistry* 2nd ed. / Eds H.D. Holland, K.K. Turekian. Amsterdam: Elsevier, 2014. V. 7. P. 175–194.
- Walling D.E.* Human impact on land–ocean sediment transfer by the world's rivers // *Geomorphology*. 2006. V. 79. P. 192–216.
- Walling D.E., Fang D.* Recent trends in the suspended sediment loads of the world's rivers // *Global Planet. Chan.* 2003. V. 39. P. 111–126.

GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF THE PELITE COMPONENT OF BOTTOM SEDIMENTS DEPOSITED NEAR THE MOUTHS OF MODERN MAJOR RIVERS. HOW STABLE ARE THEY UPSTREAM?

A. V. Maslov^{1,*}, I. A. Nemirovskaya^{2,**}, V. P. Shevchenko^{2,***}

¹*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia*

²*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences,*

Nakhimovsky prosp., 36, Moscow, 117997 Russia

**e-mail: amas2004@mail.ru*

***e-mail: nemir44@mail.ru*

****e-mail: vshevch@ocean.ru*

The article analyzes a number of geochemical characteristics (values (La/Yb)_N and Eu/Eu*, Th content) of fine-grained silty and silty-pelitic gray silts of the Volga, particulate suspended matter of the Lena and silty-pelitic fraction of Yangtze bottom sediments. It has been established that in almost all cases, the indicated parameters of the lanthanide spectra normalized to chondrite and the Th content turn out to be comparable with their values determined for specially prepared (removal of non-terrigenous carriers of rare earth elements – carbonate minerals, Fe-Mn oxyhydroxides and organic components) pelitic fractions of bottom sediments deposited near the mouths of the named major rivers, and remain so thousands of kilometers up from their deltas/mouths. The regulation of the Volga and Yangtze flows does not have a significant impact on the parameters of particulate suspended matter and bottom sediments we are considering.

Keywords: Volga, Lena, Yangtze, gray silts, suspended particulate matter, silty-pelitic fraction of bottom sediments, geochemical characteristics, major rivers

УДК 551.46

ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОСАДКАХ В СПЕЦИФИЧНЫХ ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКИХ И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ УСЛОВИЯХ ЦЕНТРАЛЬНОГО ХОЛМА (ТРОГ ЭСКАНАБА, ХРЕБЕТ ГОРДА, ТИХИЙ ОКЕАН). СООБЩЕНИЕ 2. СКВАЖИНЫ ODP 1038A И 1038H

© 2024 г. В. Б. Курносов^{a,*}, Б. А. Сахаров^{a,**}, Ю. И. Коновалов^a,
А. Т. Савичев^a, И. А. Морозов^b, Д. М. Коршунов^a

^aГеологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

^bИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

*e-mail: vic-kurnosov@rambler.ru

**e-mail: sakharovba@gmail.com

Поступила в редакцию 22.12.2023 г.

После доработки 23.04.2024 г.

Принята к публикации 03.07.2024 г.

Глинистые минералы изучены в плейстоценовых осадках из скважин 1038A глубиной 114.50 м и 1038H глубиной 192.80 м, пробуренных рядом с гидротермальным источником с температурой 217°C на Центральном Холме, в 275 м восточнее скважины ODP 1038B. В осадках из скважины 1038A на глубине 8.52 м фракция <0.001 мм состоит полностью из хлорита. В остальной части разреза осадков из этой скважины глинистые минералы во фракции <0.001 мм представлены хлоритом (от ~64 до ~98%) и иллитом. Глинистые минералы во фракции <0.001 мм осадков из скважины 1038H также состоят из хлорита и иллита. Их образование произошло в условиях, возникших при интрузии в трог Эсканаба базальтового расплава в форме лакколита и разогреве под его влиянием раствора, при взаимодействии которого с осадками на высокотемпературной стадии был образован биотит. При последующем медленном остывании лакколита и флюида новообразованный биотит был полностью замещен хлоритом. Иллит осаждался из гидротермального раствора. На глубине 183 м в осадках из скважины 1038H глинистые минералы состоят из биотита, хлорита и диоктаэдрического смектита так же, как в осадках из скважины 1038B при их образовании в условиях быстрого остывания фланга лакколита и проникновении в осадки морской воды. Показаны сходство и различия процессов образования глинистых минералов в плейстоценовых осадках Центрального Холма, расположенных над медленно остывающей частью лакколита (скважины 1038A и 1038H), и в осадках, расположенных над быстро остывающим флангом лакколита (скважина 1038B).

Ключевые слова: глинистые минералы, Центральный Холм, трог Эсканаба, хребет Горда, глубоководные скважины

DOI: 10.31857/S0024497X24060043, **EDN:** WVOVNH

Сообщение 2 является продолжением исследования особенностей формирования глинистых минералов в специфичных тектономагматических и гидротермальных условиях Центрального Холма, которое было начато с изучения этих минералов в гидротермально измененных плейстоценовых осадках из скважины 1038B (северо-западный край Центрального Холма), расположенных над быстро остывающим флангом

лакколита [Курносов и др., 2024]. В отличие от скважины 1038B, скважины 1038A и 1038H пробурены в плейстоценовых гидротермально измененных осадках, расположенных над медленно остывающей частью лакколита. Скорости остывания лакколита и соответственно гидротермального флюида, поднимающегося по каналам разгрузки, различаются в два раза, судя по разнице температур в настоящее время в гидротермальных

источниках. В источнике, расположенном вблизи скважины 1038В, она составляет 108°C, в то время как в источнике около скважин 1038А и 1038Н измерена температура 217°C [Campbell et al., 2022]. В то же время, начальная температура гидротермального флюида, поднимающегося по центральным каналам разгрузки, рядом с которыми пробурены скважины 1038В, 1038А и 1038Н, была одинаково высокая во время внедрения в трог Эсканаба базальтового расплава с температурой 1200°C [Denlinger, Holmes, 2022]. Глинистые минералы в плейстоценовых гидротермально измененных осадках из скважин 1038А и 1038Н ранее были изучены только в осадках из скважины 1038Н [Lackschewitz et al., 2000]. Диагностика минерального состава фракции <0.002 мм была проведена этими авторами с использованием рутинной рентгено-дифрактометрической экспресс-съемки. При оценке содержания минеральных фаз они использовали полуколичественный метод [Byscaye, 1965]. Кроме того, при обсуждении особенностей формирования глинистых минералов в осадках этой скважины не рассматривалась их связь со специфичными тектономагматическими и гидротермальными условиями, характерными для Центрального Холма.

Задачи исследований, которые решались в Сообщении 2, следующие.

1) Изучить методом компьютерного моделирования рентгеновских дифракционных картин фазовый состав тонкодисперсной фракции <0.001 мм гидротермально измененных осадков из скважин 1038А и 1038Н; определить количественное содержание глинистых минералов в этой фракции и их структурные параметры.

2) Определить химический состав фракции <0.001 мм в осадках из скважин 1038А и 1038В методом рентгено-флуоресцентного анализа (РФА). Изучить химический состав индивидуальных частиц глинистых минералов в сканирующем электронном микроскопе с энергодисперсионной приставкой.

3) Установить особенности формирования глинистых минералов в осадках, расположенных над медленно остывающей частью лакколита, в которых пробурены скважины 1038А и 1038Н около гидротермального источника с температурой в настоящее время 217°C.

4) Установить сходство и различие процессов образования глинистых минералов в плейстоценовых гидротермально измененных осадках Центрального Холма, расположенных над той частью лакколита, которая остывает медленно

(скважины 1038А и 1038Н), и его быстро остывающим флангом (скважина 1038В).

В статье использованы образцы плейстоценовых осадков, отобранные из керна скважин 1037В и 1038В в кернохранилище Программы океанского бурения (ODP – Ocean Drilling Program), которое находится при Техасском университете (Texas A&M University).

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Сведения о тектономагматических и гидротермальных условиях формирования глинистых минералов в плейстоценовых осадках, слагающих Центральный Холм, приведены в Сообщении 1 [Курносов и др., 2024]. Тектоническая схема северо-восточной части Тихого океана, схема батиметрии Центрального Холма и расположение глубоководных скважин на нем показаны также в Сообщении 1 [Курносов и др., 2024].

Скважины 1038А и 1038Н глубиной 114.50 м и 192.8 м пробурены в плейстоценовых осадках (рис. 1) в северо-западной части Центрального Холма, в 275 м к востоку от скважины 1038В, около гидротермального источника с температурой 217°C, в 1–2 м и в 20 м от него соответственно [Fouquet et al., 1998]. Осадки, вскрытые этими скважинами, прилегают к каналу подъема и разгрузки гидротермального флюида. Они расположены над той частью лакколита, которая остывает медленно.

Визуальные наблюдения, изучение в оптическом микроскопе и определение типов осадков из близко расположенных скважин 1038А и 1038Н, проведены на борту бурового судна в рейсе ODP 169 [Fouquet et al., 1998]. Участники рейса разделили осадки из скважин 1038А и 1038Н на литологические Толщи II, III, IV, V, VI?, которые пронумерованы при их описании сверху вниз в каждой из этих скважин, по [Fouquet et al., 1998].

Толща IV – скважина 1038А (интервал 0–1.5? м). Массивные сульфиды.

Толща II – скважина 1038А (интервал 1.5?–76.24 м) и скважина 1038Н (интервал 0–68.31 м). Гемипелагические глинисто-алевритовые осадки с прослоями тонкозернистых песков и глин турбидитов, они состоят из глинистых минералов, кварца, примеси полевых шпатов и пироксена, кальцита, непрозрачных рудных минералов.

Толща III – скважина 1038А (76.20–114.50 м) и скважина 1038Н (68.31–125.60 м). Гемипелагические глины и алевритовые глины,

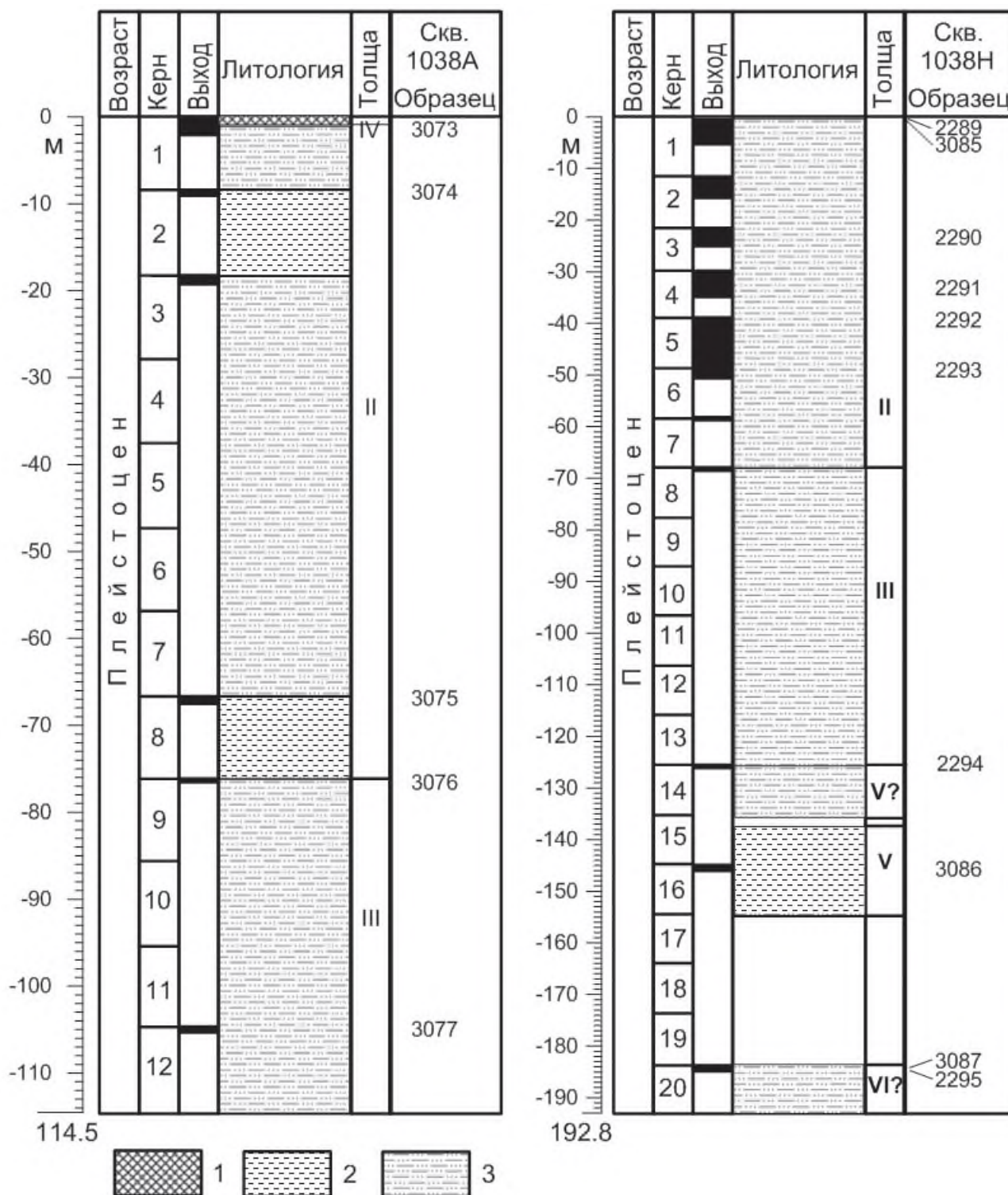


Рис. 1. Колонки скважин 1038А и 1038Н с привязкой образцов.

1 — массивные сульфиды, 2 — глины и глинистые осадки, 3 — тонко-среднезернистые турбидиты (пески и алевроиты), переслаивающиеся с гемипелагическими осадками.
Нумерация Толщ — по [Fouquet et al., 1998].

переслаивающиеся с тонкозернистым песком/песчаником, которые состоят из глинистых минералов, кварца, примеси полевых шпатов и пироксена, кальцита, непрозрачных минералов. Присутствуют карбонатные конкреции и аутигенные карбонаты в цементе.

Толща V — скважина 1038Н (125.60–135.20 м и 137.0?–154.90 м). Осадки в интервале 135.20–137.0? м разделены базальтовым силлом мощностью ~2 м. Осадки представлены гемипелагическими алевролитами и аргиллитами, и тонкозернистыми турбидитами. Они состоят из глинистых минералов, кварца, примеси полевых шпатов и пироксена.

Толща VI? — скважина 1038Н (183.60–192.80 м). Гемипелагические алевролиты и тонкозернистые турбидиты.

В трог Эсканаба, в 5 км к югу от Центрального Холма, пробурена также в рейсе ODP 169 референтная скважина 1037В, вскрывшая в интервале 0–240 м плейстоценовые фоновые терригенные глинисто-алевритовые осадки с прослоями тонко-среднезернистых песков, которые выделены в Толщу I [Fouquet et al., 1998].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изучение глинистых минералов в осадках из скважин 1038А и 1038Н осуществлено теми же методами, которые были использованы в изучении глинистых минералов в осадках из скважины 1038В [Куornosов и др., 2024]. Основным методом в их изучении было компьютерное моделирование рентгеновских дифракционных картин, которое проведено по программам [Дриц, Сахаров, 1976; Drits, Tchoubar, 1990; Sakharov, Lanson, 2013].

Микроскопическое изучение образцов осадков проведено в петрографических шлифах в оптическом микроскопе BIOptic BP-100. Отдельные шлифы дополнительно просмотрены в оптических микроскопах Axioskop 40 Carl Zeiss и Olympus BX-51.

Проведен количественный рентгенофазовый анализ валового минерального состава образцов осадков в соответствии с рекомендациями [Moore, Reynolds, 1999] по методу Ритвельда [Post, Bish, 1989] с использованием программного обеспечения PROFEX для BGMN [Doebelin, Kleeberg, 2015].

Химический состав фракции <0.001 мм осадков из скважин 1038А и 1038Н определен методом рентгено-флуоресцентного анализа (РФА)

в лаборатории анализа минерального вещества Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН. Образцы осадков были растерты в лабораторном дисковом истирателе (ЛДИ-65 карбид кремния). Образцы (навеска 600 мг) перед анализом предварительно были высушены при 105°C. Для силикатного анализа были изготовлены стеклообразные диски путем плавления материала проб с боратами лития в муфельной печи при температуре 1000°C. Потери при прокаливании также определялись при температуре 1000°C. Химический анализ проводился на рентгено-флуоресцентном спектрометре Axios Advanced (PANalytical, Нидерланды). Спектрометр снабжен рентгеновской трубкой мощностью 4 кВт с Rh-анодом. Максимальное напряжение на трубке 60 кВ, максимальный анодный ток 160 мА.

В сканирующем электронном микроскопе Vescan Vega с микрозондовой приставкой Aztec (ток 10 мкА, напряжение 30 кВ, диаметр пучка ~1 мкм) была изучена форма индивидуальных частиц глинистых минералов в свежих сколах образцов консолидированных осадков и в ориентированных препаратах фракции <0.001 мм. Химический состав индивидуальных частиц глинистых минералов изучен в полированных шлифах образцов осадков из скважин 1038В и 1037В и в ориентированных препаратах фракции <0.001 мм. Препараты с ориентированными частицами глинистых минералов были приготовлены из суспензии осаждением ее на стеклянную пластинку, аналогично приготовлению ориентированных препаратов фракции <0.001 мм для рентгеновской дифрактометрической съемки.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Результаты петрографического изучения осадков и гранулометрического анализа

По результатам изучения петрографических шлифов и гранулометрического анализа выяснено, что образцы осадков из скважин 1038А и 1038Н представлены алевритовыми глинами, глинистыми алевритами и глинистыми алевролитами, алевритами и алевролитами, алевритовыми песчаниками, алевритовыми аргиллитами (табл. 1). В алевритах/алевролитах и в алевритовых песчаниках помимо глинистых минералов присутствуют кварц, плагиоклаз, пироксен, амфибол, кальцит, мусковит и биотит,

Таблица 1. Глинистые минералы в осадках скважин 1038А и 1038Н (фракция <0.001 мм) и их содержание в % (по результатам моделирования дифракционных картин)

Скважина	Образец	Керн-секция, интервал (см)	Глубина ниже поверхности дна, м	Толща	Смектит	Хлорит	Иллит	Биотит	Кварц	Порода по данным гранулометрического анализа и петрографии; содержание глинистых фракций <0.001 мм и 0.01–0.001 мм в осадках
1038А	3074	2R–CC, 2–6	8.52	II	–	100	–	–	–	Алевритовая глина; 40.53% и 32.37%
	3075	8R–1, 15–18	66.75		–	64	34.7	–	1.3	Глинистый алеврит; 17.16% и 30.84%
	3076	9R–1, 43–46	76.63	III	–	73.8	25.4	–	0.8	Алеврит; 7.17% и 12.38%
	3077	12R–CC, 5–8	104.95		–	97.9	1.7	–	0.4	Алевритовый песчаник; 3.49% и 7.92%
1038Н	2289А	1X–1, 25–30	0.25	II	2.3	62.7	31.9	–	3.1	Алеврит; 0% и 15.8%
	3085	1X–1, 42–47	0.42		–	92.5	7.5	–	0.03	Глинистый алеврит; 9.21% и 31.67%
	2290	3X–2, 45–50	23.45		–	96.0	4.0	–	<0.1	Глинистый алеврит
	2291	4X–3, 90–95	33.40		–	84.8	14.7	–	0.5	Алеврит; 6.01% и 32.03%
	2292	5X–1, 15–20	39.25		–	89.4	9.1	–	1.5	Алеврит; 3.98% и 22.08%
	2293А	6X–1, 35–40	49.05		–	89.0	11.0	–	–	Глинистый алеврит; 9% и 20.6%
	2294*	14X–1, 10–15	127.70	V	–	+++	++	–	–	Глинистый алевролит; 5.2% и 7.30%
	3086	16X–CC, 7–11	144.87		–	76.3	23.1	–	0.6	Алевритовый аргиллит; 15.26% и 41.36%
	3087	20X–CC, 0–5	183.60	VI?	8.3	23.2	–	68.0	0.5	Глинистый алевролит; 0.48% и 34.78%

Примечание. * – дифрактограмма не моделирована, +++ – минерал преобладает, ++ – минерал в подчиненном количестве, прочерк – минерал не обнаружен.

вкрапленность рудных минералов, встречаются обломки алевритового песчаника и базальта, темноцветные минералы.

Замещение биотита хлоритом показано на примере образцов: 3076 – гидротермально измененного осадка из скважины 1038А и 2292 – осадка из скважины 1038Н.

На рис. 2 видно, что в образце 3076 биотит практически полностью замещен хлоритом. Оставшаяся незамещенная часть биотита видна вдоль края пластинки и плеохроирует в бурых тонах. Иллит находится в межзерновом пространстве в виде агрегатов тонкодисперсных частиц. В образце 2292 биотит замещается хлоритом по плоскостям спайности (рис. 3). Таким образом,

замещение биотита хлоритом и присутствие в межзерновом пространстве тонкодисперсного иллита характерно для осадков из скважин 1038А и 1038Н.

Результаты количественного рентгенофазового анализа валового минерального состава осадков

В валовых пробах осадков в составе ассоциации глинистых минералов установлены: иллит (12.2–29.1%), кроме образцов 3074 и 3087, хлорит (11.5–76.3%) и биотит (8.4%) в образце 3087. Смектит присутствует только в образце 3074 (7.6%). Амфибол не установлен во всех исследованных образцах из скважин 1038А и 1038Н. Содержание кальцита изменяется от 0.4% до 5.6%.



Рис. 2. Биотит практически полностью хлоритизированный (образец 3076, скважина 1038А), петрографический шлиф (никולי параллельны).

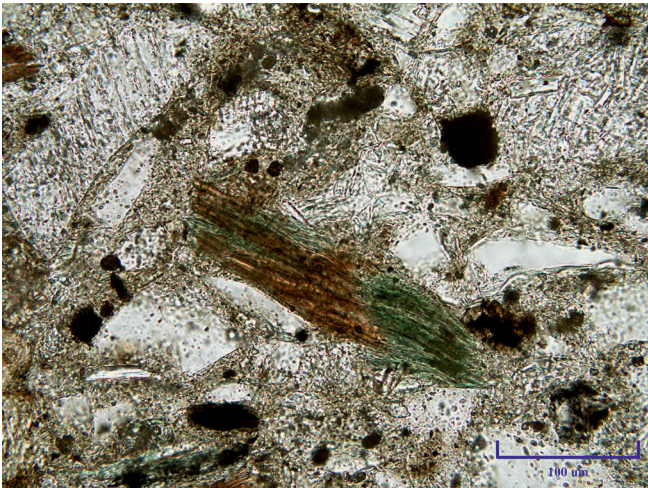


Рис. 3. Неполное замещение биотита хлоритом (образец 2292, скважина 1038Н), петрографический шлиф (никולי параллельны).

Таблица 2. Результаты количественного рентгенофазового анализа валового минерального состава образцов осадков из скважин 1038А и 1038Н

Скважина	1038А	1038А	1038А	1038А	1038Н	1038Н	1038Н	1038Н	1038Н	1038Н	1038Н
Образец	3074	3075	3036	3077	2289	3085	2290	2293А	2294	3086	3087
Порода	1	2	3	4	3	2	2	2	2	1	2
биотит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	8.4
смектит	7.6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
иллит	—	27.3	20.8	3.4	25.9	23.3	21.4	12.2	29.1	28.5	—
хлорит	76.3	17.5	11.5	14.5	37.7	33.2	40.5	19.1	21.1	18.6	20.3
амфибол	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
гипс	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.8
кальцит	0.4	5.1	5.6	3.3	1.6	—	0.5	2.5	0.5	3.5	2.1
галит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.2
кварц	13.2	26.4	33.2	38.8	33.0	33.7	33.6	27.1	23.7	22.9	18.6
кпш	—	4.3	5.9	12.3	—	—	1.7	11.4	4.6	7.6	16.6
плагиоклаз	2.1	18.3	23	27.7	1.8	9.2	1.1	26.9	20.6	18.9	32.0
рутил	0.4	0.8	—	—	—	—	—	—	—	—	—
пирит	—	—	—	—	—	—	0.4	—	—	—	—
сфалерит	—	—	—	—	—	—	0.3	—	—	—	—

Примечание. 1 — алевритовая глина/аргиллит, 2 — глинистый алеврит, 3 — алеврит/алевролит, 4 — алевритовый песчаник, прочерк — минерал не обнаружен.

Кварц (13.2–38.8%) и плагиоклаз (1.1–27.7%) присутствуют во всех образцах (табл. 2).

Результаты рентгенодифрактометрического изучения глинистых минералов

После определения фазового состава ориентированных препаратов фракции <0.001 мм для всех образцов из скважин 1038А и 1038Н экспрессным методом рентгеновской съемки, было проведено компьютерное моделирование

экспериментальных дифракционных картин, полученных от ориентированных препаратов фракции <0.001 мм, насыщенных этиленгликолем (см. табл. 1).

В скважине 1038А фракция <0.001 мм осадков на глубине 8.52 м состоит полностью из хлорита (см. табл. 1). Ниже по разрезу, фракция <0.001 осадков из этой скважины состоит из хлорита и иллита, присутствующих в разных количественных соотношениях. Содержание хлорита вниз по

разрезу увеличивается от 64% до 97.9%, а содержание иллита соответственно уменьшается от 34.7% до 1.7% (см. табл. 1). Во фракции <0.001 мм присутствует примесь кварца.

В скважине 1038Н фракция <0.001 мм практически всех исследованных образцов также представлена хлоритом и иллитом с примесью кварца. Содержание хлорита составляет 84.8–96%, кроме образца 3086, в котором его содержание 76.3%. Содержание иллита изменяется в пределах от 4% до 14.7%, и только в образце 3086 – 23.1% (см. табл. 1). На глубине 183 м (образец 3087) установлена другая ассоциация глинистых минералов, которая состоит из биотита (68.0%) и хлорита (23.2%), с подчиненным количеством диоктаэдрического смектита (8.3%), иллита отсутствует (см. табл. 1). В самой верхней части разреза осадков скважины 1038Н (образец 2289А) во фракции <0.001 мм помимо хлорита и иллита встречен смектит (2.3%).

Полученные результаты определения состава ассоциации и количественного соотношения глинистых минералов во фракции <0.001 мм осадков из скважины 1038Н, являются более детальными, чем результаты, полученные [Lackschewitz et al., 2000]. Нами определены количественные соотношения минеральных фаз, в то время как в работе [Lackschewitz et al., 2000] состав фракции <0.002 мм был оценен

полуколичественным методом [Byscaye, 1965]. Сведений о появлении на глубине 183 м другой ассоциации глинистых минералов в указанной работе нет, также не отмечено присутствие смектита в самой верхней части осадков, вскрытых скважиной 1038Н.

Химический состав тонкодисперсного хлорита

Химический состав фракции <0.001 мм, полностью или почти полностью состоящей из хлорита (образцы 3074 и 3077, скважина 1038А и образцы 3085 и 2293А, скважина 1038Н), изучен методом рентгено-флуоресцентного анализа (табл. 3). Кроме того, был определен химический состав индивидуальных частиц хлорита в сканирующем электронном микроскопе микрозондовым методом в ориентированных препаратах фракции <0.001 мм, приготовленных на стеклах-подложках (см. табл. 3).

Среднее содержание SiO₂ (34.34%), установленное микрозондовым методом в частичках хлорита фракции <0.001 мм образца 3074 (скважина 1038А), которая состоит на 100% из хлорита, более высокое, чем валовое содержание SiO₂ (27.65%) во фракции <0.001 мм того же образца, установленное методом РФА, разница составляет 6.69% (см. табл. 3). По данным РФА содержание K₂O – 0.70%, в то время как среднее содержание K₂O, в отдельных частицах хлорита, установленное

Таблица 3. Химический состав хлорита (в %) в тонкодисперсной фракции осадков скважин 1038А и 1038Н

Скважина	1038А*	1038А**	1038А*	1038А**	1038Н*	1038Н**	1038Н***	1038Н*	1038Н**
Образец	3074	3074	3077	3077	3085	3085		2293А	2293А
Глубина (м)	8.52	8.52	104.95	104.95	0.42	0.42	14.24	49.05	49.05
Хлорит	100%	100%	97.9%		92.5%		~97%	89.0%	
Иллит			2.1%		7.5%		~3%	11.0%	
SiO ₂	27.65	34.34	35.29	40.90	34.49	39.68	34.70	35.00	39.43
TiO ₂	0.35	0.35	1.18	1.13	0.48	0.45	0.10	0.21	0.27
Al ₂ O ₃	20.37	23.89	16.9	18.81	23.02	25.93	24.50	20.22	22.39
Fe ₂ O ₃ общ.	15.62	18.81	23.14	23.28	13.87	16.74	11.50	20.46	22.30
FeO									
MnO	0.18		0.217	0.24	0.11		0.070	0.275	0.33
MgO	20.8	20.18	11.50	13.26	15.63	17.39	15.10	10.62	11.72
CaO	0.69	0.31	1.40	0.74	1.40	0.35	0.070	1.07	0.73
Na ₂ O	1.79		0.87	0.77	0.52	0.42	0.20	1.37	0.92
K ₂ O	0.70	0.34	0.86	0.82	1.19	1.20	0.87	1.78	1.95
P ₂ O ₅	0.08		0.15		0.18		0.05	0.11	
ППП	12.81		8.3		992			8.68	
Сумма	99.93		99.83		99.80		87.00	99.80	

Примечание. * – химический состав фракции <0.001 мм (РФА), ** – средний химический состав отдельных частиц хлорита (микрозондовый анализ), *** – химический состав фракции <0.002 мм (РФА) [Lackschewitz et al., 2000].

микронзондовым методом, составляет 0.34% (см. табл. 3).

В остальных образцах с высоким содержанием хлорита во фракции <0.001 мм также присутствует K_2O (см. табл. 3), что, по-видимому, связано с примесью иллита в этой фракции (см. табл. 1).

В статье [Lackschewitz et al., 2000] приведен химический состав фракции <0.002 мм, состоящей на ~97% из хлорита (образец 1038Н-2Х-2, 84–85 см, глубина 14.24 м) (см. табл. 3). Сравнение химического состава хлорита, который изучен этими авторами, с химическим составом хлорита во фракции <0.001 мм в образце 3085, отобранном на глубине 0.42 м (скважина 1038Н), показывает практически одинаковый уровень содержания SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , $Fe_2O_{3\text{общ}}$. В то же время в образце 3085 содержание TiO_2 , CaO , Na_2O , K_2O заметно выше, чем в хлорите из статьи [Lackschewitz et al., 2000]. Вероятно, это объясняется заметно более высоким содержанием примеси иллита во фракции <0.001 мм (7.5%) в образце 3085, чем в образце, изученном [Lackschewitz et al., 2000], в котором на иллит приходится менее 3%.

Химический состав фракции <0.001 мм (образец 3074, скважина 1038А), состоящей полностью из хлорита, отличается пониженным содержанием SiO_2 , $Fe_2O_{3\text{общ}}$ и более высокой концентрацией MgO , от содержания этих оксидов во фракции <0.001 мм образца 3077 (скважина 1038А) с содержанием хлорита 97.9% (см. табл. 1), а также от образца, изученного [Lackschewitz et al., 2000] с содержанием хлорита ~97% (см. табл. 3).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Образование глинистых минералов в осадках Центрального Холма, скважины 1038А и 1038Н

Образование биотита. При внедрении в трог Эсканаба базальтового расплава с температурой 1200°C и возникновением Центрального Холма температура гидротермального флюида, поднимающегося по каналам его разгрузки, рядом с которыми пробурены скважины как 1038В, так и 1038А и 1038Н, была одинаково высокая, обеспечивавшая необходимую температуру 600–700°C для формирования биотита.

Формирование тонкодисперсного биотита в осадках из скважин 1038А и 1038Н произошло за счет исходных терригенных глинистых минералов: смешанослойного смектит-иллита, хлорита, иллита, каолинита.

Терригенные глинистые минералы, установленные в фоновых осадках из скважины 1037В

[Курносов и др., 2024], в гидротермально измененных осадках из скважин 1038А и 1038Н отсутствуют (см. табл. 1). В образовании биотита участвовали также обломочные амфиболы. В результате количественного рентгенофазового анализа валового минерального состава образцов фоновых неизмененных терригенных осадков из скважины 1037В установлено присутствие актинолита (амфибола) [Курносов и др., 2024], в то время как в гидротермально измененных осадках из скважин 1038А и 1038Н амфибол исчезает (см. табл. 2).

Образование хлорита. В осадках из скважин 1038А глубиной 120.5 м и 1038Н до глубины 183 м произошло полное замещение биотита хлоритом в условиях медленного остывания лакколита и взаимодействии гидротермального флюида, остывающего в канале разгрузки, с осадками, прилегающими к каналу. Подтверждение такого замещения биотита хлоритом установлено при изучении петрографических шлифов (см. рис. 2, 3).

Согласно данным [Zierenberg, Shanks, 2022], изучавшим гидротермально измененные осадки Бент Холм (Bent Hill), который расположен в Срединной Долине хребта Хуан де Фука, образование хлорита происходит при температуре выше 200°C. В измененных осадках из скважины ODP 858В [Buatier, 1994, 1995; Сахаров, Курносов, 2022], пробуренной около гидротермального источника с температурой 276°C также в Срединной Долине хребта Хуан де Фука, определена температура образования хлорита 270–330°C. Предположительно в этом интервале температур произошло замещение биотита хлоритом в осадках из скважин 1038А и 1038Н. Согласно данным [Kastner, 1982], изучавшей в Калифорнийском заливе гидротермальное изменение терригенных осадков при внедрении в них базальтовых силлов, образование хлорита произошло при температуре $300 \pm 50^\circ\text{C}$.

Биотит, образованный на высокотемпературной стадии взаимодействия флюида с осадками, сохранился в значительной степени в осадках из самой нижней части осадочного разреза, вскрытого скважиной 1038Н (см. табл. 1). Во фракции <0.001 мм этих осадков, расположенных на глубине 183.60 м, глинистые минералы состоят из биотита, хлорита и диоктаэдрического смектита, без иллита (см. табл. 1), и не отличаются от глинистых минералов в осадках из скважины 1038В [Курносов и др., 2024]. Состав этой ассоциации показывает, что на данной глубине осадочной колонки произошло быстрое охлаждение

гидротермального раствора при проникновении в осадки морской воды.

Образование иллита. Почти во всех осадках разрезов, вскрытых скважинами 1038А и 1038Н, фракция <0.001 мм состоит из хлорита и иллита (см. табл. 1). В монографии [Дриц, Коссовская, 1991] было показано, при замещении биотита хлоритом формируется также иллит. Это заключение было сделано на основании присутствия на рентгенограммах базальных рефлексов и хлорита, и иллита. Однако этот аргумент представляется недостаточным для вывода о замещении биотита не только хлоритом, но и иллитом. Во всяком случае, при детальном изучении петрографических шлифов осадков из скважин 1038А и 1038В, внутри зерен биотита, которые замещаются хлоритом, не был обнаружен иллит (см. рис. 2, 3). Скорее всего, новообразованный тонкодисперсный иллит (разм. <0.001 мм) находится в межзерновом пространстве и его невозможно было диагностировать оптическими методами.

Таким образом, можно сделать вывод, что иллит не участвует в замещении биотита совместно с хлоритом и что он, по-видимому, был образован из гидротермального раствора, заполнив в осадках пространство между терригенными обломками.

Образование глинистых минералов в осадках, контактирующих со слоем массивных сульфидов. В осадках скважины 1038А, на глубине 8.52 м, фракция <0.001 мм состоит только из хлорита (см. табл. 1). Эти осадки (алевритовая глина) находятся непосредственно под слоем массивных сульфидов мощностью в несколько метров, которые образовались из рудообразующего раствора гидротермального источника, расположенного в нескольких метрах от этой скважины. Хлорит в данном случае сформировался при диффузном проникновении горячего флюида, образовавшего сульфидный слой, в эти осадки [Fouquet et al., 1998].

Сходство и различие процессов образования глинистых минералов в осадках, расположенных над медленно остывающей частью лакколита (скважины 1038А и 1038Н) и над быстро остывающим флангом лакколита (скважина 1038В)

При внедрении в трог Эсканаба базальтового расплава с температурой 1200°C в форме лакколита и образованием Центрального Холма, температура гидротермального флюида, поднимавшегося по каналам его разгрузки, рядом с которыми

пробурены скважины 1038В, 1038А и 1038Н, была одинаково высокая. В результате на начальной высокотемпературной стадии его взаимодействия с осадками, прилегающими к центральному каналу разгрузки, сформировался аутигенный биотит. Биотит сформировался в основном за счет терригенных глинистых минералов: смешанослойного смектит-иллита, хлорита, иллита, каолинита. Необходимая для образования биотита температура 600–700°C была обеспечена внедрением в трог Эсканаба базальтового расплава.

Затем, на этапе остывания лакколита, формирование глинистых минералов происходило по-разному в осадках, расположенных над быстро остывающим флангом лакколита (скважина 1038В) и над медленно остывающей его частью (скважины 1038А и 1038Н).

В условиях быстрого остывания фланга лакколита в осадках (скважина 1038В), прилегающих к каналу разгрузки раствора, новообразованный биотит был частично замещен хлоритом. При незначительной степени замещения биотита, содержание хлорита во фракции <0.001 мм составляет ~6–17%, при существенной степени замещения — хлорит достигает концентраций от 47% до ~74% [Курносов и др., 2024]. Хлоритизация биотита происходила предположительно при температуре 270–330°C.

В условиях медленного остывания лакколита (скважины 1038А и 1038Н) биотит был полностью замещен хлоритом, в отличие от частичного замещения биотита хлоритом в осадках из скважины 1038В. Хлоритизация биотита происходила предположительно также при температуре 270–330°C. Биотит в осадках из скважины 1038Н сохранился в значительной мере только на глубине 183.60 м (см. табл. 1).

При дальнейшем остывании лакколита зависимость интенсивности процессов образования глинистых минералов от скорости его остывания проявилась еще заметнее. При медленном его остывании сформировался аутигенный иллит в осадках из скважин 1038А и 1038Н, а при быстром остывании лакколита и раствора, до температуры 200°C и ниже, при смешивании его с насыщающей осадки морской водой, в осадках образовался аутигенный диоктаэдрический смектит (скважина 1038В).

В образцах осадков из скважины 1038А, на глубине 8.52 м, фракция <0.001 мм состоит только из хлорита. Эти осадки находятся непосредственно под слоем массивных сульфидов, который образован из рудообразующего раствора

гидротермального источника, находящегося в нескольких метрах от этой скважины. В этих осадках хлорит был сформирован при диффузном проникновении горячего флюида, образующего сульфидный слой, в эти нижележащие осадки.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Формирование глинистых минералов в плейстоценовых осадках Центрального Холма зависит от внедрения в трог Эсканаба базальтового расплава с температурой 1200°C с образованием лакколита и от последующей скорости его остывания. Кроме того, на формирование состава глинистых минералов влияет морская вода, проникающая в осадки Центрального Холма.

На высокотемпературной стадии взаимодействия гидротермального флюида, поднимающегося по центральным каналам разгрузки и взаимодействующего с прилегающими к этим каналам осадками, сформировался тонкодисперсный биотит при температуре 600–700°C за счет терригенных глинистых минералов плейстоценовых осадков, расположенных как над флангом лакколита (скважина 1038В), так и над той частью, которая находится ближе к его центру (скважины 1038А и 1038Н).

На этапе остывания лакколита процессы формирования глинистых минералов проявились по-разному в осадках, расположенных над быстро остывающим флангом лакколита (скважина 1038В) и над медленно остывающей его частью (скважины 1038А и 1038Н).

При быстром остывании лакколита биотит замещался хлоритом в разной степени при температуре предположительно 270–330°C. При дальнейшем быстром его остывании образовался аутигенный диоктаэдрический смектит, при температуре ниже 200°C, которая достигалась в результате смешения флюида с морской водой, проникающей в осадки Центрального Холма.

При медленном остывании лакколита происходило полное замещение биотита хлоритом при температуре предположительно 270–330°C. Аутигенный иллит осаждался из раствора.

В самой нижней части осадочного разреза (скважина 1038Н), на глубине 183 м, установлен биотит, который только частично замещен хлоритом. Диоктаэдрический смектит образовался при смешении гидротермального раствора с морской водой так же, как это происходило в осадках (скважина 1038В) – в условиях быстрого его

охлаждения при смешении с насыщающей осадки морской водой.

Результаты проведенного исследования являются пионерными и основополагающими для понимания условий и процессов формирования аутигенных глинистых минералов в осадках холмов того же происхождения, что и Центральный Холм, которые известны в срединных долинах спрединговых хребтов северо-восточной части Тихого океана.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность Т.Д. Зеленовой за выделение из осадков фракций <0.001 мм и 0.01–0.001 мм, подготовку препаратов для рентгеновской дифрактометрии и сканирующей электронной микроскопии и Е.В. Покровской за проведение рентгеновских съемок образцов. Благодарим также Н.В. Горькову и В.В. Михеева за помощь в исследовании глинистых минералов в сканирующем электронном микроскопе и Г.Н. Новикова за участие в подготовке иллюстраций.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-00064, <https://rscf.ru/project/23-27-00064/>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Дриц В.А., Сахаров Б.А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М.: Наука, 1976. 256 с.
- Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты. М.: Наука, 1991. 176 с.
- Курносов В.Б., Сахаров Б.А., Коновалов Ю.И., Савичев А.Т., Морозов И.А., Коршунов Д.М. Особенности образования глинистых минералов в плейстоценовых осадках в специфичных тектономагматических и гидротермальных условиях Центрального Холма (трог Эсканаба, хребет Горда, Тихий океан). Сообщение 1. Скважина ODP 1038В // Литология и полез. ископаемые. 2024. № 5. С. 587–602.
- Сахаров Б.А., Курносов В.Б. Особенности образования глинистых минералов в осадках из центра гидротермальной системы, скважина 858В, хребет Хуан де Фука // Литология и полез. ископаемые. 2022. № 2. С. 181–204.
- Biscaye P.E. Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clays in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans // Geol. Soc. Am. Bull. 1965. V. 76. P. 803–832.
- Campbell A.C., German Ch.R., Palmer M.R. et al. Chemistry of hydrothermal fluids from Escanaba Trough, Gorda Ridge / Eds J.L. Morton, R.A. Zierenberg, C.A. Reiss // Geologic, hydrothermal, and Biologic Studies at Escanaba

Trough, Offshore Northern California. U.S. Geol. Surv. Bull. 2022. P. 201–222.

Denlinger R.P., Holmes M.L. A Thermal and mechanical model for sediment hills and associated sulfide deposits along Escanaba Trough / Eds J.L. Morton, R.A. Zierenberg, C.A. Reiss // *Geologic, hydrothermal, and Biologic Studies at Escanaba Trough, Offshore Northern California*. U.S. Geol. Surv. Bull. 2022. P. 65–75.

Doebelin N., Kleeberg R. Profex. A graphical user interface for the Rietveld refinement program BGMN // *J. Appl. Crystallogr.* 2015. V. 48. P. 1573–1580.

Drits V.A., Tchoubar C. X-Ray diffraction by disordered lamellar structures. Heldenberg: Springer-Verlag, 1990. 371 p.

Fouquet Y., Zierenberg R.A., Miller D.J. et al. Proc. ODP, Init. Repts., 169: College Station. TX (Ocean Drilling Program). 1998. 592 p.

Kastner M. Evidence for two distinct hydrothermal systems in the Guaymas Basin // *Init. Repts. DSDP*. 1982. V. 64. Part 2. P. 1143–1158.

Lackschewitz K.S., Singer A., Botz R. et al. Mineralogy and geochemistry of clay minerals near a hydrothermal site

in the Escanaba Trough, Gorda Ridge, Northeast Pacific Ocean / Eds R.A. Zierenberg, Y. Fouquet, D.J. Miller, W.R. Normark // *Proc. ODP, Sci. Results*, 169: College Station. TX (Ocean Drilling Program). 2000. P. 1–24.

Moore D.M., Reynolds R.C.J. X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals / 2nd ed. Oxford, UK: Oxford University Press, 1999.

Post J.E., Bish D.L. Rietveld refinement of crystal structures using powder X-ray diffraction data // *Rev. Mineral.* 1989. V. 20. P. 277–308. [CrossRef]

Sakharov B.A., Lanson B. X-ray identification of mixed-layer structures. Modeling of diffraction effects. Chapter 2.3. Handbook of Clay Science. Part B. Techniques and Applications / Eds F. Bergaya, G. Lagaly. Amsterdam, Boston, Heidelberg, London, N.Y., Oxford: Elsevier, 2013. P. 51–135.

Sakharov B.A., Lanson B. X-ray identification of mixed-layer structures. Modeling of diffraction effects. Chapter 2.3. Handbook of Clay Science. Part B. Techniques and Applications / Eds F. Bergaya, G. Lagaly. Amsterdam, Boston, Heidelberg, London, N.Y., Oxford: Elsevier, 2013. P. 51–135.

PECULIARITIES OF CLAY MINERALS FORMATION IN THE PLEISTOCENE SEDIMENTS UNDER SPECIFIC TECTONOMAGMATIC AND HYDROTHERMAL CONDITIONS OF THE CENTRAL HILL (ESCANABA TROUGH, GORDA RIDGE, PACIFIC OCEAN). COMMUNICATION 2. HOLES ODP 1038A AND 1038H

V. B. Kurnosov^{1,*}, B. A. Sakharov^{1,**}, Yu. I. Kononov¹,
A. T. Savichev¹, I. A. Morozov², D. M. Korshunov¹

¹*Geological Institute, Russian Academy of Sciences,
Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia*

²*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry,
Russian Academy of Sciences, Staromonetny lane, 35, Moscow, 119017 Russia*

*e-mail: vic-kurnosov@rambler.ru

**e-mail: sakharovba@gmail.com

Clay minerals were studied in Pleistocene sediments from Holes 1038A, 114.50 m deep, and 1038H, 192.80 m deep, which were drilled near a hydrothermal spring with a temperature of 217°C on Central Hill, 275 m east of Hole 1038B. In the sediments from Hole 1038A, at a depth of 8.52 m, the fraction <0.001 mm consists completely of chlorite. In the rest of the sediment section from Hole 1038A clay minerals consist of chlorite (from ~64 to ~98%) and illite. In sediments from Hole 1038H clay minerals also consist of chlorite and illite. Their formation occurred under conditions that arose at the intrusion of a basaltic melt in the form of a laccolith into the Escanaba trough and the heating under its influence of a solution, during the interaction of which with sediments at a high-temperature stage biotite was formed. With the subsequent slow cooling of the laccolith and fluid, the newly formed biotite was completely replaced by chlorite. Illite was precipitated from a hydrothermal solution. At a depth of 183 m, in sediments from Hole 1038H, clay minerals consist of biotite, chlorite and dioctahedral smectite, just as in sediments from Hole 1038B when they were formed under conditions of rapid cooling of the laccolith flank and penetration of sea water into the sediments. The similarities and differences in the processes of formation of clay minerals are shown in the Pleistocene sediments of the Central Hill, located above the slowly cooling part of the laccolith (Holes 1038A and 1038H), and in sediments located above the rapidly cooling flank of the laccolith (Hole 1038B).

Keywords: clay minerals, Central Hill, Escanaba Trough, Gorda Ridge, deep-sea holes

УДК 551.3.051;551.86

ТРИАСОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА: СОСТАВ, СТРОЕНИЕ, УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ, НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

© 2024 г. М. П. Антипов^{a,*}, В. А. Быкадоров^{a,**}, Ю. А. Волож^{a,***},
И. С. Пати́на^{a,****}, В. В. Фомина^{a,*****}, Ф. М. Барс^{b,*****}

^aГеологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

^bРоссийский государственный университет нефти и газа (НИУ) им. И.М. Губкина,
Ленинский просп., 65, корп. 1, Москва, 119991 Россия

*e-mail: mpantipov@yandex.ru

**e-mail: vbykadorov@yandex.ru

***e-mail: yvolozh@yandex.ru

****e-mail: ira_patina@mail.ru

*****e-mail: valery.fomina17@gmail.com

*****e-mail: bars.f@gubkin.ru

Поступила в редакцию 10.06.2024 г.

После доработки 03.07.2024 г.

Принята к публикации 03.07.2024 г.

В статье рассмотрены строение и условия формирования нефтегазоносных триасовых толщ Каспийского региона.

Установлено, что Скифская и Западно-Туранская плиты в триасе располагались на активной окраине Восточно-Европейского континента. Здесь сформировался единый мощный (до 3–5 км) покров осадочных и осадочно-вулканогенных (в основном туфогенных) пород без характерных черт рифтогенеза. На севере и востоке региона триас сложен пестроцветными континентальными терригенными породами. В восточной и южной частях Прикаспийской впадины, в Восточном Предкавказье, на Мангышлаке, в Среднем Каспии нижний триас (оленок) и средний триас представлены морскими терригенно-карбонатными образованиями. Особенности строения триасовых толщ в Прикаспийской впадине связаны с соляной тектоникой.

Максимальные мощности (до 4.5–5 км) триасовых отложений установлены в пределах Скифской плиты в юго-западной части Среднего Каспия и на юго-востоке кряжа Карпинского, где они выполняют серию грабенообразных прогибов, вытянутых в северо-западном направлении, а их отсутствие в северо-западной части последнего обусловлены предъюрской эрозией. Формирование грабенообразных прогибов здесь связано с позднейшими сдвиговыми деформациями, что подтверждается их несовпадением с фациальной зональностью триасовых отложений.

В настоящее время триасовые отложения представляют собой доплитный геодинамический сейсмокомплекс, с несогласием залегающий на палеозойских отложениях. Триасовые отложения Скифской и Западно-Туранской плит нарушены разломами амплитудой до 2 км, участками дислоцированы. Особенно интенсивно складчатость со сбросами и сдвига-надвигами проявлена на кряже Карпинского. Повышенная дислоцированность и поздне триасовый магматизм на Скифской и Западно-Туранской плитах связаны с коллизионными процессами при закрытии океана Палеотетис.

Положительно оценены перспективы нефтегазоносности.

Ключевые слова: триас, палеогеография, рифтогенез, нефтегазоносность, Каспийский регион, Прикаспийская впадина, Скифская плита, Западно-Туранская плита, Восточно-Мангышский прогиб, Южно-Мангышский прогиб, Ассак-Ауданский прогиб, Актумсукское поднятие

DOI: 10.31857/S0024497X24060058, EDN: WVMSP0

Изучением триасовых отложений региона занимались многие исследователи. Однако датировки отдельных частей разреза триаса остаются

недостаточно обоснованными, в первую очередь для эффузивных образований верхнего триаса и красноцветных отложений нижнего.

В Прикаспийской впадине триасовые отложения всеми исследователями однозначно относятся к платформенному (плитному) комплексу, осложненному соляной тектоникой. В отдельных частях Скифской (в Восточном Предкавказье и Среднем Каспии) и Западно-Туранской плит (на Мангышлаке и Устюрте) триасовые отложения распространены главным образом в грабенообразных прогибах, что предопределило их отнесение вместе с верхнепермскими к переходному комплексу, залегающему между фундаментом и платформенным чехлом [Летавин, Савельева, 1975, 1980; Тектоника..., 2009; Международная..., 2003; Хаин и др., 2004; Попков, Попков, 2023]. Этот комплекс отличается повышенной дислоцированностью, присутствием вулканитов и разноамплитудных разломов.

Ряд исследователей в состав переходного комплекса включают и дислоцированные палеозойские отложения [Крылов, 2018; Куранов, 2022]. В наших работах [Атлас..., 2002; Волож и др. 2011; Леонов и др., 2010] обосновывается кадомский возраст фундамента (консолидированной коры) Скифской и Западно-Туранской плит; триасовые отложения рассматриваются как доплитный, а палеозойские — как складчатый комплексы осадочного чехла.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Сложная геологическая история Каспийского региона, в состав которого входят структуры с разнообразными геодинамическими режимами, изменявшимися за время своего развития от океанических до орогенных и платформенных, является причиной того, что в настоящее время отсутствует единая концепция формирования триасовых комплексов Каспийского региона.

Основными тектоническими единицами Каспийского региона являются Прикаспийская впадина с мощностью осадочного чехла до 20–22 км, восточная часть Скифской плиты и Западно-Туранская плита с мощностью осадочного чехла до 12 км. Наиболее крупными структурными элементами осадочного чехла рассматриваемой части Скифской плиты являются Карпинско-Мангышлакская и Туркырская системы поднятий, Карабогазский свод, Терско-Каспийский, Южно-Мангышлакский и Манычские прогибы. В таких границах по нашим представлениям Скифская плита получает четкие структурные ограничения,

характеризуется однотипным разрезом осадочного чехла и фундаментом (байкальским), единой геодинамической историей (активная окраина Восточно-Европейского континента в среднем и позднем палеозое и триасе), общими чертами нефтегазоносности (рис. 1, 2).

В пределах Западно-Туранской плиты выделяются: Северо-Устюртский, Асак-Ауданский и Дарьялык-Дауданский прогибы, Центрально-Устюртская система поднятий, Туркменская антеклиза. Возраст складчатого сейсмокомплекса — девонско-артинский, а доплитного — кунгурско-триасовый.

В пределах Скифской плиты, включающей территории Южно-Мангышлакского, Асак-Ауданского Восточно-Манычского прогибов и структуры Донбасс-Туркырского рифта возраст складчатого комплекса — девонско-позднепермский, а доплитного комплекса — триасовый [Леонов и др., 2010; Волож и др., 2011].

Формирование грабенообразных прогибов Скифской и Западно-Туранской плит часто объясняют как проявление рифтогенеза. Так Восточно-Манычский прогиб (ВМП) был отнесен к рифтогенным структурам [Крылов, 2018; Международная..., 2003; Четыреста..., 2005]. Но в пределах Предкавказья вулканиты достоверно известны только в нижнем триасе южнее Прикумской ступени, и по составу они соответствуют базальтам андийского типа [Государственная..., 2011; Тихомиров, Назаревич, 2001]. На Ногайской ступени и в Восточно-Манычском прогибе в нижнем—среднем триасе из вулканитов установлены только пласты пепловых туфов [Геология..., 2001; Государственная..., 2011; Назаревич и др., 1983]. В северной приразломной части ВМП известны поздне триасовые излияния известково-щелочных вулканитов с преобладанием кислых разностей. По составу эти вулканиты близки к эффузивам коллизионных поясов [Тихомиров, Назаревич, 2001]. Вулканогенные отложения на Мангышлаке, Устюрте представлены исключительно вулканическими туфами [Волож и др., 1981; Липатова и др., 1985].

В терригенных породах триаса повсеместно присутствует туфогенный материал (до 10–20%) и встречаются отдельные прослои вулканических туфов мощностью в 2–4 м. В Восточно-Манычском прогибе в его северной приразломной зоне в вулканогенно-осадочной толще верхнего триаса (ногайская серия) установлены пласты лав, туфов и игнимбритов кислого

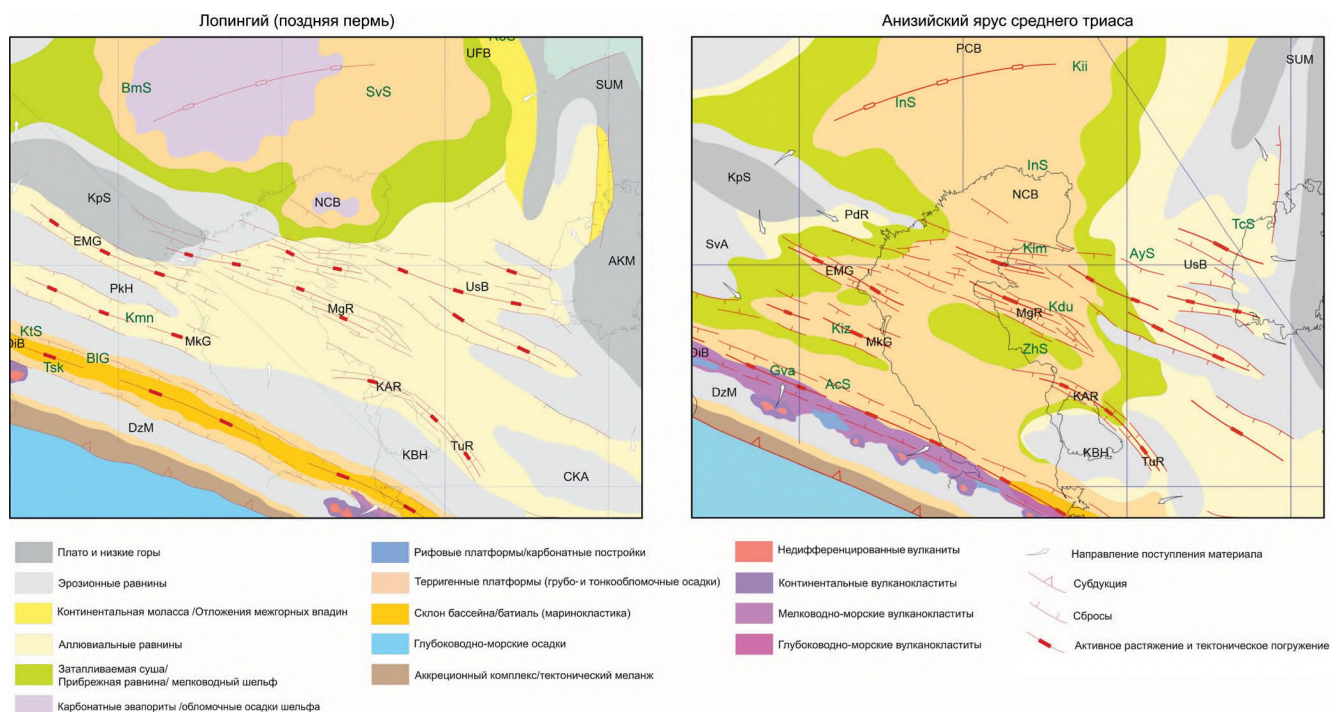


Рис. 1. Палинспастическая схема среднего триаса с контуром Каспийского региона (по [Barrier et al., 2018], с объяснением).

Примечание. UFB – Uralian Foreland Basin – Уральский передовой прогиб, SUM – South Uralian Massif – Южно-Уральский массив, NCB – North Caspian Basin – Северо-Каспийский бассейн, AKM – Aral-Kizylkum Massif – Арал-Кызылкумский свод, KpS – Karpinski Swell – кряж Карпинского, EMG – East Manych Graben – Восточно-Маньчский грабен, PkH – Prikumsk High – Прикумское поднятие, MkG – Makhachkala Graben – Махачкалинский грабен, BIG – Belalabinskaya Group – Белалабинская группа, Dib – бассейн Дизи, DzM – Dzirula Massif – Дзирульский массив, MgR – Mangyshlak Rift – Мангышлакский рифт, UsB – Ustyurt Basin – бассейн Устюрта, KAR – Kara Audan Rift – Кара-Ауданский рифт, KBH – Kara-Bogaz High – Карабогазский свод, TuR – Tuarkyr Rift – Туаркырский рифт, CKA – Central Karakum Arch – Центрально-Каракумский свод, PCB – Pre-Caspian Basin – Прикаспийский бассейн, SvA – Stavropol Arch – Ставропольский свод, BmS – Batymolinskaya Suite – батырмолинская свита?, SvS – Severodvinian Suite – северодвинская свита, Kmn – Kuman Formation – Куманская формация, Tsk – Tskhenistskali Formation – серия Тсхенискалы, KtS – Kutanskaya Series – Кутанская серия, InS – индерийская свита, Kii – Kiiskaya Suite – кийская свита, TcS – Tchagyrl Series – серия Тчагырлы, AyS – Arystan Series – Арыстанская серия, Kiz – Kizlyar Formation – Кизлярская серия, AcS – Acheshbok Suite – свита Ачешбук, Gva – Gvadarashi Formation – формация Гвардашири, Klm – Kalamkas Formation – формация Каламкас, Kdu – Karuduan Formation – формация Карадуан, ZhS – Zhilandin Series – жиландинская серия.

и среднего состава. По особенностям своего состава вулканы соответствуют известково-щелочной серии [Тихомиров, Назаревич, 2001]. Такой характер вулканизма позволяет связать его с коллизионными процессами. Остается недоказанным возраст вулканитов в приразломной Светоярской полосе вдоль южного края кряжа Карпинского. Здесь в ряде скважин 102-Светоярской, 1-Андрагинской и 1-Ильменской под юрскими отложениями установлена рассланцованная вулканогенно-осадочная толща без органических остатков со вскрытой мощностью до 2100 м и условно отнесенная к верхнему триасу [Туртуков, 1991; Тихомиров, Назаревич, 2001; Геология..., 2001]. Толща представлена темно-серыми аргиллитами, алевролитами с телами

субщелочных базальтов, андезито-базальтов, андезитов, кератофиров толщиной до 30–40 м. Аналогичные породы известны на восточном продолжении кряжа Карпинского, на п-ове Бузачи – дислоцированная преимущественно аргиллитовая толща с пластами андезитовых порфиров. Возраст ее по находкам фораминифер определен как позднекаменноугольно-раннепермский (ассельский) [Липатова и др., 1985; Козмодемьянский и др., 1995]. Такие же дислоцированные черные сланцы и известняки с фауной нижнего карбона вскрыты в западной части кряжа в 40 км к юго-западу от г. Сальска. В связи с изложенным, мощные осадочно-вулканогенные толщи в скважинах 102-Светоярская, 1-Ильменская и 1-Андрагинская следует,

на наш взгляд, относить не к триасу, а скорее к позднему палеозою.

Остается дискуссионным также вопрос об истории кряжа Карпинского в триасовое время. В.Е. Хаин с соавторами [Хаин и др., 2004] считают, что в ранней перми (до кунгура) интенсивное прогибание области современного кряжа сменилось инверсией, деформациями и надвигами на север в сторону Прикаспийской впадины. В конце триаса кряж испытал основную фазу деформаций и в ранней юре стал ареной эрозии. Не освещенной осталось у этих авторов позднепермская история. По А.М. Никишину

и др. [Четыреста..., 2005] главные деформации в кряже произошли в предартинское (сакмарское) время, что фиксируется по угловому несогласию в подошве артинских моласс. Породы кряжа Карпинского по системе пологих разломов (Каракульско-Смушковская зона дислокаций) надвинуты на десятки километров на осадочные комплексы Прикаспийской впадины. В работе [Геология..., 2001] отмечено, что прогибы Донбасса и кряжа Карпинского испытали инверсию и складчатость в середине пермского времени без образования значительных поднятий, а в поздней перми на территории Донбасса накапливались пестроцветные и лагунные осадки. Надвигание кряжа на Прикаспийскую впадину предполагается в конце триаса. А.Г. Грановский с коллегами [2007] считают, что в перми и триасе в пределах Донбасса и кряжа Карпинского происходили инверсионные движения с формированием складок и разломов. Авторы палеогеодинамического атласа рассматривают структуры кряжа Карпинского и Горного Мангышлака как триасовый рифт (см. рис. 1) [Barrier et al., 2018].

Изложенные представления, как правило, основаны исключительно на базе разрозненных геологических данных, что приводит к недостаточности их аргументации. Достаточно детально триасовые отложения изучены только в районах, где они не были деформированы или сильно размыты эрозией. Это акватория Среднего Каспия и полуостров Мангышлак. В Прикаспийской впадине структура и мощности триаса искажены влиянием соляной тектоники. На Устьурте отложения триаса, средней и верхней перми формируют единый структурно-формационный комплекс (молассу), в котором фаунистически с учетом данных сейсморазведки удастся обособить четыре осадочные последовательности: дооленок-позднепермского возраста, оленекского яруса нижнего триаса, среднего триаса и верхнего триаса. На кряже Карпинского триасовые отложения практически полностью были размыты в результате воздействия предъюрской эрозии и сохранились только в грабенообразных прогибах.

Всесторонний анализ геолого-геофизических материалов, и в первую очередь новых сейсмических данных, позволяют, на наш взгляд, существенно уточнить представления о строении, истории формирования и нефтегазоносности триасовых отложений.

Рассмотрим данные по составу, мощностям и структуре триаса в разных частях Каспийского

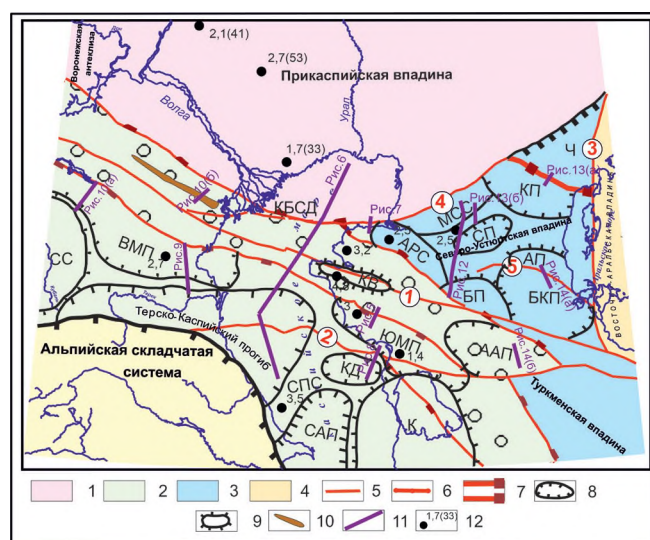


Рис. 2. Обзорная схема Каспийского региона.

1–4 – плиты: 1 – Восточно-Европейская (Прикаспийская часть), 2 – Скифская, 3 – Западно-Туранская, 4 – Восточно-Туранская; 5 – трансконтинентальные сдвиги (цифры в кружках: 1 – Донбасс-Зеравшанский, 2 – Аксу-Киндерлинский, 3 – Урало-Герирудский, 4 – Южно-Эмбинский, 5 – Актумсуковский); 6 – разломы сдвига-надвигового характера; 7 – Донбасс-Туаркырский палеозойский рифт; 8 – прогибы: ВМП – Восточно-Мангышский, ЮМП – Южно-Мангышлакский, САП – Северо-Апшеронско-Келькорский прогиб, КД – Казахская депрессия, ААП – Ассакеаудинский прогиб, Ч – Челкарский прогиб, КП – Косбулакский прогиб, БКП – Барсакельмесский прогиб, СП – Самский прогиб; 9 – поднятия: СС – Ставропольский свод, СПС – Самурско-Песчаномысская седловина, КБСД – Каракульско-Бузачинская система дислокаций, К – Карабогазский свод, АП – Актумсуковское поднятие, БП – Байчагырское поднятие, АРС – Арыстановская ступень, МСС – Мынсуалмасская ступень, КВ – Каратауский вал; 10 – Промыслово-Цубукский грабен; 11 – рисунки (разрезы), приведенные в тексте; 12 – максимальные мощности триасовых отложений (км), в скобках – скорости прогибания, м/млн л.

региона по буровым, сейсмическим материалам и геологическим наблюдениям.

ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗОВ И СТРУКТУРЫ ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Мангышлак, Бузачи, Средний Каспий

Литолого-стратиграфическая характеристика. Триасовые отложения здесь широко распространены; они обнажены в Горном Мангышлаке, вскрыты бурением на Южном Мангышлаке, полуострове Бузачи и в акватории Каспия. На Южном Мангышлаке нижняя часть нижнего триаса (индский ярус) представлена, в основном, красноцветными аргиллитами, алевролитами и песчаниками с отдельными прослоями известняков и мергелей. Мощность яруса изменяется с юга на север от десятков до 1200 м на Жетыбай-Узеньской ступени [Волож и др., 1981]. Оленекский ярус сложен известняками, доломитами, аргиллитами и песчаниками. Карбонатные породы (мощность 200–250 м) преобладают в нижней части яруса.

На Карабогазском и Песчаномысско-Ракушечном поднятиях нижний триас либо отсутствует, либо выражен маломощной (30–50 м) пестроцветной терригенной пачкой. В Горном Мангышлаке нижний триас сложен такими же породами, как и на Южном Мангышлаке, но мощности возрастают до 2 км. Севернее, на Бузачинском поднятии – краевой структуре Донбасс-Туаркырской зоны поднятий, нижнетриасовые отложения отличаются повышенными мощностями (до 2 км), представлены пестроцветными терригенными отложениями с примесью кислого туфогенного материала и отдельными прослоями сероцветных пород (скв. П-1 Кырын).

Западнее, по северному краю Донбасс-Туаркырской структуры Курмангазы (в море) нижний триас имеет мощность более 1077 м и представлен морскими серыми известковистыми аргиллитами с прослоями алевролитов, песчаников и известняков с находкой аммонита оленекского возраста [Шестоперова и др., 2011]. Аналогичные разрезы нижнего триаса вскрыты на продолжении Горно-Мангышлакских дислокаций на структурах Широкая (43 м) и Тюбкараган-Морская (570 м).

В юго-западной части Песчаномысско-Ракушечного поднятия на структуре Ялама бурением установлены морские сероцветные терригенно-карбонатные отложения триаса, умеренно-дислоцированные, вскрытой мощностью

1700 м [Леонов и др., 2010]. По сейсмическим материалам, мощность триаса здесь не менее 3 км. На своде Песчаномысско-Ракушечного поднятия триас имеет мощности в сотни метров, а на Карабогазском своде и в южной части Восточного Предкавказья триасовые отложения отсутствуют.

Среднетриасовые отложения представлены в основном морской сероцветной терригенно-карбонатной толщей [Волож и др., 1981; Алексеева и др., 1991; Жидовинов, 1998]. На Южном Мангышлаке она имеет мощность до 600 м и сложена известняками с прослоями вулканических туфов, перекрытыми пачкой черных битуминозных алевролитов и аргиллитов. В Горном Мангышлаке средний триас представлен дислоцированными темно-серыми алевролитами, аргиллитами, песчаниками с прослоями известняков и вулканических туфов мощностью до 800–1000 м. В северной части п-ова Бузачи среднетриасовые отложения мощностью 622 м (каламасская свита) сохранились на месторождении Каламкас, где они представлены серыми и пестроцветными песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями туфов [Липатова и др., 1985].

Отложения верхнего триаса на Южном Мангышлаке представлены морскими и прибрежно-морскими темно-серыми аргиллитами, алевролитами, песчаниками реже гравелитами и туфами, встречаются линзочки угля. Мощность изменяется от 300 до 900 м. Аналогичный разрез верхнего триаса имеется и в Горном Мангышлаке, но здесь триасовые отложения интенсивно дислоцированы.

Сейсмостратиграфическая характеристика и региональная структура. Особенности строения триасового доплитного сейсмокомплекса наиболее полно изучены в Южно-Мангышлакском прогибе [Волож и др., 1981]. Поверхностями несогласий он разделен на три сейсмокомплекса: нижнетриасовый, ниже-среднетриасовый, верхнетриасовый (рис. 3).

Южно-Мангышлакский прогиб, размером 350-100 км, северо-западного простирания, выполнен триасовыми (2–2.5 км), юрскими (1–1.5 км), меловыми (1.5 км) и палеоген-миоценовыми преимущественно терригенными отложениями. Северное ограничение прогиба проходит по тектоническому шву (сдвига-надвигу), отделяющему Беке-Башкудукский вал от Жетыбай-Узеньской ступени.

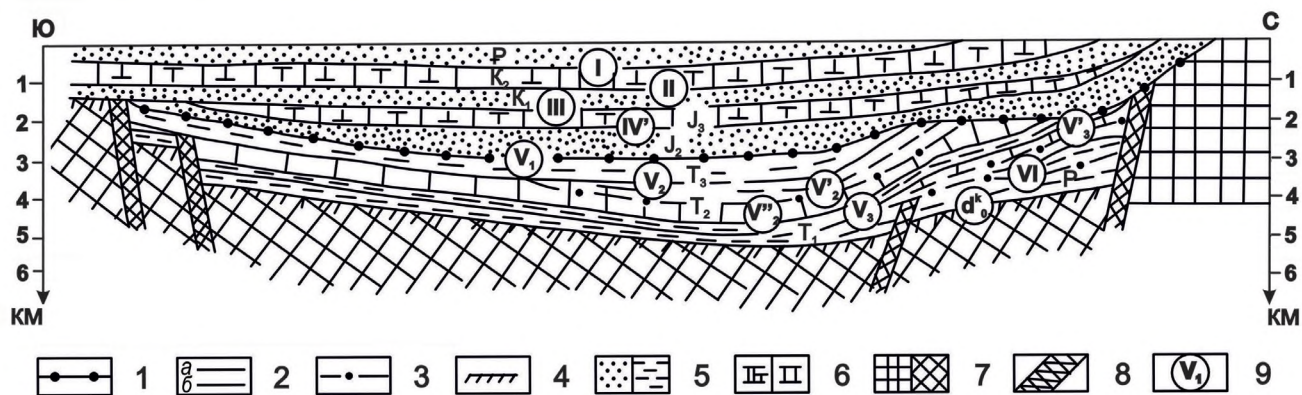


Рис. 3. Сеймостратиграфическая модель Южного Мангышлака демонстрирует возрастание мощности триаса к северу и срезание его верхней части юрскими отложениями [Волож и др., 1981].

1 — граница сеймокомплексов; 2 — отражающие горизонты в юрско-меловых сеймокомплексах; 3 — опорные отражающие горизонты в триасе; 4 — преломляющие горизонты; 5–7 — состав пород: 5 — терригенные, 6 — карбонатные, 7 — метаморфические (а — высокоградиентные, б — низкоградиентные); 8 — разрывные нарушения; 9 — индексы сейсмических горизонтов.

Триасовые отложения в прогибе нарушены многочисленными разломами, но углы падения обычно не превышают 10–15°. В качестве примера приводим фрагмент структурной карты по среднему триасу (рис. 4).

На южном борту Южно-Мангышлакского прогиба мощности триаса сокращаются за счет выпадения из разреза индских горизонтов и частичного размыва верхнего триаса. В скважине Темир-баба мощность всего триаса сокращается до 1400 м, в 10 км южнее сохранилось 425 м нижнего триаса, а еще в 5 км к югу (площадь Букбаш) триас отсутствует. Мощность триаса к северу возрастает примерно с 2 км до 3–3,5 км, в этом же направлении увеличивается глубина эрозионного среза, более часто проявляются разломы (см. рис. 3, рис. 5). На отдельных северных блоках Жетыбай-Узеньской ступени глубина эрозии достигала палеозойских образований. Седиментационная мощность пермских отложений значительно увеличивается на север в сторону осевой зоны Центрально-Мангышлакского поднятия и Беке-Башкудукского поднятия. Однако тенденция общего первичного нарастания мощностей триаса на север остается неизменной. Максимальные мощности фиксируются перед Беке-Башкудукским разломом, который является южным звеном Донбасс-Туаркырской зоны разломов и ограничением одноименного девонского рифта [Леонов и др., 2010].

Севернее этого разлома триасовые отложения распространены непрерывно. В пределах невысоких гор Каратау на поверхность выходят

интенсивно дислоцированные триасовые и пермские отложения. Протяженность обнажений пермско-триасовых пород в горах Каратау составляет около 100 км при ширине до 10 км. С юга они ограничены Южно-Каратауским сдвигом северо-западного простираения. Основную часть обнажений занимают триасовые отложения, которые собраны в крутые, иногда запрокинутые кулисообразные складки, отклоняющиеся к северу от этого разлома косо, под углом 20–30°, и подтверждающие его сдвиговый характер [Винюков, 1963; Трифонов и др., 1975].

У разных исследователей указанные мощности триаса в Горном Мангышлаке существенно различаются — от 8 км до 4,75–5 км [Нуралин и др., 1989; Трифонов и др., 1975; Калугин и др., 1981]. Как было сказано выше, особенностью строения разреза в Горном Мангышлаке, Южно-Бузачинском прогибе и на Северном Устюрте является отсутствие границы между верхней пермью и триасом. Таким образом, данные мощности были оценены по фрагментарной сейсмической информации и их следует рассматривать как мощности нерасчлененного пермо-триаса. Общая мощность пермо-триаса в Горном Мангышлаке и на юге п-ова Бузачи достигает 3500–4000 м. По сейсмическим данным повышенные мощности относятся в основном к пермской части разреза. А мощности непосредственно триаса здесь сопоставимы с Прикаспийскими (рис. 6).

Севернее, на полуострове Бузачи, краевой северной части Донбасс-Туаркырского рифта, по скважинам П-1 Каламкас и П-1 Сев. Бузачи

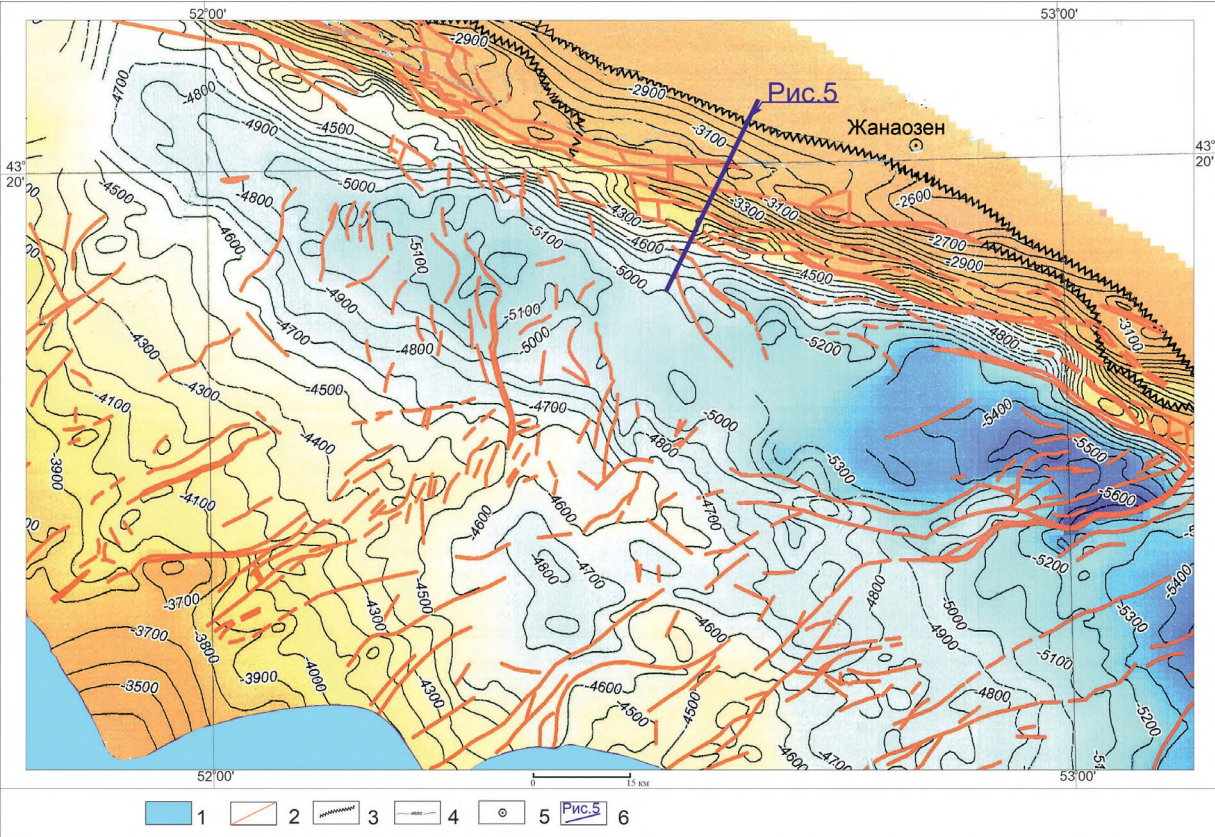


Рис. 4. Фрагмент структурной карты среднего триаса Южно-Мангышлакского прогиба. 1 – Каспийское море, 2 – разрывные нарушения, 3 – граница выхода среднетриасовых отложений на предъюрскую поверхность, 4 – изогипсы среднетриасовых отложений (м), 5 – районный центр, 6 – положение профиля, показанного на рис. 5.

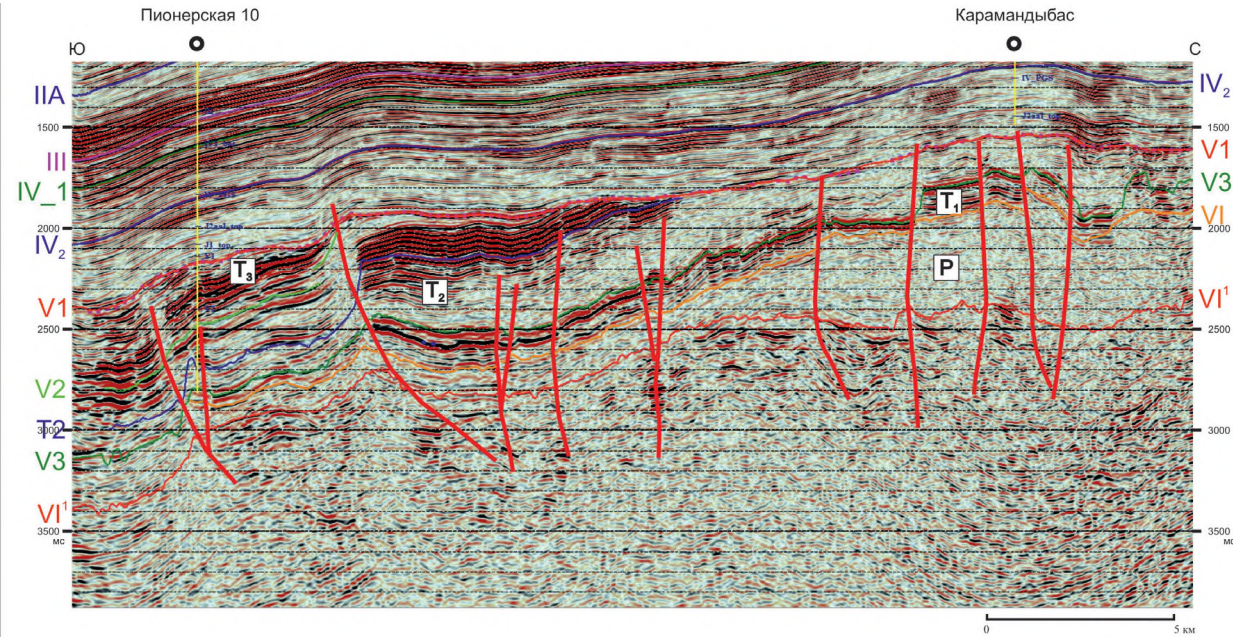


Рис. 5. Сейсмический разрез (фрагмент) через Жетыбай-Узенскую ступень (Пионерская-Карамандыбас). Индексы в прямоугольниках – стратиграфический возраст сейсмокомплексов, римские цифры означают индексы опорных отражающих горизонтов.

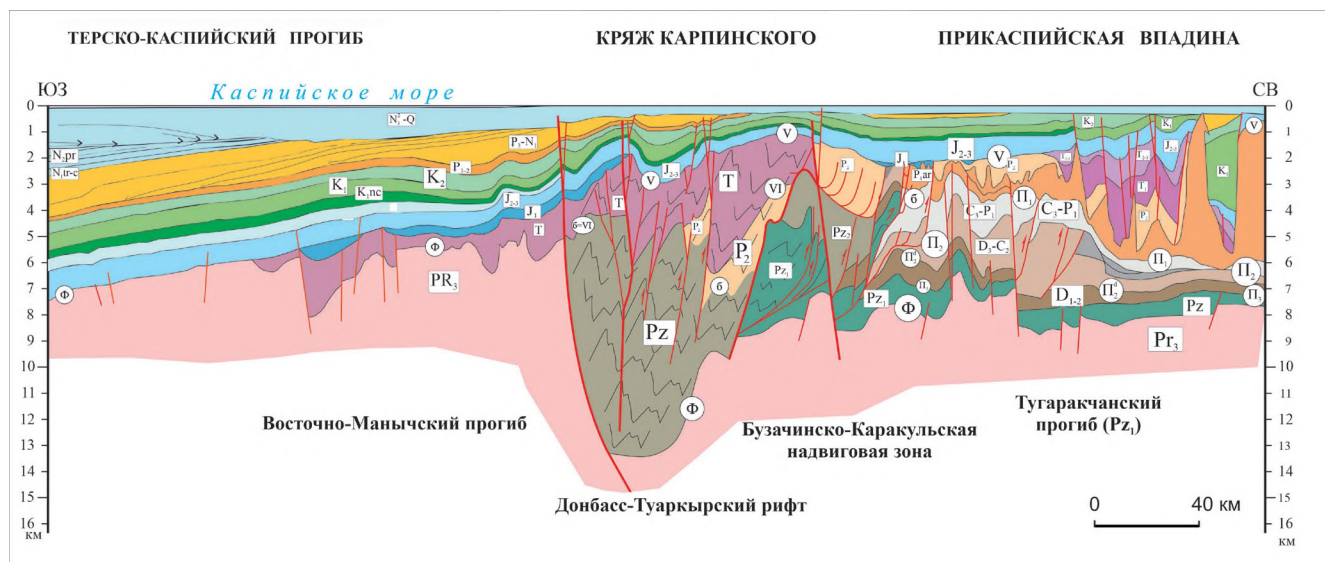


Рис. 6. Сейсмогеологический разрез через Каспийское море.

Индексы в прямоугольниках указывают стратиграфический возраст комплексов, знаки в овалах — индексы отражающих горизонтов.

мощности нижнего и среднего триаса достигают соответственно 2500 и 3200 м [Липатова и др., 1985]. Верхний и частично средний триас, по данным этих скважин, эродирован. В Южно-Бузачинском прогибе сохранился сероцветный верхний триас мощностью до 722 м (Западный Торлун) [Козмодемьянский и др., 1995]. Общая мощность триаса на полуострове достигает 3500–4000 м. Повышенные мощности триаса в Горном Мангышлаке и на п-ове Бузачи означают, что Донбасс-Туаркырский рифт в середине перми и в триасе снова активно прогибался, и осадки этого времени следует относить к пострифтовым.

Северная прибрежная зона полуострова Бузачи структурно относится к Каракульско(Бузачинско)–Смушковской зоне надвигов. Надвиги четко фиксируются на сейсмических разрезах. На профиле, отрабатанном на месторождении нефти Каламкас-море, фиксируется принадвиговая синклиналь с мощностью T_{1-2} около 2 км (рис. 7). Следующая надвиговая пластина наблюдается севернее, в районе структуры Нарын, на которой под средней юрой вскрыты ассельско-сакмарские карбонаты [Пронин, Шестоперова, 2019].

На морском продолжении кряжа Карпинского и Горного Мангышлака триасовые отложения, вскрытые в отдельных морских скважинах (Аташ, Тюбкараган-море, Широтная), характеризуются крутыми углами падения (до 80°) и хаотическими отражениями в волновом поле. На сейсмических

разрезах можно условно выделить только нерасчлененные триасовые отложения.

В Среднем Каспии триас установлен на продолжении Туаркырской ветви Донбасс-Туар-

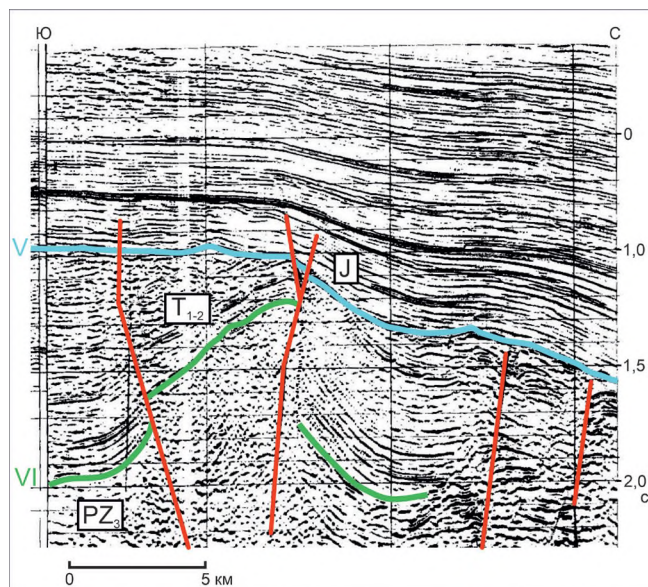


Рис. 7. Сейсмический разрез (фрагмент) северной (транзитной) окраины месторождения Каламкас демонстрирует мощности нижнего и среднего триаса по разные стороны от Южно-Эмбинского сдвига и один из поздне триас-юрских сдвиго-надвигов кряжа Карпинского.

Голубая линия — сейсмический отражающий горизонт V, зеленая — отражающий горизонт VI (кровля палеозоя).

кырского рифта вдоль Аксу-Киндерлинского сдвига. Приведенный разрез (рис. 8) пересекает этот сдвиг в районе морской структуры Година, где максимальные мощности триаса (около 1400 м) сохраняются в опущенной зоне сдвига, а на крыльях сдвига триас эродирован. На данном разрезе прослеживается значительно возрастающая мощность деформированного девонско-пермского комплекса отложений в сторону Донбасс-Туаркырского рифта. В то же время, конседиментационная мощность ниже- и среднетриасовых отложений практически остается неизменной. Однако, в целом, за счет предъюрской эрозии мощность недеформированного триасового комплекса уменьшается в том же направлении вплоть до полного ее выклинивания в пределах Карабогазского свода. На западном продолжении Аксу-Киндерлинского вала в море обособлены крупные присдвиговые структуры Нурсултан и Ракушечное-море. Здесь установлено, что движения по сдвигу продолжались и в послетриасовое время, и особенно активно в неогене. Эти движения привели к разрушению прогнозировавшихся здесь крупных юрских месторождений углеводородов. Небольшие залежи за счет перетоков углеводородов установлены в нижнем мелу с мощными глинистыми покрывками.

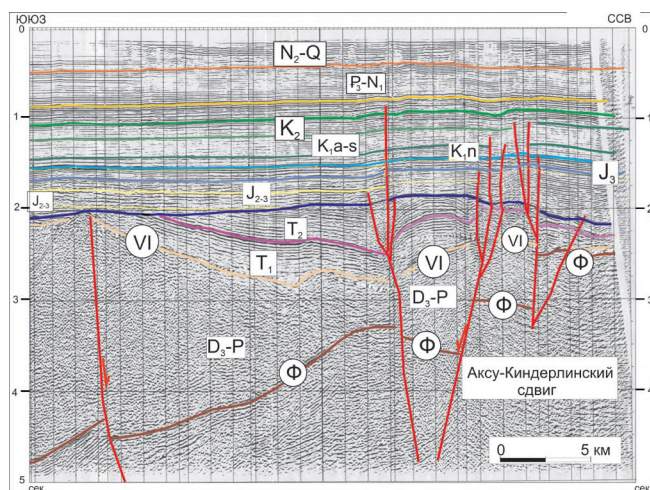


Рис. 8. Сеймостратиграфический разрез в прибрежной прикарабогазской части Среднего Каспия пересекает Аксу-Киндерлинский сдвиг [Леонов и др., 2010]. Буквы в белых прямоугольниках — возраст сеймокомплексов (плиоцен-четвертичный, олигоцен-нижнемиоценовый, меловой, юрский, триасовый, палеозойский); индексы в кружках — опорные сейсмические горизонты. Тонкие желтые линии — вспомогательные отражающие горизонты.

Восточное Предкавказье

Литолого-стратиграфическая характеристика. Разрез нижнего триаса в Восточном Предкавказье начинается с куманской свиты, залегающей с резким несогласием на интенсивно дислоцированных каменноугольных отложениях. Свита сложена песчано-конгломератовой и пестроцветной песчано-аргиллитовой (вверху) толщами. Так же, как и на Южном Мангышлаке, верхи нижнего триаса (оленок) представлены морскими известняками, доломитами, алевролитами и аргиллитами с прослоями вулканических туфов. Преимущественно карбонатная толща оленека выделена в нефтекумскую свиту.

В Восточно-Манычском прогибе в разрезе свиты установлены биогермные постройки мощностью до 500 м. Между ними карбонаты становятся глинистыми, уменьшаются в мощности и замещаются темно-серыми более глубоководными глинисто-алевролитовыми породами. Завершают разрез нижнего триаса култайская и демьяновская свиты, мощностью от 10 м на рифах и до 500 м в предрифовой зоне. Обе свиты слагаются серыми известняками с прослоями мергелей, аргиллитов, алевролитов. На восточном фланге кряжа Карпинского (Семеновская площадь) вскрыто 300 м верхнеоленокских известковистых аргиллитов с тонкими прослоями известняков и мергелей, содержащих аммониты. Эти особенности разреза триаса указывают на то, что кряж Карпинского в раннем триасе являлся частью единого с соседними районами шельфового морского бассейна, причем с более значительными глубинами [Копылов и др., 1982]. Мощность нижнего триаса резко меняется и колеблется от 300 до 1200 м [Геология..., 2001; Государственная..., 2011].

Средний триас, по сравнению с нижним, в Восточном Предкавказье имеет существенно меньшую площадь распространения и подразделяется на кизлярскую и новоколодезную свиты. Кизлярская свита залегает трансгрессивно на куманской свите и на каменноугольных отложениях. Сложена она внизу (до 160 м) серыми оолитовыми и глинистыми известняками с прослоями мергелей, алевролитов и аргиллитов. В верхней части свиты (до 350 м) преобладают темно-серые аргиллиты с прослоями песчаников, их анизийский возраст подтвержден остатками фораминифер и моллюсков. Новоколодезная свита мощностью до 400 м сложена бурыми аргиллитами, алевролитами, известняками с прослоями песчаников с характерными моллюсками.

Верхний триас в Восточном Предкавказье установлен в Восточно-Маньчском прогибе, в Прикумской зоне поднятий, в Чернолесско-Тарумовской зоне и на крыже Карпинского. Нижняя, закумская свита известна только в южной части Восточно-Маньчского прогиба. Она согласно, а местами с размывом залегает на среднем триасе. В нижней части свиты (до 90 м) распространены серые песчаные известняки и аргиллиты, выше (до 200 м) — пестроцветные аргиллиты, алевролиты, реже известняки. В свите обнаружены карнийские двустворки. Раньше эта свита условно относилась к среднему триасу. Вышележащая ногайская свита знаменует начало тектонической и вулканической активизации в норийское время, связанной с коллизионными процессами в Палеотетисе. Залегает она с размывом и небольшим угловым несогласием на более древних свитах триаса или на образованиях карбона (на крыже). Ногайская свита представлена пестроцветными конгломератами, гравелитами, песчаниками, аргиллитами, лавами и вулканическими туфами известково-щелочного состава. Конгломераты включают обломки эффузивных, метаморфических и осадочных пород. Среди эффузивов преобладают кварцевые, дацитовые и реже андезитовые порфириды. Мощность свиты достигает 1000 м, возраст определен условно по положению в разрезе [Сабанеев, Черкашин, 2008; Куранов, 2022]. Завершает разрез триаса

Восточного Предкавказья зурмутинская свита. Она залегает с угловым несогласием на отложениях нижнего-среднего триаса, с размывом на ногайской свите, а в пределах крыжа Карпинского — на карбоне. Слагается аргиллитами с растительными остатками, алевролитами и разнозернистыми песчаниками, редко встречаются прослои гравелитов, туфов, туфопесчаников. Свита условно отнесена к норию.

Сейсмостратиграфическая характеристика и региональная структура. Мощные разрезы триаса установлены в Восточно-Маньчском прогибе, расположенном на южной периферии крыжа Карпинского. В южном направлении здесь отмечается выклинивание нижних горизонтов триаса и общее сокращение мощностей с последующей полной предъюрской эрозией (рис. 9, 10а). На разные горизонты триаса и палеозоя с размывом и угловым несогласием ложатся юрские отложения.

Местами за пределами прогиба сохранились небольшие фрагменты триаса, что указывает на существование осадочного бассейна в триасе во всем Восточном Предкавказье. Северная граница прогиба резкая, она проходит по Северо-Маньчскому разлому (сдвигу). При этом к разлому, как и на Мангышлаке отмечается не сокращение мощностей триаса, а даже их рост (см. рис. 9, 10). Это свидетельствует о том, что в триасе крыж Карпинского вместе с Прикаспийской впадиной

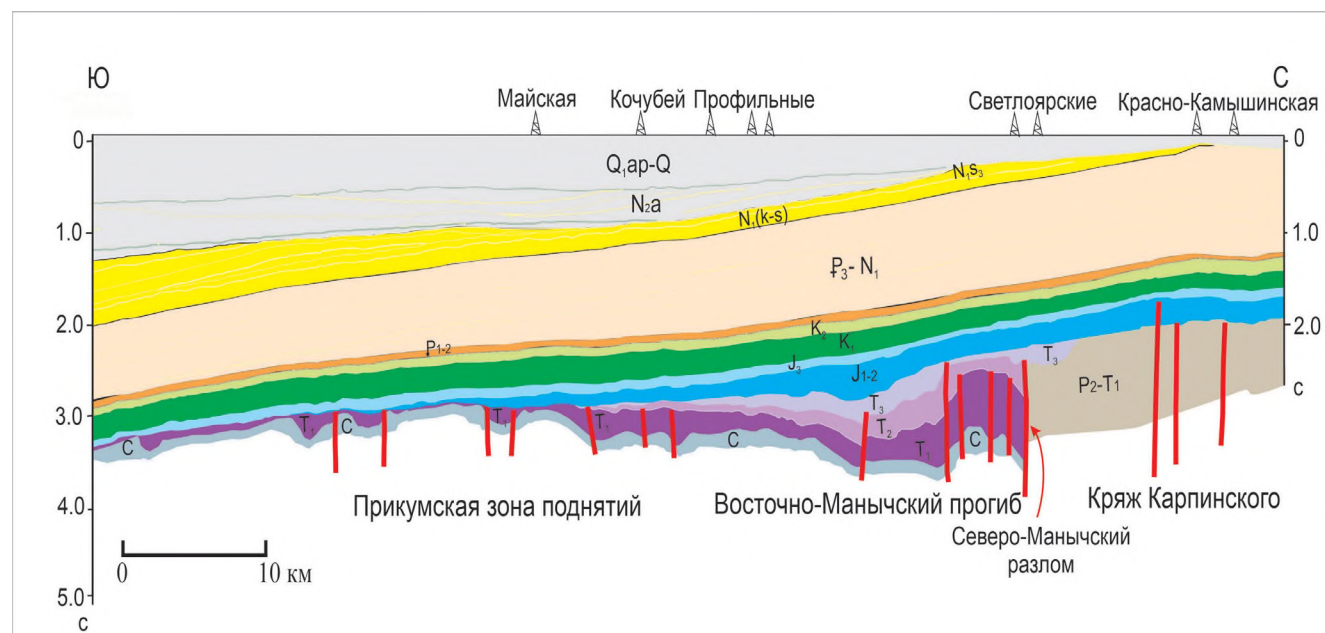


Рис. 9. Сейсмогеологический разрез Восточного Предкавказья показывает характер залегания триасовых отложений в Восточно-Маньчском прогибе.

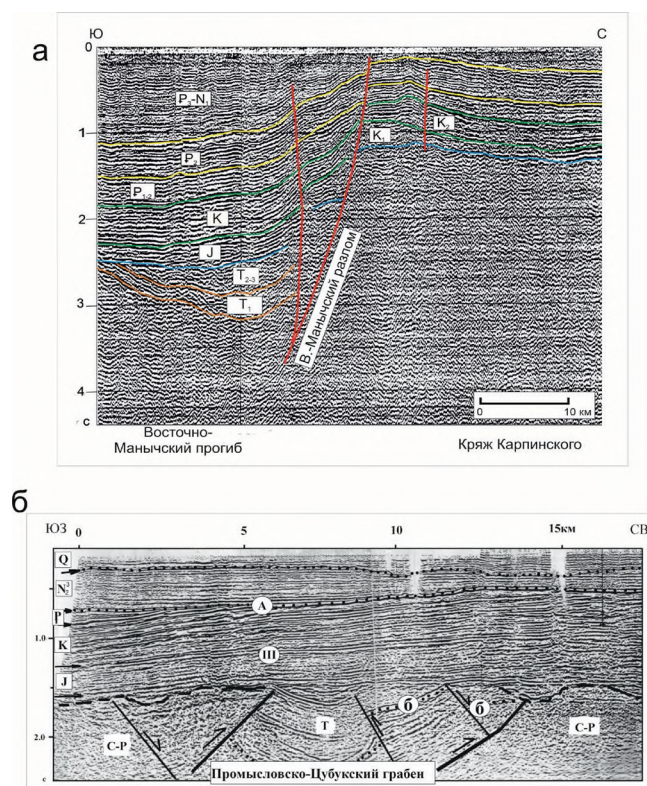


Рис. 10. Временные сейсмические разрезы (фрагменты) через северо-западную часть Восточно-Маньчжурского прогиба (а) и Промышленно-Цубукский грабен (б) [Волож и др., 1999].

Индексы в прямоугольниках — стратиграфический возраст сейсмических комплексов, в кружках — отражающие горизонты (А, III, б).

и Предкавказьем являлся частью обширного Каспийского ареала осадконакопления.

Активные тектонические движения со складчатостью и вулканизмом в карнийском веке связаны с коллизионными процессами в Палеотетисе. В это время кряж Карпинского как ослабленная палеозойская рифтогенная зона подвергся складчатым деформациям со сдвиго-надвиговыми перемещениями, обусловившими резкое опускание Маньчжурских прогибов. На большей части кряжа триас был уничтожен за исключением присдвигового Промышленно-Цубукского грабена (см. рис. 9, 10б) и ряда более мелких впадин [Летавин, Савельева, 1975]. Мощность полного разреза триаса в этом грабене, по сейсмическим данным, превышает 1300 м. Промышленно-Цубукская и Горномангышлакская структуры с полными разрезами триаса занимают центральное положение в кряже. Они сформированы Донбасс-Зеравшанским трансрегиональным сдвигом, который состоит из ряда ветвей (в т.ч.

Северо-Маньчжурской), развивавшихся с перерывами с конца триаса до плиоцена [Леонов и др., 2010]. Детальными сейсмическими материалами установлено, что вдоль этого сдвига в послетриасовое время происходили горизонтальные перемещения, при этом в Промышленном районе формировались локальные прогибы с увеличенными мощностями юрских и меловых отложений [Жингель, 2005]. В северо-западном направлении ширина Восточно-Маньчжурского прогиба сокращается с 80–100 до 20–25 км (см. рис. 9, 10а). При этом особенности строения триасовых толщ сохраняются: у Северо-Маньчжурского сдвига мощности максимальные (около 1200 м), а на юго-западе они постепенно уменьшаются и выклиниваются. Такие же мощности и состав триаса характерны для разрезов в грабенах кряжа Карпинского и в прилегающих к кряжу с севера разрезах Прикаспийской впадины.

Устьюрт

Литолого-стратиграфическая характеристика. Триасовые отложения широко распространены на Северном Устьюрте (Северо-Устьюртская впадина) и в северной части Южного Устьюрта (Ассаке-Ауданский и Дарьялык-Дауданский прогибы). Они были частично эродированы на Центрально-Устьюртском и Южно-Эмбинском поднятиях.

Нижнетриасовые отложения на Северном Устьюрте представлены пестроцветной толщей известковистых песчаников, алевролитов и аргиллитов, нередко с примесью вулканического пепла. В Ассакеауданском прогибе и на Шахпахтинской ступени нижнетриасовые отложения мощностью от 260 м (Шахпахты) до 440 м (Коссор) сложены красноцветными аргиллитами с прослоями песчаников, алевролитов. На большей части Северного Устьюрта нижний триас имеет небольшие мощности (до 400 м). Полные мощности в синклиналях достигают 2.5–3 км. Только в юго-западной части, вблизи Донбасс-Туаркырского рифта мощности возрастают до 900 м (структура Арыстановская).

Средне- и верхнетриасовые отложения представлены озерно-аллювиальными, преимущественно красноцветными терригенными породами, которые бедны органическими остатками. В связи с этим расчленение их неоднозначно [Жидовинов, 1998; Липатова и др., 1985; Справочник..., 1988].

Среднетриасовые отложения на Северном Устьюрте представлены пестроцветными песчано-глинистыми отложениями. Мощность среднего триаса на юго-западе составляет 750 м (структуры

Арыстановская, Жайлыган). Восточнее, на структурах Ащитайпак, Шомышты мощности возрастают соответственно до 916 и 958 м. В южной части Северного Устьярта мощность среднего триаса сокращена до 200 м.

Верхнетриасовые отложения представлены континентальной сероцветной терригенной толщей, выполняющей отдельные северные мульды. Наиболее мощный разрез верхнего триаса изучен по скважине П-2 Ащитайпак (1175 м), которая вскрыла темно-серые аргиллиты, песчаники и алевролиты с обугленными растительными остатками.

Сейсмостратиграфическая характеристика и региональная структура. На Устьюрте триасовые отложения залегают согласно со сходными породами верхней перми, образуя единый верхнеартинско-кунгурский доплитный комплекс.

Основное несогласие на Северном Устьюрте фиксируется отражающим горизонтом “б”, отвечающим кровле докунгурского палеозоя; оно увязывается с урало-тяньшаньской коллизией. По этому горизонту построена структурная схема, отражающая строение и триасового комплекса (рис. 11). На сейсмических разрезах в подошве верхнего триаса выделяется ОГ V₂, а в подошве

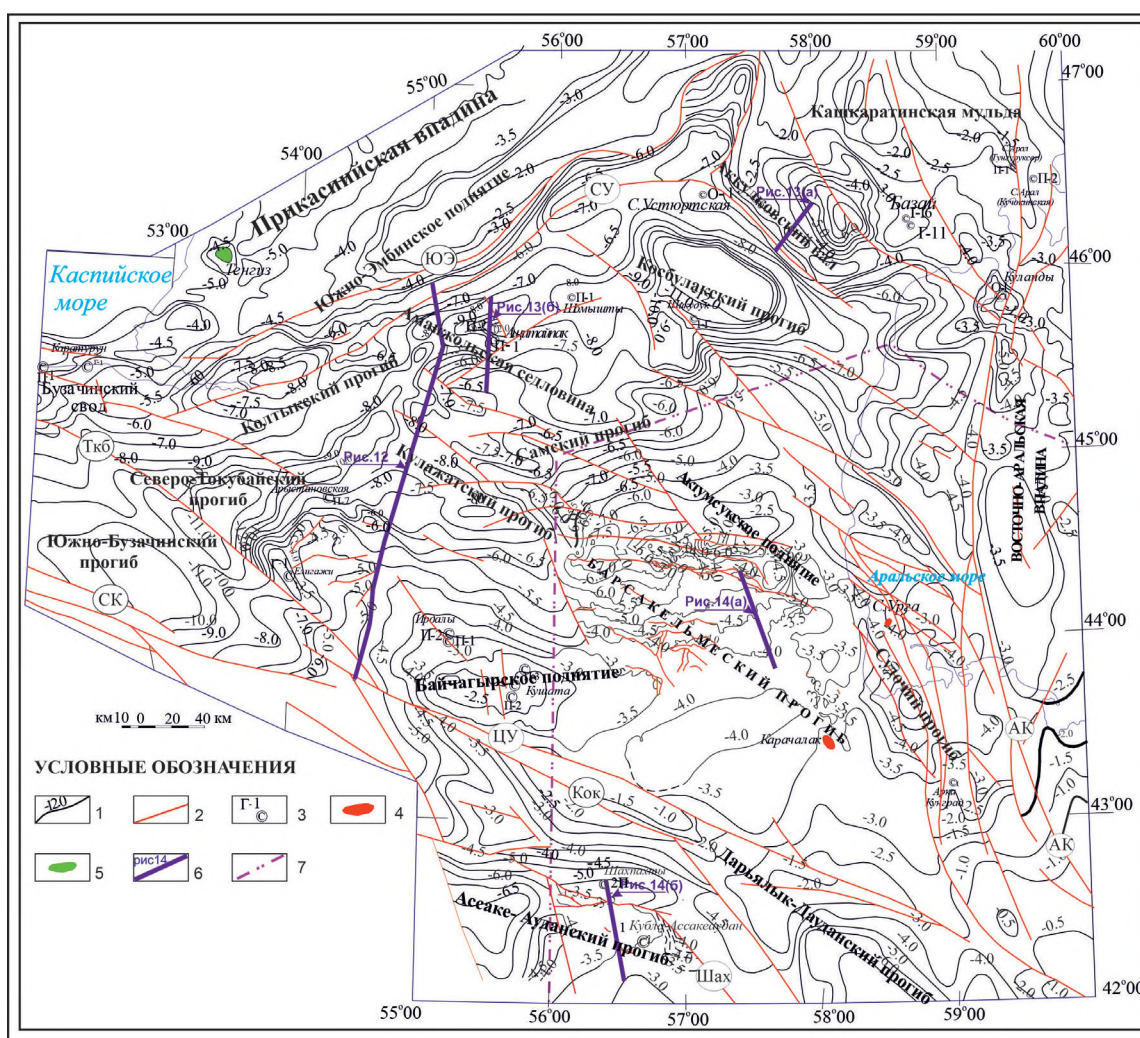


Рис. 11. Структурная карта Устьюрта по поверхности докунгурских отложений (отражающий горизонт “б”) [Волож и др., 2011].

1 — изогипсы отражающего горизонта “б”, км; 2 — основные разломы; 3 — глубокие скважины и их номера; 4 — газовые месторождения; 5 — нефтяные месторождения; 6 — линии сейсмических и сейсмогеологических разрезов, показанных на рисунках в статье; 7 — государственные границы.

Буквами обозначены основные разломы: АК — Арало-Кызылкумский, Кок — Кокбахтинский, СК — Северо-Кара-тауский, СУ — Северо-Устьюртский, Ткб — Токубайский, ЦУ — Центрально-Устьюртский, Шах — Шахпахтинский, Ю-Э — Южно-Эмбинский.

среднего — ОГ V_3 . От вышележащих триасовые отложения отделяются угловым и стратиграфическим несогласием, прослеживающимся как опорный отражающий горизонт V_1 [Липатова и др., 1985].

Особенностями структуры триаса на Устьурте являются достаточно крутые складки ($10\text{--}15^\circ$, а у разломов круче) и многочисленные разломы. Эти особенности и время формирования структур и разломов четко видны на сейсмических разрезах. Амплитуда прогибов по триасу достигает 2 км, в то время как по плитному юрско-кайнозойскому комплексу она измеряется первыми сотнями метров. Нередко триасовые прогибы по подошве юры выражены моноклиналями (рис. 12) как и в Предкавказье.

Ограничивающие Северо-Устьуртскую впадину региональные разломы (Северо-Устьуртский, Токубайский, Центрально-Устьуртский и Восточно-Аральский) имеют сдвиго-надвиговую природу, связанную с движением всего Северо-Устьуртского блока против часовой стрелки. Как сдвиго-надвиги они активно проявились в конце триаса — ранней юре. Движения по ним продолжались и позднее, особенно активно в неогене.

Важно отметить, что в пределах Северного Устьурта основное структурное несогласие приурочено к началу пермского времени. Северо-Устьуртский сдвиг ограничивает впадину с северо-запада от Южно-Эмбинского поднятия, на котором триасовые отложения полностью эродированы. Вертикальная амплитуда сдвига превышает 1 км. По сдвигу триасовые отложения не выклиниваются, а срезаются. Это свидетельствует о том, что Южно-Эмбинское поднятие

было перекрыто триасовыми отложениями (см. рис. 12).

На северо-востоке Устьурта в Кашкаратинской мульде вдоль Аккулковского сдвига в поздне триасовое время сформирован одноименный вал, где юрские отложения залегают на допермском метаморфизованном палеозое. К разлому мощность триаса возрастает, что подтверждает послетриасовый возраст и разлома, и вала, с которого триас был эродирован. В результате триасовые отложения приобрели грабеновую структуру (рис. 13а).

Триасовые отложения деформированы и в широких прибортовых зонах Северо-Устьуртской впадины. Так в ее северной части закартированы мульда и односторонний грабен, выполненный триасовыми отложениями (см. рис. 13б). В мульде мощность сероцветного верхнего триаса превышает 1100 м при углах падения около 15° . Время формирования этих структур однозначно поздне триасовое. Более того, стоит отметить согласное залегание триасовых и средне-верхнепермских отложений на территории Северного Устьурта.

В юго-восточной части впадины находится крупное Актумсукское поднятие, выраженное контрастными структурами в пермско-триасовом доплитном комплексе (рис. 14а). От соседних прогибов поднятие ограничено разломами сдвиго-надвигового характера с меняющейся по простиранию амплитудой от сотен метров до 1–1.5 км. Южнее Актумсукского поднятия по разлому амплитудой около 1.5 км обособляется односторонний Байчагырский грабен. Этот грабен Н.А. Крылов [2018] рассматривает как триасовую рифтогенную структуру, но она, как и вышеописанные грабены, сформирована в конце триаса

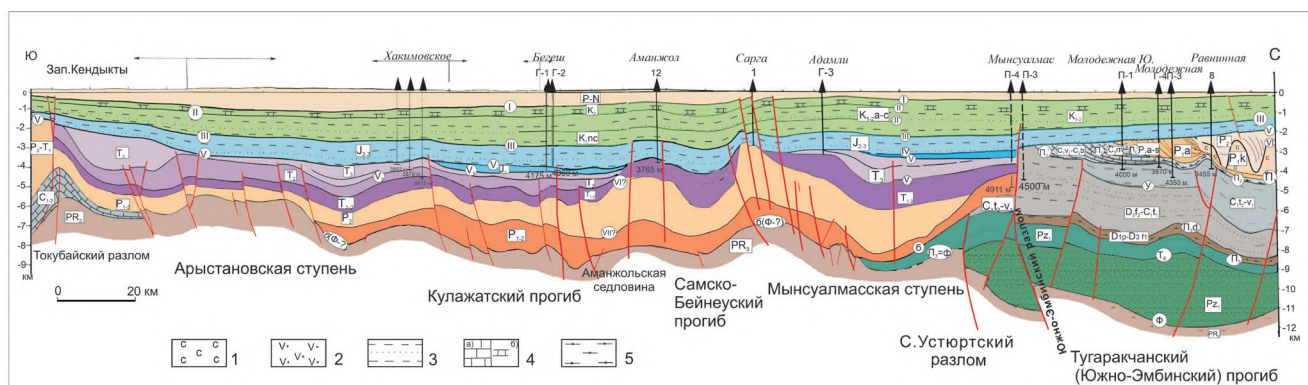


Рис. 12. Сейсмогеологический разрез Северного Устьурта.

Положение профиля показано на рис. 2.

1 — эвапориты, 2 — вулканогенно-осадочные породы, 3 — терригенные породы, 4 — карбонатные породы (а — палеозойские, б — меловые), 5 — терригенно-карбонатные породы. Индексы в прямоугльниках — возраст сейсмокомплексов, индексы в овалах — обозначения опорных сейсмических горизонтов.

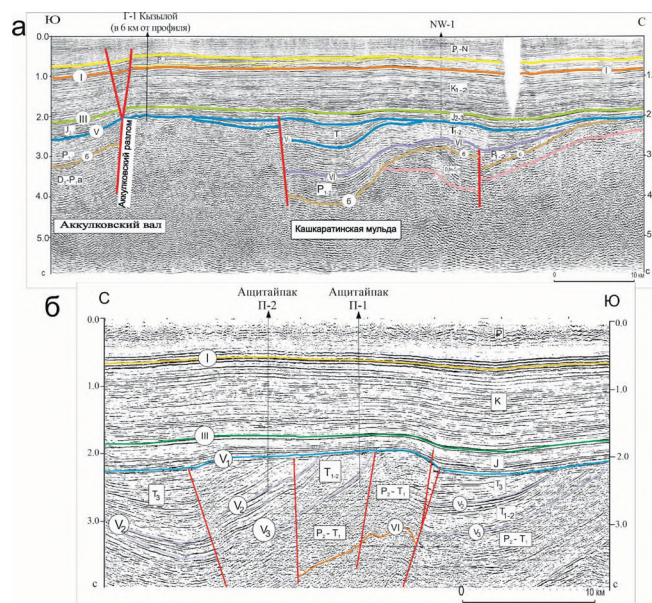


Рис. 13. Сейсмические разрезы — Кашкаратинский (а) и Ашитагипакский (б).

Цветные линии — опорные отражающие горизонты, цифры в овалах — их индексы; буквы в прямоугольниках — возраст сейсмостратиграфических комплексов; красные линии — разломы.

из плащеобразного чехла. В южной части грабена отмечается подошвенное прилегание пермско-триасовых отложений и уменьшение их мощности, что указывает на приближение к краю осадочного бассейна. Резкий рост мощностей слабо дислоцированного триаса в грабене в северном направлении ограничен позднетриасово-раннеюрским сдвигом. Севернее, на Актумсукском поднятии нерасчлененные пермско-триасовые отложения дислоцированы, и их мощности, по сейсмическим данным, увеличиваются до 4 км (см. рис. 14а). Это позволяет рассматривать Актумсукское поднятие как область развития больших мощностей перми и триаса, которая претерпела инверсию в конце триаса. Такая инверсия возможна в ослабленных более древних рифтогенных зонах. Подобная зона предполагается под Актумсукским поднятием. Здесь под юрскими отложениями вскрыты мощные флишеидные отложения позднего карбона-нижней перми рифтогенного типа — углито-кремнистые аргиллиты, алевролиты, песчаники, известняки с пластами диабазовых порфиринов. Породы имеют крутые углы падения (до 50–70°) [Волож и др., 2011].

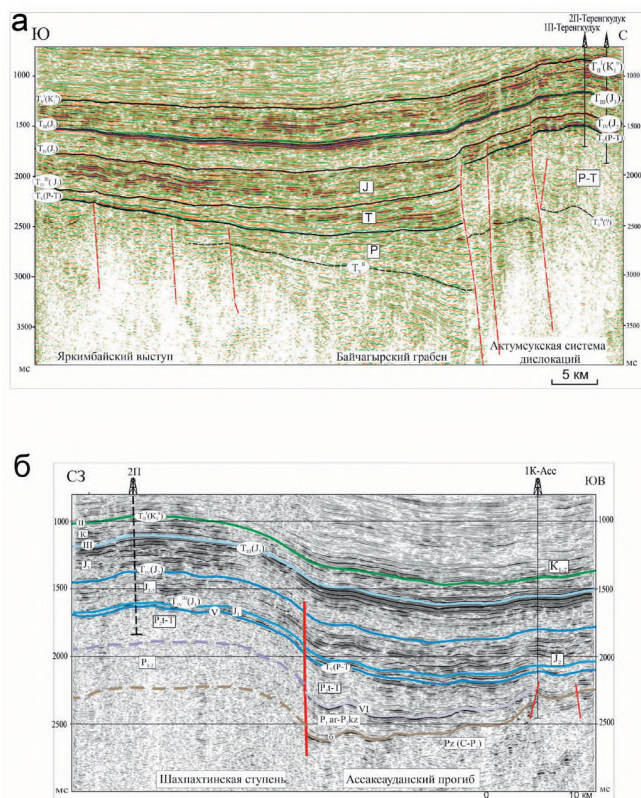


Рис. 14. Сейсмические разрезы — Актумсукский (а) и Шахматинский (б).

Положение профилей показано на рис. 2 и рис. 11.

В поздней перми и раннем триасе на месте Актумсукского поднятия существовал пострифтовый желоб с увеличенными мощностями отложений. Сходная картина описана выше и для края Карпинского. В юго-западной части впадины, ограниченной здесь Токубайским сдвигом, также интенсивно проявлены предъюрские дислокации при увеличенных до 3 км мощностях триаса.

С юга Северо-Устьюртская впадина ограничена широкой (40–60 км) Центрально-Устьюртской системой поднятий, формирование которой связано с Донбасс-Зеравшанским сдвигом [Леонов и др., 2010]. В триасе система поднятий перекрывалась осадками мощностью в первые сотни метров. В конце триаса интенсивные движения привели к подъему территории, складчатости и почти полной эрозии триаса.

Триасовые отложения установлены южнее Центрально-Устьюртской системы поднятий в Аскаке-Ауданском и Дарьялык-Дуданском грабенообразных прогибах. В обоих прогибах мощность триасовых отложений возрастает к северу, к южному разлому Центрально-Устьюртской системы поднятий до 600–800 м, а к югу, на склоне

Каракумского свода они выклиниваются, вероятно, вблизи границы осадочного бассейна (см. рис. 146).

В триасовых (и верхнепермских) отложениях Устюрта отсутствуют магматические породы (помимо примеси туфогенного материала), поэтому реконструируемые здесь грабены не следует относить к рифтогенным, как это делают некоторые исследователи [Крылов, 2018]. Более приемлемо назвать такие структуры тафрогенами, как было предложено для рассматриваемого региона А.И. Летавиным, и связывать их с заключительными стадиями коллизионного процесса на активных окраинах континентов.

Прикаспийская впадина

Литолого-стратиграфическая характеристика. На большей части впадины триас сложен пестроцветными озерно-аллювиальными отложениями, не имеющими надежных стратиграфических реперов и палеонтологических остатков [Жидовинов, 1998; Липатова и др., 1982]. Нижнетриасовые отложения подразделяются на ершовский и баскунчакский горизонты, которые условно отнесены к инду и оленеку. Ершовский горизонт представлен красноцветными песчаниками, алевролитами, глинами. Баскунчакский горизонт (оленок) на большей части впадины также представлен континентальными отложениями. На юго-западе впадины средняя часть оленекской толщи сложена морскими серыми глинами с тонкими прослоями известняков. Максимальная мощность нижнетриасовых отложений отмечена в мульдах — 1759 и 2140 м (скважины СГ-1 Аралсорская и 19п Чувашинская).

Площадь распространения среднетриасовых отложений в Прикаспийской впадине ограничена ее бортовыми уступами. Почти повсеместно они представлены толщей морских сероцветных глин, алевролитов, песчаников и известняков с характерными комплексами остракод. И только на востоке развиты нерасчлененные пестроцветные озерно-аллювиальные породы тасшійской свиты. Завершают разрез среднего триаса темно-серые глины с прослоями алевролитов и песчаников. Мощность среднего триаса в отдельных мульдах достигает 1750 м (скв. СГ-1 Аралсорская).

Верхнетриасовые отложения установлены в центральной части и на востоке Прикаспийской впадины, и отсутствуют на ее окраинах. Они сложены переслаиванием песчаников, алевролитов, глин. Иногда в нижней половине разреза встречаются известняки. Особенности напластования пород указывают на смену аридного

климата в раннем и среднем триасе на гумидный климат в поздне триасовое время. Мощность верхнего триаса достигает 1050 м (скважина ОП-1 Хобдинская).

В Северном Каспии толща триасовых отложений мощностью до 1600 м установлена на Кашаганской карбонатной платформе [Пронин, Шестоперова, 2019]. Нижний триас (900 м) представлен аргиллитами и алевролитами, средний триас — глинистыми и карбонатными породами (430 м), верхний триас — песчано-глинистыми отложениями (более 220 м).

Сейсмостратиграфическая характеристика и региональная структура. Триасовые отложения залегают в виде сплошного покрова во всей впадине и ее прибортовых зонах за исключением размытых областей на сводах ряда крупных соляных куполов. Отсутствует триас в результате эрозии и на Южно-Эмбинском поднятии. Триасовые отложения вместе с юрско-неогеновыми образуют надсолевой платформенный комплекс (см. рис. 6). В пределах впадины строение толщи триасовых отложений существенно нарушено соляной тектоникой, сопровождающейся формированием глубоких мульд с крутыми склонами. Разломы, связанные с поздне триасовыми геодинамическими процессами, здесь не установлены. Мощность отложений триаса в Прикаспийской впадине искажена соляной тектоникой: в мульдах она достигает 4,5 км, а на сводах — первые сотни метров. С учетом площадей мульд и куполов, усредненная мощность, вероятно, не превышает 2000 м.

Стратиграфическая интерпретация отражающих горизонтов внутри верхнепермско-триасового комплекса, при переходах между мульдами, без привязки к скважинам вызывает затруднения. Зональным репером служит горизонт D — размытая поверхность верхнепермских отложений. Горизонт V₂, разделяющий средний и верхний триас, выражен менее отчетливо и обычно присутствует как поверхность несогласия в разрезах мульд. Отражающий горизонт V₃ разделяет нижне- и среднетриасовые отложения. К карбонатной пачке среднего триаса приурочены горизонты K₂ (подошва) и K₁ (кровля карбонатной пачки). Эти горизонты обычно располагаются субпараллельно и хорошо идентифицируются на временных разрезах (см. рис. 6).

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Палеогеографические построения для территории Скифско-Туранской плиты и Прикаспийской впадины выполнены В.В. Липатовой,

В.А. Быкадоровым, Ю.А. Воложем, В.Г. Казьминим, А.А. Беловым и другими при составлении уникального палеогеографического атласа Центральной Евразии, изданного ограниченным тиражом [Атлас..., 2002]. Приведенный ниже рисунок, с изменениями и упрощениями, взят из этого атласа. Необходимо отметить, что восстановление палеогеографии Кавказа и его периферии в доюрское время сильно осложнено из-за наложения результатов череды геодинамических перестроек в юрско-неогеновое время. Поэтому многие аспекты палеогеографии и тектоники остаются предметом дискуссий. Предлагаемый вариант учитывает и дополняет представления ряда предыдущих исследований [Международная..., 2003; Тектоника..., 2009; Ужкенов и др., 2004; Четыреста..., 2005; Barrier et al., 2018].

В поздней перми Прикаспийский бассейн потерял связь с океаном. Большую часть разреза верхней перми слагают красноцветные терригенные осадки мощностью до 2–3 км. Пограничные районы с океаном Тетис оставались геодинамически активными, с вулканизмом и формированием флишевых толщ, что установлено в Дзирульском массиве на Южном Кавказе, Северном Афганистане и Северном Памире.

Повсеместно в начале раннего триаса (инде) накапливались озерно-аллювиальные терригенные красноцветы. В оленекский век Прикаспийский регион получил прямую связь с океаном Тетис, что привело к образованию морского водоема с нормальной соленостью и накоплением глин, известняков, песчаников. Море покрывало территорию Мангышлака, южную и юго-западную части Прикаспийской впадины, Восточное Предкавказье.

Предполагается, что на юго-западе море не имело связи с Крымско-Черноморским палеобассейном. Об этом можно судить по присутствию нижнетриасовых преимущественно карбонатных отложений с фауной только индийского типа в предгорьях северо-западного Кавказа по р.р. Белая и Лаба [Геология..., 2001]. На Ставропольском поднятии в отдельных небольших мульдах известны нижнетриасовые (индские) терригенные красноцветы. Морской водоем на севере и востоке окаймлялся аккумулятивной равниной, где формировались континентальные красноцветные озерно-аллювиальные терригенные толщи. На Устьурте накапливались пестроцветные озерно-аллювиальные песчано-глинистые терригенные отложения мощностью до 2–3 км, обломочный материал поступал сюда с Урало-Тяньшаньского орогена, Туаркыра, Центральных

Кызылкумов. Вдоль севера Афганистана и Ирана вплоть до Мешхеда существовал субдукционный вулканический пояс Тетиса. Свидетельствами его существования, вероятно, являются триасовые вулканиты южного Предкавказья. На южном склоне Большого Кавказа в пермско-триасовой песчано-сланцевой дизской серии имеются слои вулканических туфов и эффузивов, что может указывать на существование южнее вулканической дуги [Международная..., 2003; Четыреста..., 2005]. На Скифской плите проявления рифтогенеза не установлены.

В среднем триасе морские площади увеличились и включали уже практически всю Прикаспийскую впадину, Восточное Предкавказье и запад Устьурта (рис. 15). В морском бассейне отлагались мелководно-морские, песчано-глинисто-карбонатные осадки, вокруг него накапливались континентальные терригенные отложения, а на востоке Мангышлакского прогиба — красноцветные песчаники с прослоями туффитов. Примечательно, что в среднетриасовую эпоху на Мангышлаке проявилась гидротермальная деятельность, которая сопровождалась формированием небольших скоплений гематита и малахита. На юге Каспийского региона продолжалась субдукция под активный край континента, с которой связаны эффузивные образования на Красноводском полуострове и в Предкавказье. На южном склоне Большого Кавказа продолжалось формирование дизской толщи с вулканитами. В северном Афганистане и северном Иране (район Мешхеда) реконструирована окраинно-континентальная вулканическая дуга. Эти геодинамические процессы были обусловлены движением на север континентальных блоков Гондваны (Киммерии).

В позднем триасе продолжалось сближение континентального блока Киммерии и континента Евразии, что привело в конце триаса к закрытию океана Палеотетис и коллизии. В середине нория в Каспийском регионе за счет коллизии усиливаются процессы сжатия. В результате регрессии моря, площадь палеобассейна существенно сократилась и занимала только северный и средний Каспий с неширокой полосой, протягивающейся вдоль современного его побережья и вдоль Кавказа и Копетдага. Заливы морского бассейна покрывали лишь территории Горного Мангышлака и Жазгурлинской депрессии Южного Мангышлака. Большая часть Каспийского региона превратилась в озерно-аллювиальную равнину, где накапливались терригенные осадки. Почти весь восток Восточно-Европейской платформы становится низменной денудационной равниной

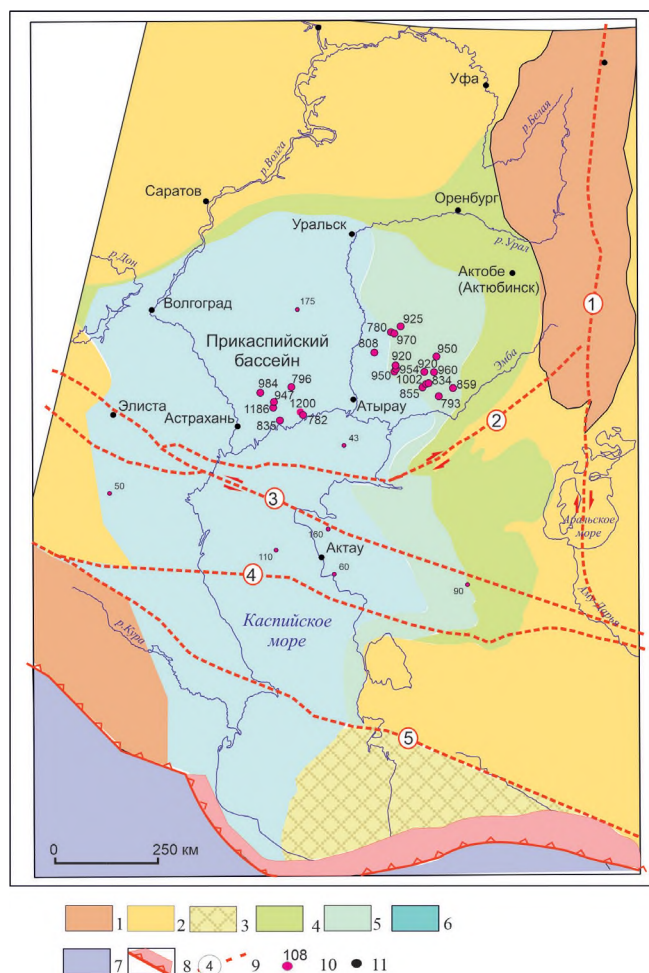


Рис. 15. Палеогеографическая схема Каспийского региона на средний триас ([Атлас..., 2002] с изменениями).

1 — горы низкие, 2 — равнины денудационные, 3 — суша нерасчлененная; 4 — равнины низменные, озерно-аллювиальные, 5 — равнины прибрежно-морские с терригенными осадками, 6 — шельфовые моря с терригенно-карбонатными осадками, 7 — море глубокое (океан палеотетис), 8 — зона субдукции и вулканическая дуга, 9 — постколлизийные сдвиги, в кружках их название (1 — Урало-Кызылкумский, 2 — Южно-Эмбинский, 3 — Донбасс-Зеравшанский, 4 — Аксу-Киндерлинский, 5 — Крымско-Копетдагский), 10 — скорости седиментации (м), 11 — населенные пункты.

с многочисленными озерами, в которых отлагались сероцветные и пестроцветные песчано-глинистые осадки, местами угленосные. В Манычском прогибе терригенные толщи включают прослои вулканических туфов и лав различного состава.

Уральский складчатый пояс был значительно сnivelирован и превратился в низкогорное поднятие. По его восточному краю и южнее отмечены надвиги, связанные с интенсивным правым

Арало-Кызылкумским сдвигом — одним из элементов трансрегионального Урало-Герирудского сдвига. В позднем триасе также активно проявили себя Донбасс-Зеравшанский, Северо-Устюртский, Каракульско-Бузачинский. Аксу-Киндерлинский, Главный Каратауский и другие сдвиги. С позднеэриасовой коллизией связана складчатость триасовых отложений Скифской и Западно-Туранской плит, что и является основанием для отнесения триасовых отложений к доплитному комплексу.

Коллизия обусловила интенсивную складчатость и магматизм на южной границе Восточно-Европейского континента (Кавказ — дизская серия; Краснодарский полуостров — граниты; Северный Иран — офиолиты Ахдарбанда, Паропамиза). Деформации, связанные с коллизией, прослежены далеко на север от его окраины. Особенно интенсивными они были в Донбасс-Туаркырском палеозойском рифте с «ослабленной» утоненной корой, более пластичной, чем соседние континентальные блоки. Карбон-триасовые отложения этого рифта были смяты в крутые складки, одновременно образовалась система продольных, косых и реже поперечных сдвига-надвигов. Северные надвиги достигают первых десятков километров и частично перекрывают южную часть Прикаспийской впадины (Каракульско-Смушковско-Бузачинская система дислокаций-надвигов).

На Южном Мангышлаке, Северном Устюрте и Среднем Каспии триасовые отложения разбиты разломами с амплитудами в первые сотни метров и собраны в пологие складки с углами от 5 до 40–50°. На южном склоне Донбасс-Туаркырского рифта в конце раннего триаса в результате присдвиговых опусканий оформляются крупные грабеноподобные прогибы Восточно-Манычский и Южно-Мангышлакский.

Анализ мощностей позволяет в первом приближении оценить скорости осадконакопления в течение триаса. Для расчетов использованы наименее эродированные и наиболее палеонтологически обоснованные разрезы. Для прогибов молодой платформы характерны близкие темпы погружения в течение триаса в пределах 49–58 мм/1000 лет. Для структур Донбасс-Туаркырского рифта скорости в триасе существенно выше: 63 мм/1000 лет (Бузачи) и 94 мм/1000 лет (Горный Мангышлак). В Прикаспийской впадине скорости в разных мульдах 33–53 мм/1000 лет. Наибольшие скорости прогибания во всех районах характерны для раннего триаса: в ВМП и ЮМП

308–290 мм/1000 лет, в Горном Мангышлаке и Бузачах 380–400 мм/1000 лет, в Северном Устюрте и Прикаспии 180 мм/1000 лет. В среднем–позднем триасе скорости резко уменьшаются до первых десятков мм.

Таким образом в позднем карбоне – перми в предгорных прогибах, вытянутых вдоль Донбасс-Туаркырской зоны, накапливалась мощная толща молассы. Данная зона в конце палеозойского времени представляла собой систему рифтов, которая трансформировалась сначала в активную окраину, а затем – коллизионную зону, с предгорными прогибами перед ее фронтом. В них формировались мощные толщи пермского возраста. В триасе весь Каспийский регион представлял собой обширный окраинно- платформенный бассейн, где седиментационные мощности отложений были распределены довольно равномерно. В настоящее время пермские и триасовые комплексы представляют собой единый складчатый комплекс, с несогласием залегающий на предкунгурских отложениях. Его современная структура и мощности обусловлена действием позднейших сдвиговых деформаций, которые секут фациальные зоны, а также предъюрской эрозией.

О ПЕРСПЕКТИВАХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

Триасовые отложения регионально нефтегазонасны. Осадочные толщи триаса обладают достаточно мощными нефтегазоматеринскими породами, углеводородные флюиды из которых обеспечили формирование месторождений нефти как в триасе, так и в вышележащих толщах Восточного Предкавказья и Южного Мангышлака.

В Южно-Мангышлакском прогибе открыто более двух десятков небольших месторождений нефти и газа, в основном в карбонатах среднего триаса. Фонд локальных структур здесь практически исчерпан. Новые открытия прогнозируются в стратиграфических и приразломных ловушках. Гранитные и карбонатные выступы дислоцированных палеозойских отложений в прогибе при перекрытии их нефтематеринскими триасовыми толщами также могут содержать залежи нефти, подобно месторождениям Оймаша, Белый Тигр (Вьетнам) или юга Западной Сибири. Сейсморазведка 3D, вероятно, поможет выявить такие объекты.

В Восточном Предкавказье в триасе разведаны небольшие залежи в нижней карбонатно-глинистой толще триаса, отделенной от юры маломощными зональными глинистыми покрывками.

Из-за этого низы юры и триас гидродинамически связаны, что обуславливает перетоки углеводородов. Недавно на структуре Барьерной в северо-восточной части Восточно-Манычского прогиба открыто газоконденсатное месторождение Барьерное в карбонатной рифогенной постройке нефтекумской свиты. В сходных с Восточным Предкавказьем палеогеографических условиях в Южно-Мангышлакском прогибе также возможно присутствие нефтегазоперспективных биогермов.

В Северо-Устюртской впадине доплитные ниже-среднетриасовые отложения представлены в основном красноцветными и пестроцветными терригенными породами, они бесперспективны для генерации углеводородов и не содержат залежей, что подтверждено скважинами на десятках антиклиналей. В Косбулакском прогибе установлена мощная (до 2 км) толща озерных сероцветных терригенных пород верхнего триаса–нижней юры с высоким содержанием $C_{орг.}$. К бортам прогиба эта толща выклинивается и частично срезается, что обеспечивает миграцию углеводородов в юрские отложения в приразломных поднятиях. Так, на северо-восточном и юго-восточном бортах этого прогиба в юрских отложениях обнаружены небольшие месторождения нефти и газа (Дорис и Западный Арал).

В Прикаспийской впадине в последние два-три десятилетия интерес к надсолевым отложениям возрос, особенно в Казахстане в связи с исчерпанием разведанных запасов. Этому способствовали успехи современной сейсморазведки, позволяющей получать обширную и важную информацию о тонкой структуре как юрско-меловых, так и триасовых осадочных толщ и выделять в них новые типы ловушек. Это привело к открытию серии месторождений нефти в триасе по всей южной и юго-восточной части Прикаспийской впадины. Первое крупное месторождение в триасе Кенбай было открыто еще в 1980-х гг. попутно, на краю купола, при разведке юрских залежей на куполе. Новые сейсмические материалы позволяют и более обоснованно решать вопросы миграции и аккумуляции нефти. Особенно перспективными оказались структурно-седиментационные ловушки в терригенно-карбонатных отложениях среднего триаса, располагающиеся на периферии соляных куполов. Формирование таких ловушек связано с неравномерным подъемом кровли соли: на краю купола к середине триаса обособляется выступ соли и на нем развивается ловушка. Пласты нижнего триаса обычно расположены на периферии ловушки и срезаются стенкой соляного купола. А пласты среднего триаса к краю купола

утоняются и формируют структурно-литологическую ловушку. Детальный сейсмостратиграфический анализ выявил такие ловушки на многих куполах юга Прикаспийской впадины, в них разведано около 10 месторождений нефти – Таскудук, Ащиколь Южный, Сарлы, Каганай, Дулат, Шокат, Сарыкумак Западный, Мынтеке Южный, Жантерек Северный, Дараймола Восточная, Новобогатинск Юго-Восточный и др. [Воронов и др., 2015].

Нефть установлена во всех отделах триаса, но основные залежи концентрируются в среднем триасе. Установлено, что месторождения обычно приурочены к бессолевым глубоким мульдам в пределах Уило-Эмбинской ступени, характеризующейся умеренными глубинами (до 6.5 км) до подсолевых отложений. В отложениях среднего триаса установлено до десяти продуктивных горизонтов, дебиты нефти при фонтанировании колеблются от 5 до 35 м³. Нефти парафинистые, смолистые, малосернистые. Источником нефти, по представлениям всех исследователей и геохимическим данным, являются в основном подсолевые отложения. Миграция началась после накопления мощной толщи пермо-триаса. Этому способствовали аномально высокие пластовые давления (с коэффициентом аномальности, $K_a = 1.8-2.0$), разломы в подсолевых отложениях и трещиноватость пород вдоль стенок купола. Таким образом, доказана реальными открытиями высокая перспективность триасовых отложений Прикаспийской впадины.

Большая часть перспективного на нефть и газ триасового разреза Прикаспийской впадины в настоящее время еще не изучена.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Современное распространение триасовых отложений в грабенообразных впадинах Туранской и Скифской молодых платформ, а также присутствие в разрезе вулканогенных пород, способствовало возникновению устойчивого представления у ряда исследователей о проявлениях здесь в триасовое время рифтогенеза. Под рифтами понимаются крупные структуры растяжения земной коры, проявляющиеся в верхних слоях земной коры и ограниченные сбросами, часто сдвигами и раздвигами. Формирование рифтов начинается с растяжения и интенсивного магматизма. Рифты также отражаются в палеогеографических и седиментационных особенностях и резко увеличенных мощностях.

В раннем и среднем триасе вулканические излияния известны только южнее Восточно-Мангышского и Южно-Мангышлакского прогибов, они имеют известково-щелочной характер и связаны с субдукционными процессами на активной окраине ВЕП. Севернее, а также на Мангышлаке и Устюрте имеются только туфы окраинно-континентальных вулканов.

Суммарная мощность отложений триаса в предполагаемых грабенах, в частности в Горном Мангышлаке, сопоставима с мощностями триасовых разрезов Прикаспийской впадины, Устюрта, Северо-Бузачинского свода и кряжа Карпинского. Для названных регионов отмечаются единые закономерности в распределении мощностей и фаций триасовых отложений. При этом характерно, что предполагаемые рифты секут фациальные зоны под крутыми углами, что для рифтов не характерно.

Палеогеографические построения для территории Скифско-Туранской платформы и Прикаспийской впадины на триасовое время рисуют единый эпиконтинентальный бассейн (Палеокаспий). Для бассейна Палеокаспия характерно устойчивое положение его внешних границ. В ходе его эволюции изменяются очертания областей с морским и континентальным типом осадконакопления, а также солевой состав и гидродинамический режим морских водоемов, но размеры бассейна остаются сходными. Таким образом, в позднем палеозое-начале мезозоя в Каспийском регионе формировался мощный (до 3–5 км) покров осадочных пород.

Повышенные мощности триаса связаны с Донбасс-Туаркырским палеозойским рифтом, завершившим свое основное развитие в конце карбона-начале перми. Триасовые отложения плит нарушены разломами амплитудой до 2 км, местами имеют повышенную дислоцированность. При этом характерной структурой являются односторонние грабенообразные прогибы протяженностью в сотни и шириной во многие десятки километров. Эти прогибы нередко трактуются как рифтогенные. Наиболее крупные Восточно-Мангышский и Южно-Мангышлакский прогибы примыкают к позднедевонско-каменноугольному Донбасс-Туаркырскому рифту с юга по ступенчатым разломам амплитудой до 2 км. Однако увеличение мощностей к разломам (как всего триаса, так и отдельных его горизонтов) свидетельствуют о постседиментационном формировании этих прогибов и отсутствии связи с процессами рифтогенеза. Современное распределение мощностей триасовых отложений является следствием

предъюрской эрозии: максимальные мощности триасовых отложений приурочены к узким приразломным грабенообразным прогибам, а минимальные — к наиболее эродированным участкам предъюрского рельефа.

В Восточном Предкавказье и на Южном Мангышлаке фонд антиклинальных структур по триасу практически исчерпан. Выявление новых месторождений возможно в стратиграфических ловушках, в том числе биогермных. Наиболее перспективны триасовые отложения в Прикаспийской впадине в структурно-седиментационных ловушках по периферии соляных куполов.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследования проведены в рамках государственного задания ГИН РАН.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеева Л.В., Виноградова К.В., Цатурова А.А., Демидов А.А., Титов Б.И.* Стратиграфическое расчленение триасовых отложений Южного Мангышлака // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1991. Т. 66. Вып. 4. С. 37–47.
- Атлас литолого-палеогеографических, структурных, палинспастических и геоэкологических карт Центральной Евразии. Алматы, 2002. 30 карт.
- Волож Ю.А., Липатова В.В., Козмодемьянский В.В.* Триас Южного Мангышлака // Тр. ВНИГНИ. Вып. 224. М.: Недра, 1981. 209 с.
- Волож Ю.А., Антипов М.П., Леонов Ю.Г. и др.* Строе-ние кряжа Карпинского // Геотектоника. 1999. № 1. С. 28–43.
- Волож Ю.А., Быкадоров В.А., Антипов М.П. и др.* Палеозойские и триасовые отложения Устюрта (сейсмо-стратиграфия, палеогеография, нефтегазоносность) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2011. Т. 86. Вып. 2. С. 47–66.
- Воронов Г.В., Куантаев Н.Е., Ян Хуайи, Ескожа Б.А.* Сред-ний триас западного Казахстана, его перспективы и нефтегазовый потенциал // Тр. КОНГ. Алматы. 2015. Вып. 5. С. 256–265.
- Винюков В.Н.* К вопросу о тектонике пермских и триасовых отложений Мангышлака // Геологическое строе-ние и нефтегазоносность Мангышлака / Науч. ред. Н.А. Калинин. Л.: Гостоптехиздат, Ленинград. отделение, 1963. С. 128–140. (Тр. ВНИГНИ. Вып. 218)
- Геология и нефтегазоносность Предкавказья / Ред. В.Е. Орел. М.: ГЕОС, 2001. 298 с.
- Государственная геологическая карта РФ, м-б 1:1000 000, серия Скифская, лист L-38 (Пятигорск). Объяснительная записка. СПб., 2011. 420 с.
- Грановский А.Г., Зайцев А.В., Зеленищев Г.В., Рыжков М.М.* Этапы геодинамического развития южной окраины Восточно-Европейской платформы (тер-ритория Ростовской области) // Вопросы геологии и освоения недр юга России / Гл. ред. Н.Н. Погребнов. Ростов-на-Дону: ЮНЦ РАН, 2007. С. 8–16.
- Жингель В.А.* Структурно-тектоническая модель и пер-спективы нефтегазоносности Цубукско-Промыслов-ского вала кряжа Карпинского / Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Саратов: СГУ, 2005. 24 с.
- Жидовинов С.Н.* Триас Прикаспийского региона. М.: ИГиРГИ, 1998. 311 с.
- Калугин А.К., Слуцитайс И.П., Грибков В.В.* Стратигра-фия доюрских отложений полуострова Бузачи и Север-ного Устюрта // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 9. С. 73–80.
- Крылов Н.А.* Переходные комплексы платформ // Вест-ник газовой науки. 2018. № 3. С. 181–198.
- Козмодемьянский В.В., Салимгереев М.Ж., Авров В.П. и др.* Особенности строения доюрского структурного комплекса п-ова Бузачи в связи с перспективами неф-тегазоносности // Геология нефти и газа. 1995. № 10. С. 9–15.
- Копылов Н.Т., Летавин А.И., Савельева Л.М.* Перспек-тивы и состояние геологоразведочных работ на пермо-триасовые отложения Калмыкии // Геология нефти и газ. 1982. № 8. С. 10–14.
- Куранов Ю.В.* Перспективы нефтегазоносности Кал-мыкии / Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Став-рополь, 2022. 24 с.
- Леонов Ю.Г., Волож Ю.А., Антипов М.П. и др.* Консо-лидированная кора Каспийского региона: опыт райо-нирования. М.: ГЕОС, 2010. 63 с.
- Летавин А.И., Савельева Л.М.* Триасовые отложения Восточного Предкавказья и перспективы их нефте-газоносности // Триас Северного Кавказа и Закаспия. М.: Наука, 1975. С. 10–36.
- Липатова В.В., Волож Ю.А., Самодуров В.И.* Триас При-каспийской впадины и перспективы его нефтегазонос-ности. М.: Недра, 1982. 152 с. (Тр. ВНИГНИ. Вып. 236)
- Липатова В.В., Волож Ю.А., Воцалевский Э.С. и др.* До-юрский комплекс Северного Устюрта и полуострова Бузачи. М.: Недра, 1985. 132 с. (Тр. ВНИГНИ. Вып. 254)
- Международная тектоническая карта Каспийского моря и его обрамления. Объяснительная записка / Ред. В.Е. Хаин, Н.А. Богданов. М.: Научный мир, 2003. 116 с.
- Назаревич Б.П., Назаревич И.А., Швыдко Н.И.* Нижне-триасовые отложения Скифской плиты, формации и нефтегазоносность // Осадочные бассейны и их неф-тегазоносность. М.: Наука, 1983. С. 123–151.

Нуралин Н.Н., Иванышин Б.Ф., Джаминов К. К стратиграфии Мангышлакского Каратау // Изв АН Каз. ССР. Сер. геол. 1979. № 3. С. 63–68.

Попков В.И., Попков И.В. Литологическое расчленение и корреляция нефтегазоносных комплексов триаса Южного Мангышлака // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2023. Т. 18. № 2. С. 1–24.

Пронин А.П., Шестоперова Л.В. Литолого-стратиграфическая характеристика доюрских отложений Северо-Каспийского поднятия // Недра Поволжья и Прикаспия. 2019. Вып. 99. С. 35–37.

Сабанеев К.А., Черкашин В.И. Геологическое строение и нефтегазоносность осадочного комплекса Российского сектора Каспийского моря. Махачкала: ДИНЭМ, 2008. 20 с.

Справочник по стратиграфии нефтегазоносных провинций СССР / Ред. Н.В. Безносков, В.В. Липатова и др. М.: Недра, 1987. 335 с.

Тектоника южного обрамления Восточно-Европейской платформы / Под ред. В.Е. Хаина, В.И. Попкова. Краснодар: Кубанский гос. университет, 2009. 213 с.

Тихомиров П.Л., Назаревич Б.П. Триасовый магматизм восточной части Скифской плиты // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2001. Вып. 5. С. 55–68.

Трифонов В.Г., Флоренский П.В., Шлезингер А.Е. Роль горизонтальных движений в формировании верхнетриасовой структуры Мангышлакского Каратау: реальность или миф // Геотектоника. 1965. № 2. С. 47–57.

Туртуков Г.Я. Триасовый вулканизм в Восточном Предкавказье и его влияние на формирование локальных структур // Геология нефти и газа. 1991. № 3. С. 26–29.

Ужкенов Б.С., Мазуров А.К., Быкадоров В.А. и др. Палеогеография и геодинамика Казахстана и сопредельных территорий // Геонауки в Казахстане: МГК-32: доклады XXXII сессии Международного геологического конгресса, Италия, 2004 г. / Под ред. Г.Р. Бекжанова, Б.С. Ужкенова. Алматы: КазГео, 2004. С. 39–54.

Хаин В.Е., Богданов Н.А., Попков В.И., Чехович П.А. Тектоника дна Каспийского моря // Геология регионов Каспийского и Аральского морей. Алматы: КазГео, 2004. С. 58–76.

Четыреста миллионов лет геологической истории южной части Восточной Европы / Ред. А.М. Никишин. М.: ГЕОС, 2005. 386 с.

Шестоперова Л.В., Пронин А.П., Калмуратова С.А. Литолого-стратиграфическая характеристика и условия формирования триасовых пород, вскрытых скважиной № 1 Курмангазы в Среднем Каспии // Современные проблемы нефтегазового комплекса Казахстана. Международная научно-практическая конференция, Актау, 23–25 февраля 2011 года. Актау: АО КазНИПИ-мунайгаз, 2011. С. 70–72.

Barrier E., Vrielynck B., Brouillet M. et al. Paleotectonic reconstruction of the Central Tethyan Realm. Tectono-Sedimentary-Palinspastic maps from Late Permian to Pliocene. Paris: CCGM/CGMW, Commission for the Geological Map of the World, 2018. (Atlas of 20 maps)

TRIASSIC SEDIMENTS OF THE CASPIAN REGION: COMPOSITION, STRUCTURE, PALEO GEOGRAPHY, OIL AND GAS PROSPECTED

M. P. Antipov^{1,*}, V. A. Bykadorov^{1,**}, Yu. A. Volozh^{1,***},
I. S. Patina^{1,****}, V. V. Fomina^{1,*****}, F. M. Bars^{2,*****}

¹Geological Institute RAS, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia

²Gubkin Russian State University of Oil and Gas,
Leninsky prosp., 65, bld. 1, Moscow, 119991 Russia

*e-mail: mpantipov@yandex.ru

**e-mail: vbykadorov@yandex.ru

***e-mail: yvolozh@yandex.ru

****e-mail: ira_patina@mail.ru

*****e-mail: valery.fomina17@gmail.com

*****e-mail: bars.f@gubkin.ru

The article examines the structure and conditions for the formation of oil and gas bearing Triassic strata in the Caspian region.

It has been established that the Scythian and West Turanian plates in the Triassic were located on the active margin of the East European continent. Here a single thick (up to 3–5 km) cover of sedimentary and sedimentary-volcanogenic (mainly tuffaceous) rocks without the characteristic features of rifting was formed. In the north and east of the region, the Triassic is composed of variegated continental terrigenous rocks. In the eastern and southern parts of the Caspian basin, in the Eastern Ciscaucasia, on Mangyshlak, in the Middle Caspian, the Lower Triassic (Olenek) and Middle Triassic are represented by marine terrigenous-carbonate formations. The structural features of the Triassic strata in the Caspian basin are associated with salt tectonics.

The maximum thickness (up to 4.5–5 km) of Triassic deposits is developed in the zone of the Paleozoic Donbass-Tuarkyr rift and is caused by the Pre-Jurassic erosion of neighboring territories. The formation of graben-like troughs here is associated with later shear deformations, which is confirmed by their discrepancy with the facies zonation of Triassic deposits.

Currently, the Permian and Triassic deposits represent a folded complex, unconformably overlying the pre-Kungurian deposits. Triassic deposits of the Scythian and West Turanian plates are disturbed by faults with an amplitude of up to 2 km, and are dislocated in areas. Folding with faults and strike-slip faults is especially intense on the Karpinsky Ridge. Increased dislocation and Late Triassic magmatism on the Scythian and West Turanian plates are associated with collision processes during the closure of the Paleotethys ocean. Oil and gas prospects are assessed positively.

Keywords: Triassic deposits, paleogeography, rifting, oil and gas potential, Caspian region, PreCaspian basin, Scythian platform, West Turanian platform, East Manych basin, South Mangyshlak trough, Assake-Audan basin, Aktumsuk basin

УДК 551

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СТЕПЕНИ СТРУКТУРНОЙ ГЕТЕРОГЕННОСТИ КАОЛИНИТОВ МЕТОДОМ РАЗЛОЖЕНИЯ ИХ ИК-СПЕКТРОВ В ОБЛАСТИ ВАЛЕНТНЫХ КОЛЕБАНИЙ ОН-ГРУПП

© 2024 г. Б. А. Сахаров^{а, *}, Д. М. Коршунов^{а, **}, В. А. Дриц^{а, ***}^аГеологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

*e-mail: sakharovb@gmail.com

**e-mail: dmit0korsh@gmail.com

***e-mail: victor.drits@mail.ru

Поступила в редакцию 15.04.2024 г.

После доработки 21.05.2024 г.

Принята к публикации 03.07.2024 г.

Предложен новый подход к оценке степени дефектности структуры каолининовых минералов с использованием их ИК-спектров в области валентных колебаний ОН-групп. Получены три линейных уравнения, которые связывают друг с другом отношения спектроскопических параметров, таких как: $FWHM(\nu_i)$ — полная ширина полосы на половине высоты и $A(\nu_i)$ — интегральная интенсивность лоренцовских пиков полос поглощения при $\nu_1 \sim 3697 \text{ см}^{-1}$, $\nu_2 \sim 3670 \text{ см}^{-1}$, $\nu_3 \sim 3652 \text{ см}^{-1}$ и $\nu_4 \sim 3620 \text{ см}^{-1}$ соответственно. Эти уравнения позволили установить критерии для разложения ИК-спектров на индивидуальные полосы (ν_i) и нахождения оптимальных величин $FWHM(\nu_i)$ и $A(\nu_i)$ для расчета содержаний высокоупорядоченной фазы, НОК (high ordered kaolinite), и низкоупорядоченной фазы, ЛОК (low ordered kaolinite), в образцах природных каолинитов с точностью $\sim 5\%$.

Ключевые слова: каолинит, структурный порядок–беспорядок, инфракрасная спектроскопия, полосы поглощения ОН, рентгеновская дифракция

DOI: 10.31857/S0024497X24060063, **EDN:** WVKZLK

Одной из проблем при изучении каолини-
тов является определение степени совершенства
их кристаллической структуры. На протяжении
долгого времени изучение дефектности каолини-
тов было сосредоточено на выявлении природы
структурных нарушений в этих минералах. На
основании идеализированной структуры каоли-
нита были предложены модели с дефектами упа-
ковки, обусловленными смещениями слоев на от-
резки $\pm b/3$ [Brindley, Robinson, 1946], взаимными
вращениями слоев на углы $\pm 120^\circ$ [Murray, 1954]
и чередованием слоев с разным положением ок-
таэдрической вакансии [Plançon, Tchoubar, 1977;
Tchoubar et al., 1982; Artioli et al., 1995]. Все эти
модели не учитывали реальных искажений в ок-
таэдрической и тетраэдрической сетках каоли-
нитового слоя и поэтому были отвергнуты авто-
рами работы [Bookin et al., 1989], которые, в свою
очередь, предложили модель дефектов упаковки,
предполагающую чередование энантиоморфных
каолининовых слоев, связанных друг с другом
плоскостью скользящего отражения. Согласно

[Bookin et al., 1989; Drits et al., 2018], периодич-
ность двумерного слоя в структуре каолинита
можно с равным успехом описывать одной из двух
энантиоморфных косых элементарных ячеек с па-
раметрами a, b, γ и a', b', γ' ($\gamma = \gamma' = 90^\circ$), которые
связаны между собой зеркальной плоскостью,
проходящей через вакантный октаэдр и центр
дитригонального тетраэдрического кольца као-
линитового слоя. При этом векторы межслоевых
трансляций $\mathbf{t} = x\mathbf{a} + y\mathbf{b} + c\mathbf{n}$ и $\mathbf{t}' = x'\mathbf{a}' + y'\mathbf{b}' + c\mathbf{n}$
(где x, y, x', y' — компоненты трансляций, c —
параметр ячеек, \mathbf{n} — единичный вектор, перпен-
дикулярный слоям), описывающие регулярное
чередование каолининовых слоев в двух разных
косых координатных системах, тоже будут свя-
заны этой зеркальной плоскостью. Более того,
только для таких энантиоморфных косых ячеек
существует ортогональная система координат,
в которой можно выбрать ортогональную эле-
ментарную ячейку для двумерного каолинино-
вого слоя с $a_{\text{орт}}, b_{\text{орт}}, \gamma_{\text{орт}} = 90^\circ$. Поэтому в модели
дефектного каолинита, предложенной в работах

[Bookin et al., 1989; Drits et al., 2018], все слои можно считать одинаковыми и описывать их с помощью ортогональной элементарной ячейки ($a_{\text{орт}}$, $b_{\text{орт}}$, $\gamma_{\text{орт}} = 90^\circ$), а дефекты упаковки могут возникать в результате нерегулярного чередования межслоевых трансляций $t_1 = x_{\text{орт}} a_{\text{орт}} + y_{\text{орт}} b_{\text{орт}} + cn$ и $t_2 = x_{\text{орт}}' a_{\text{орт}} + y_{\text{орт}}' b_{\text{орт}} + cn$, где векторы $t_1 = t$, $t_2 = t'$. В такой дефектной структуре слои, связанные разными межслоевыми трансляциями t_1 и t_2 , будут создавать фрагменты правого и левого каолинита. Существование правых и левых микро- и макрокристаллов каолинита, образовавшихся в древней коре выветривания, было продемонстрировано методами просвечивающей электронной микроскопии и вакуумного декорирования в работах [Самотоин, 2010; Самотоин, 2011; Самотоин, Бортников, 2011].

Основываясь на этой модели дефектной структуры каолинита, А. Плансон с соавторами [Plançon et al., 1989], а затем Б.А. Сахаров с соавторами [Sakharov et al., 2016] и В.А. Дриц с соавторами [Drits et al., 2021] показали с помощью метода моделирования рентгеновских дифракционных картин, что природные образцы каолинитов состоят из смеси двух разных фаз: высокоупорядоченной, называемой НОК (high ordered kaolinite) и низкоупорядоченной – ЛОК (low ordered kaolinite). В обеих фазах основной тип структурных нарушений оказался связан с неупорядоченным чередованием межслоевых трансляционных векторов t_1 и t_2 , вероятности которых $W(t_1)$ и $W(t_2)$ определяют структуру НОК и ЛОК фаз. Причем в разных природных образцах ЛОК фазы содержат, как правило, 35–45% межслоевых трансляций t_2 , тогда как в высокоупорядоченных структурах НОК, содержание этих трансляций составляет не более 3%. Аналогичные результаты были получены в работах [Kogure, Inoue, 2005; Kogure et al., 2010; Kogure, 2011] при изучении дефектов упаковки в структуре каолинитов методом высокоразрешающей электронной микроскопии. Таким образом, соотношение НОК и ЛОК фаз оказалось важным показателем структурной неоднородности каолинитового образца, которая фактически отражает степень дефектности каолинита.

Метод моделирования рентгеновских дифракционных картин является достаточно сложным и трудоемким для широкого применения, и поэтому его не используют в рутинных исследованиях. Для характеристики степени совершенства каолинитов обычно вычисляют эмпирические коэффициенты, так называемые индексы кристалличности [Hinckley, 1963; Stoch, 1974; Range,

Weiss, 1969; Aparicio, Galán, 1999; Aparicio et al., 2006; Chmielová, Weiss, 2002], которые основаны на простых измерениях высот дифракционных пиков в области отражений 02l, 11l, как наиболее чувствительных к структурным дефектам. Разные значения этих коэффициентов не несут какой-либо информации о природе и типах дефектов в структуре каолинитов или их структурной гетерогенности, а лишь позволяют отличать образцы друг от друга [Сахаров, Дриц, 2023].

Вместе с тем ИК-спектры каолинитов в области валентных колебаний ОН групп тоже оказались чувствительны к разной степени совершенства природных образцов, а точнее к содержанию НОК и ЛОК фаз [Drits et al., 2021]. Для ИК-спектра каолинита в этой области характерны: две относительно сильных по интенсивности полосы поглощения $\nu_1 \sim 3697 \text{ см}^{-1}$, $\nu_4 \sim 3620 \text{ см}^{-1}$ и две слабых $\nu_2 \sim 3670 \text{ см}^{-1}$, $\nu_3 \sim 3652 \text{ см}^{-1}$. В работе [Drits et al., 2021] было показано, что содержание НОК фазы, установленное методом моделирования рентгеновских дифракционных картин для коллекции мономинеральных каолинитов из 18 образцов, связано линейным образом с отношениями параметров полос поглощения $\frac{FWHM(\nu_1)}{FWHM(\nu_4)}$, $\frac{FWHM(\nu_3)}{FWHM(\nu_2)}$ и $\frac{A(\nu_3)}{A(\nu_3) + A(\nu_2)}$:

$$\text{НОК (\%)} = 42.1 \frac{FWHM(\nu_1)}{FWHM(\nu_4)} - 66.78; \quad R^2 = 0.979, \quad (1)$$

$$\text{НОК (\%)} = -72.92 \frac{FWHM(\nu_3)}{FWHM(\nu_2)} + 142.36; \quad R^2 = 0.974, \quad (2)$$

$$\text{НОК (\%)} = -192.05 \frac{A(\nu_3)}{A(\nu_2) + A(\nu_3)} + 174.62; \quad R^2 = 0.920, \quad (3)$$

где $FWHM(\nu_i)$ – полная ширина пика полосы ν_i на половине его высоты; $A(\nu_i)$ – интегральная интенсивность пика полосы ν_i ; R^2 – величина достоверности аппроксимации. Параметры пиков полос поглощения $FWHM(\nu_i)$ и $A(\nu_i)$ были получены методом разложения ИК-спектров на индивидуальные максимумы при аппроксимации их симметричной функцией Лоренца. Исходя из лоренцевой формы полос, все полосы исследованных спектров были нормированы на одну и ту же площадь полосы ОН-группы, $A(3620) = 5$ [Drits et al., 2021].

Казалось, что открывается новая возможность легко оценивать степень дефектности каолинитовых минералов, используя только один метод ИК-спектроскопии, не прибегая к сложному

моделированию рентгеновских дифракционных картин. Действительно, определив соответствующие ширины $FWHM(v_i)$ и площади полос поглощения $A(v_i)$ в ИК-спектре природного каолинита, можно с помощью приведенных выше уравнений 1, 2 и 3 получить сразу три значения концентрации НОК, которые затем можно еще и усреднить, чтобы найти как можно более близкую к реальной среднюю величину $НОК_{ср}$. Однако на практике это оказалось не так. Для каолинитовых образцов, которые изучались с использованием такого подхода, экспериментальные точки на графиках этих трех уравнений часто существенно различались значениями концентраций НОК, иногда более, чем на 50%. Проблема в том, что ИК-спектры очень чувствительны не только к структурному состоянию минерала, но и к целому ряду факторов, среди которых: содержание адсорбированной воды, размеры кристаллитов, наличие примесей и т.п., которые могут влиять на параметры полос поглощения. Поэтому задачей данного исследования являлся поиск критериев и их применение для надежного определения в природных каолинитах концентраций высокоупорядоченной фазы с помощью только одного метода ИК-спектроскопии, которую будем обозначать, как НОК(IR).

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Все исследуемые образцы каолиновых глин отбирались одним из авторов из каолиновых линз хорошо изученных месторождений: Боровичское месторождение, Новгородская область [Игнатов и др., 2003] (обр. Bor 1, Bor 2); Шулеповское месторождение, Рязанская область [Коршунов, Богуславский, 2022] (обр. S215, S216, S217, S619, S915, S916, S919, MA4), включая каолиновые проявления в 15 км к северу от Шулеповского месторождения (обр. ST15); Еленинское месторождение, Челябинская область [Овчинников, 2010] (обр. Mag 1); Глуховецкое месторождение, Украина, Сумская область [Ремезова, Кульманенко, 2013] (обр. G11). Образец 18987 также отобран из Глуховецкого месторождения и был предоставлен Минералогическим музеем им. А.Е. Ферсмана РАН. Образец G1 отобран из гидротермальной жилы Итакинского золоторудного месторождения [Абрамов и др., 2022].

Инфракрасные спектры поглощения были получены на ИК-Фурье-спектрометре VERTEX 80v фирмы Bruker, оснащенном детектором DTGS и KBr-светоделителем (ГИН РАН). Для каждого образца, приготовленного из фракции <0.001 мм, проводилось 256 сканирований в средней области

(4250–800 см^{-1}) в условиях вакуумной откачки с разрешением 4 см^{-1} . Предварительно истертый и спрессованный (при давлении 10 т) в таблетку с KBr, образец прогревался в стеклянном бюксе с CaCl_2 в течение 8 часов при температуре 195°C. Согласно работе [Vedder, Wilkins, 1969], для улучшения качества получаемого спектра такую процедуру проводили дважды. Образец после первого прогрева еще раз был спрессован и снова прогрет в течении 8 часов.

Рентгеновская дифракция осуществлялась на дифрактометре D8 фирмы Bruker, используя $\text{CuK}\alpha$ излучение. Дифракционные картины от неориентированных порошковых препаратов, приготовленных из фракции <0.001 мм, регистрировались в интервале углов от 10.0 до 65.0° 2 θ . Интенсивности измерялись дискретно с шагом 0.05° 2 θ и экспозицией 180 сек. Метод моделирования экспериментальных дифрактограмм каолинитов с дефектной структурой рассмотрен в работах [Sakharov et al., 2016; Drits et al., 2021].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Критерии для определения спектроскопических параметров $FWHM(v_i)$ и $A(v_i)$

Поскольку [Drits et al., 2021] установили линейные зависимости (уравнения 1, 2, 3) между величинами НОК, полученными из рентгеновских данных, и отношениями спектроскопических параметров, $\frac{FWHM(v_1)}{FWHM(v_3)}$ и $\frac{FWHM(v_1)}{FWHM(v_4)}$, то должны существовать линейные зависимости и между самими этими отношениями. Подставив выражение для НОК вначале из третьего уравнения в первое, затем из второго уравнения в первое, и далее из второго уравнения в третье, получим три новых уравнения, которые связывают теперь друг с другом только отношения спектроскопических параметров:

$$\frac{A(v_3)}{A(v_3) + A(v_2)} = -0.2177 \frac{FWHM(v_1)}{FWHM(v_4)} + 1.247, \quad R^2 = 0.913 \quad (4)$$

$$\frac{FWHM(v_3)}{FWHM(v_2)} = -0.5804 \frac{FWHM(v_1)}{FWHM(v_4)} + 2.8696, \quad R^2 = 0.943 \quad (5)$$

$$\frac{FWHM(v_3)}{FWHM(v_2)} = 2.636 \frac{A(v_3)}{A(v_3) + A(v_2)} - 0.4437, \quad R^2 = 0.947 \quad (6)$$

На рис. 1а, 1б, 1в построены зависимости, соответствующие уравнениям 4, 5, 6, где черные кружки соответствуют экспериментальным значениям отношений $\frac{FWHM(v_1)}{FWHM(v_4)}$, $\frac{FWHM(v_3)}{FWHM(v_2)}$ и $\frac{A(v_3)}{A(v_3) + A(v_2)}$ для образцов, исследованных в работе [Drits et al., 2021]. Пунктирная линия отражает соответствующее регрессионное

уравнение, а сплошные линии — пределы возможных отклонений экспериментальных точек от регрессионного уравнения. Полученные графики позволяют установить критерии для определения параметров $FWHM(v_i)$ и $A(v_i)$ дефектного каолинита. Критерии эти очень просты — необходимо, чтобы разложение ИК-спектра исследуемого каолининового образца на индивидуальные максимумы обеспечивало бы на всех этих трех графиках (см. рис. 1а, 1б, 1в) позиции точек, не выходящие за пределы, ограниченные сплошными линиями.

Определение спектроскопических параметров $FWHM(v_i)$, $A(v_i)$ и значений $HOK(IR)$

Нахождение фоновой линии для фрагмента ИК-спектра каолинита в области валентных колебаний ОН-групп. Согласно работе [Drits et al., 2021], область валентных колебаний ОН групп в исходном ИК-спектре исследуемого каолинита следует выделить в диапазоне $3550\text{--}3800\text{ см}^{-1}$. Прежде чем разложить выделенный фрагмент ИК-спектра на индивидуальные полосы v_1, v_2, v_3 , и v_4 , необходимо определить и вычесть фоновую линию. На рис. 2 показан такой пример, с использованием компьютерной программы Fityk-1.3.1 [Wojdyr, 2010]. Вначале из исходного фрагмента ИК-спектра вычитается прямая линия фона, соединяющая точки спектра при 3550 см^{-1} и 3800 см^{-1} (см. рис. 2а). А затем для исправленного таким образом фрагмента ИК-спектра снова проводится прямая линия фона, совпадающая теперь с горизонтальной осью координат,

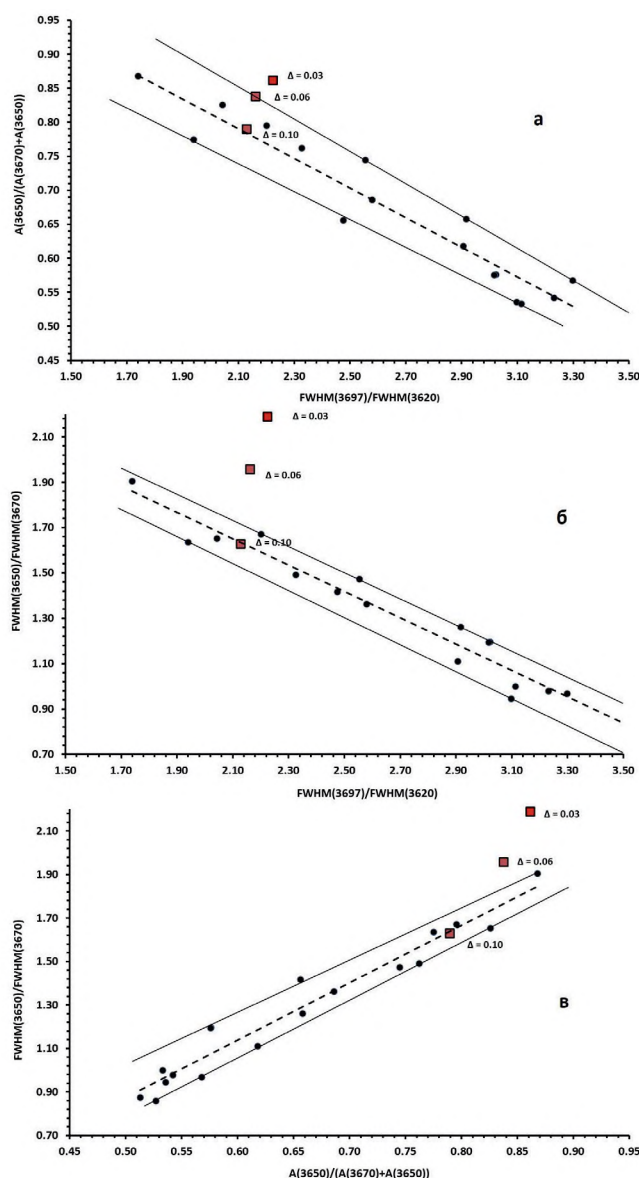


Рис. 1. Зависимости между отношениями спектроскопических параметров, $\frac{FWHM(v_1)}{FWHM(v_4)}$, $\frac{FWHM(v_3)}{FWHM(v_2)}$, $\frac{A(v_3)}{A(v_3) + A(v_2)}$, описываемые уравнениями 4 (а), 5 (б) и 6 (в) соответственно; красные квадраты показывают положения точек для образца Mag1, полученные для разной величины превышения линии фона Δ .

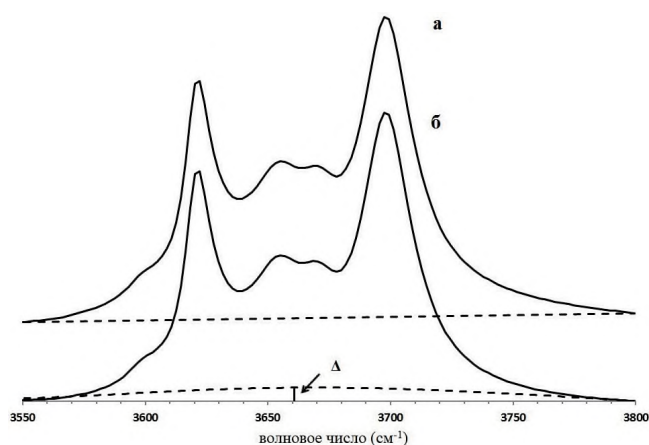


Рис. 2. Пример определения линии фона (пунктирные линии) для фрагмента ИК-спектра каолинита в области валентных колебаний ОН-групп. а — исходный фрагмент ИК-спектра; б — фрагмент ИК-спектра после вычитания из него прямой линии фона.

и примерно при 3660 см^{-1} ставится новая точка фона, превышающая прямую линию на величину Δ . Через эту точку программа Fityk-1.3.1 автоматически построит новую изогнутую линию фона (см. рис. 2б). Она и будет определять рабочий фрагмент ИК-спектра для его последующего разложения. Оптимальная величина превышения Δ может быть найдена методом подбора. В большинстве случаев, найденная оптимальная величина Δ обеспечивает попадание точек, соответствующих отношениям спектроскопических параметров изучаемого образца на всех трех графиках (см. рис. 1а, 1б, 1в) в пределы, ограниченные сплошными линиями.

Поиск оптимальной величины превышения Δ . На рис. 3а показан пример построения фоновых линий с разными значениями превышения Δ ($\Delta = 0$, $\Delta = 0.03$, $\Delta = 0.06$, $\Delta = 0.10$) для исходного фрагмента ИК-спектра обр. Mag1, а ниже, на рис. 3б, приведены фрагменты ИК-спектров после вычитания из исходного фрагмента соответствующих фоновых линий. Каждый из полученных таким образом новых фрагментов следует разложить на индивидуальные максимумы с помощью программного пакета Fityk-1.3.1. При этом форма пиков для всех четырех ОН-полос спектра должна задаваться функцией Лоренца. В качестве примера на рис. 4 показано разложение фрагмента ИК-спектра, полученного после вычитания фоновой линии с превышением $\Delta = 0.10$. Вычисление параметров $FWHM(v_i)$ и $A(v_i)$ необходимо выполнить в соответствии

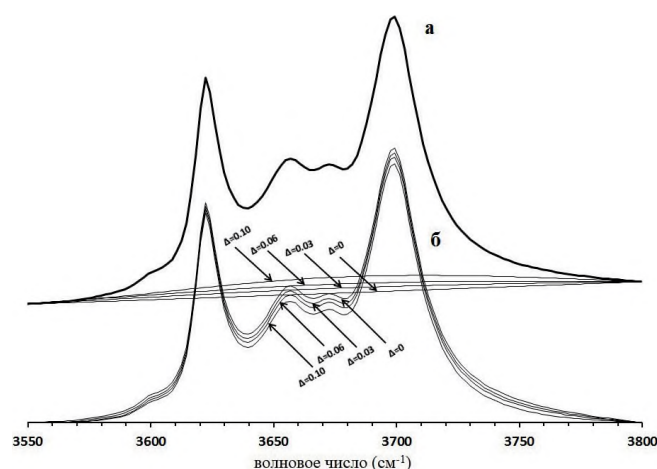


Рис. 3. Пример определения оптимальной линии фона ИК-спектра каолинита (образец Mag1). а – исходный фрагмент ИК-спектра; б – фрагменты ИК-спектров после вычитания из них линий фона, соответствующих превышениям $\Delta = 0$, $\Delta = 0.03$, $\Delta = 0.06$, $\Delta = 0.10$.

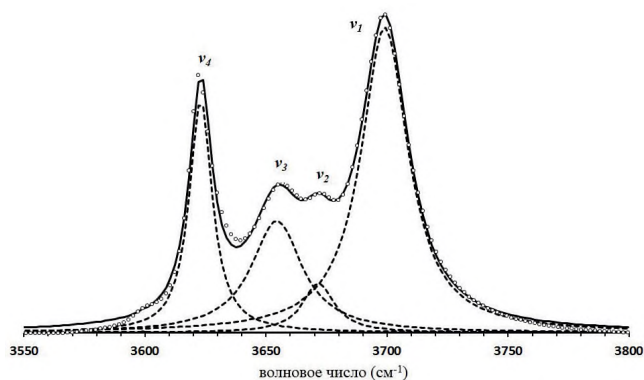


Рис. 4. Пример разложения фрагмента ИК-спектра каолинита (образец Mag1) в области валентных колебаний ОН-групп на индивидуальные лоренцовские пики. Светлые кружки соответствуют фрагменту экспериментального ИК-спектра, исправленного на линию фона с превышением $\Delta = 0.10$. Пунктирные линии соответствуют индивидуальным пикам полос поглощения v_1 , v_2 , v_3 , и v_4 . Сплошная линия соответствует результирующей сумме индивидуальных пиков полос поглощения.

с процедурой их нормировки, изложенной в работе [Drits et al., 2021]. В табл. 1 приведены такие значения $FWHM(v_i)$ и $A(v_i)$, соответствующие разным величинам превышения Δ , и рассчитанные для них отношения $\frac{FWHM(v_1)}{FWHM(v_3)}$, $\frac{FWHM(v_3)}{FWHM(v_2)}$ и $\frac{A(v_3)}{A(v_3) + A(v_2)}$. Используя последние в уравнениях 1, 2 и 3, соответственно, для каждого Δ можно вычислить три значения концентрации НОК(ИР) (см. табл. 1). Видно, что только для величины превышения $\Delta = 0.10$ значения НОК(ИР), найденные по разным уравнениям, дают близкие результаты, тогда как для других значений Δ концентрации НОК(ИР) резко различаются. Наиболее наглядно результаты табл. 1 проявляются на рис. 1а, 1б, 1в, где позиции красных квадратов, соответствующие разной величине превышения Δ , показаны вместе со сплошными линиями, ограничивающими пределы для допустимых отношений $\frac{FWHM(v_1)}{FWHM(v_3)}$, $\frac{FWHM(v_3)}{FWHM(v_2)}$ и $\frac{A(v_3)}{A(v_3) + A(v_2)}$. На всех трех графиках (см. рис. 1а, 1б, 1в) только позиции точек с превышением $\Delta = 0.10$ не выходят за пределы, ограниченные сплошными линиями. Таким образом, табл. 1 и рис. 1а, 1б, 1в позволяют надежно установить содержание высокоупорядоченной фазы, НОК(ИР), в природном каолините, используя только данные ИК-спектроскопии.

Таблица 1. Результаты разложения ИК-спектров каолининового образца Mag1 в области валентных колебаний ОН-групп на индивидуальные пики, полученные после вычитания фоновых линий с разной величиной превышения Δ, и рассчитанные значения НОК(IR)

Величина превышения Δ	Полоса ИК-спектра					$\frac{FWHM(v_1)}{FWHM(v_4)}$	$\frac{FWHM(v_3)}{FWHM(v_2)}$	$\frac{A(v_3)}{A(v_2)+A(v_3)}$	НОК(IR), %		
	v_i	Центр (cm ⁻¹)	Высота $H(v_i)$	Пло- щадь $A(v_i)$	Ширина $FWHM(v_i)$				$\frac{FWHM(v_1)}{FWHM(v_4)}$	$\frac{FWHM(v_3)}{FWHM(v_2)}$	$\frac{A(v_3)}{A(v_2)+A(v_3)}$
0	v_4	3623.03	0.2696	5.0000	11.808	2.252	2.586	0.892	28.1	-46.2	3.9
	v_3	3655.03	0.1454	6.8428	29.97						
	v_2	3672	0.0455	0.8291	11.5885						
	v_1	3699.01	0.3576	14.9389	26.5975						
0.03	v_4	3623.05	0.2747	5.0000	11.5874	2.225	2.189	0.861	26.9	-17.2	9.7
	v_3	3654.8	0.1432	6.4058	28.4867						
	v_2	3671.87	0.0504	1.0307	13.0148						
	v_1	3699	0.3634	14.7134	25.7764						
0.06	v_4	3623.06	0.2774	5.0000	11.4764	2.161	1.957	0.838	24.2	-0.4	14.3
	v_3	3654.68	0.1400	6.0709	27.6086						
	v_2	3671.86	0.0531	1.1762	14.1054						
	v_1	3698.98	0.3652	14.2291	24.8053						
0.10	v_4	3623.08	0.2859	5.0000	11.1342	2.129	1.628	0.790	23	24	23
	v_3	3654.42	0.1370	5.5420	25.749						
	v_2	3671.69	0.0595	1.4767	15.8119						
	v_1	3698.97	0.3748	13.9557	23.707						

Результаты разложения ИК-спектров природных каолинитов в области валентных колебаний ОН групп на индивидуальные пики

Табл. 2 содержит результаты определения нормированных значений для спектроскопических параметров $FWHM(v_i)$ и $A(v_i)$, соответствующих найденным оптимальным величинам превышения Δ, и их отношений $\frac{FWHM(v_1)}{FWHM(v_4)}, \frac{FWHM(v_3)}{FWHM(v_2)}$, $\frac{A(v_3)}{A(v_2)+A(v_3)}$ для коллекции из 15 образцов као-
линитов, а также значения НОК(IR), вычис-
ленные по формулам 1, 2, 3 и их среднее зна-
чение НОК(IR)_{ср}. Графики на рис. 5а, 5б, 5в
показывают, что все точки (разноцветные знач-
ки), соответствующие полученным отноше-
ниям $\frac{FWHM(v_1)}{FWHM(v_4)}, \frac{FWHM(v_3)}{FWHM(v_2)}, \frac{A(v_3)}{A(v_2)+A(v_3)}$ для

Таблица 2. Результаты разложения ИК-спектров каолининовых образцов в области валентных колебаний ОН групп на индивидуальные пики и рассчитанные значения НОК(IR), НОК(IR)_{ср}, НОК(XRD)

Обра- зец	Полоса ИК-спектра					$\frac{FWHM(v_1)}{FWHM(v_4)}$	$\frac{FWHM(v_3)}{FWHM(v_2)}$	$\frac{A(v_3)}{A(v_2)+A(v_3)}$	НОК(IR), %			НОК(IR) _{ср} , %	НОК(XRD), %
	v_i	Центр (cm ⁻¹)	Высота $H(v_i)$	Пло- щадь $A(v_i)$	Ширина $FWHM(v_i)$				$\frac{FWHM(v_1)}{FWHM(v_4)}$	$\frac{FWHM(v_3)}{FWHM(v_2)}$	$\frac{A(v_3)}{A(v_2)+A(v_3)}$		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
18987	v_4	3620.22	0.3568	5.0000	8.92195	2.792	1.222	0.593	51	53	61	55	55
	v_3	3651.73	0.1536	4.5624	18.9115								
	v_2	3669.27	0.1287	3.1292	15.4783								
	v_1	3695.47	0.5273	20.6285	24.9074								

Таблица 2. Продолжение

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
G11	v_4	3620.62	0.4009	5.0000	7.93942								
	v_3	3652.25	0.1770	4.7959	17.2466								
	v_2	3668.95	0.1353	2.7493	12.9317	2.639	1.334	0.636	44	45	53	47	47
	v_I	3695.05	0.7384	24.2989	20.9483								
Mag1	v_4	3623.08	0.2859	5.0000	11.1342								
	v_3	3654.42	0.1370	5.5420	25.749								
	v_2	3671.69	0.0595	1.4767	15.8119	2.129	1.628	0.790	23	24	23	23	23
	v_I	3698.97	0.3748	13.9557	23.707								
G1	v_4	3621.02	0.2123	5.0000	14.9928								
	v_3	3652.3	0.1099	4.0624	23.5331								
	v_2	3669.62	0.0378	0.8358	14.0905	2.156	1.670	0.829	24	21	16	20	22
	v_I	3697.86	0.1908	9.6854	32.3235								
S215	v_4	3621.92	0.2685	5.0000	11.8532								
	v_3	3653.34	0.1277	5.4873	27.3601								
	v_2	3670.38	0.0575	1.4344	15.8834	1.895	1.723	0.793	13	17	23	18	15
	v_I	3698.46	0.3720	13.1275	22.4674								
S216	v_4	3621.72	0.2440	5.0000	13.0444								
	v_3	3652.33	0.1362	7.0159	32.7835								
	v_2	3670.19	0.0556	1.6055	18.3972	1.807	1.782	0.814	9	12	19	14	14
	v_I	3698.09	0.3431	12.7039	23.5708								
S217	v_4	3621.07	0.2416	5.0000	13.1749								
	v_3	3651.86	0.1308	6.5434	31.8366								
	v_2	3669.97	0.0586	1.6901	18.371	1.861	1.733	0.795	12	16	22	17	16
	v_I	3697.47	0.3130	12.0575	24.5203								
S915	v_4	3621.12	0.2450	5.0000	12.9899								
	v_3	3652.2	0.1323	6.5080	31.3266								
	v_2	3670.08	0.0567	1.6063	18.0411	1.832	1.736	0.802	10	16	21	16	—
	v_I	3697.56	0.3295	12.3169	23.7975								
S916	v_4	3621.12	0.2449	5.0000	12.9964								
	v_3	3652.22	0.1328	6.5719	31.4958								
	v_2	3670.09	0.0562	1.5800	17.8853	1.837	1.761	0.806	11	12	19	14	12
	v_I	3697.56	0.3294	12.3566	23.8777								
S919	v_4	3621.94	0.2847	5.0000	11.1819								
	v_3	3653.64	0.1458	5.7577	25.1455								
	v_2	3670.01	0.0563	1.2512	14.16	1.919	0.776	0.821	14	13	17	15	12
	v_I	3698.2	0.4141	13.9607	21.4622								
Bor1	v_4	3622.05	0.2132	5.0000	14.9267								
	v_3	3653.51	0.1539	7.1940	29.7565								
	v_2	3670.76	0.0335	0.8220	15.6092	1.617	1.906	0.897	1	3	3	3	3
	v_I	3699.45	0.2839	10.7665	24.1428								
Bor2	v_4	3621.85	0.1914	5.0000	16.6346								
	v_3	3652.71	0.1300	6.3045	30.8688								
	v_2	3670.11	0.0316	0.8200	16.5226	1.719	1.868	0.885	6	6	5	6	6
	v_I	3699.48	0.2305	10.3562	28.5968								
MA4	v_4	3621.12	0.2435	5.0000	13.0722								
	v_3	3652.17	0.1330	6.5978	31.5774								
	v_2	3670.05	0.0562	1.5757	17.8549	1.840	1.769	0.807	11	13	20	15	15
	v_I	3697.56	0.3271	12.3626	24.0586								

Таблица 2. Окончание

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
ST15	v_4	3621.81	0.2319	5.0000	13.7266								
	v_3	3654.11	0.1492	7.3453	31.3344								
	v_2	3671.93	0.0388	0.9888	16.2037	1.632	1.934	0.881	2	1	6	3	3
	v_I	3698.38	0.3288	11.5700	22.4051								
S619	v_4	3621.88	0.55503	12.1225	13.9046								
	v_3	3652.47	0.29015	14.4571	31.7199								
	v_2	3669.96	0.12705	3.51844	17.6303	1.752	1.799	0.804	7	11	21	13	13
	v_I	3698.94	0.75061	28.7274	24.3646								

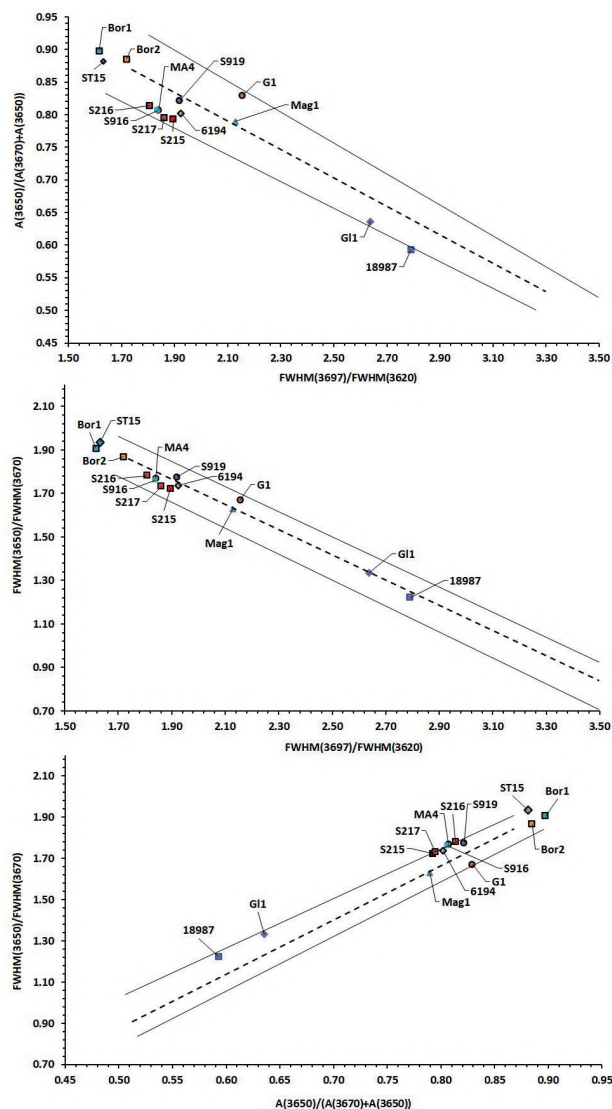


Рис. 5. Зависимости между отношениями spectroscopic parameters, $\frac{FWHM(v_1)}{FWHM(v_4)}$, $\frac{FWHM(v_3)}{FWHM(v_2)}$, $\frac{A(v_3)}{A(v_3) + A(v_2)}$, описываемые уравнениями 4 (а), 5 (б) и 6 (в) соответственно, на которых разноцветные значки указывают на положение точек, соответствующих экспериментальным значениям отношений для разных образцов.

исследованных образцов (см. табл. 2), попадают в допустимые пределы (прямые сплошные линии), которые определяют критерии для спектроскопических параметров. Это означает, что все три критерия для каждого из исследуемых образцов выполняются, и эти отношения можно использовать для вычисления значений НОК(IR) с помощью уравнений 1, 2, 3. Анализ этих результатов показывает, что, при выполнении рассмотренных критериев, рассчитанные значения НОК(IR) для одного и того же образца могут максимально различаться на $\sim 10\%$ (см., например, обр. 18987, G11, S216, S216 и S915 в табл. 2, за исключением обр. 6194). Очевидно, что эта величина определяется максимально допустимыми пределами для значений отношений спектроскопических параметров, устанавливаемых отклонением двух прямых сплошных линий от пунктирной регрессионной прямой на рис. 5а, 5б, 5в. При этом максимально допустимая ошибка в определении средней величины НОК(IR)_{ср} будет составлять $\pm 5\%$, что, по-видимому, можно считать точностью предлагаемого метода. Проверка точности определения содержаний НОК(IR)_{ср} фазы, полученных из ИК-спектров, может быть напрямую установлена сравнением этих данных с результатами моделирования рентгеновских дифракционных картин исследуемых образцов, т.е. НОК(XRD). В двух последних столбцах табл. 2 приводятся эти значения, НОК(IR)_{ср} и НОК(XRD). Можно видеть, что разница между ними действительно не превышает 5%.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При изучении каолинитов часто возникает вопрос о природе структурных нарушений в этих минералах и способах определения степени совершенства их кристаллической структуры. Для решения этих задач наиболее эффективным является метод моделирования рентгеновских

дифракционных картин. С его помощью было установлено, что практически все природные каолиниты состоят из смеси двух разных фаз: высокоупорядоченной, НОК (high ordered kaolinite) и низкоупорядоченной — ЛОК (low ordered kaolinite) [Plançon et al., 1989; Sakharov et al., 2020; Drits et al., 2021], в структуре которых чередование энантиоморфных каолинитовых слоев приводит к образованию дефектов упаковки. По содержанию энантиоморфных слоев НОК и ЛОК являются высококонтрастными фазами, поэтому соотношение этих фаз в каолинитовых образцах фактически характеризует степень совершенства их структуры. Однако метод моделирования рентгеновских дифракционных картин является достаточно сложным для широкого применения и поэтому не используется в исследованиях. Вместе с тем ИК-спектры каолинитов в области валентных колебаний ОН-групп также оказались чувствительны к содержанию НОК и ЛОК фаз [Drits et al., 2021]. В работе предлагается новый подход к оценке содержания НОК и ЛОК фаз в каолинитовых образцах с дефектной структурой, основанный на использовании только ИК-спектроскопических данных. Получены три линейных уравнения, которые связывают друг с другом отношения спектроскопических параметров, $\frac{FWHM(v_1)}{FWHM(v_4)}, \frac{FWHM(v_3)}{FWHM(v_2)}$ и $\frac{A(v_3)}{A(v_3) + A(v_2)}$, где $FWHM(v_i)$ — полная ширина полосы поглощения на половине высоты и $A(v_i)$ — интегральная интенсивность лоренцовских пиков полос поглощения при $v_1 \sim 3697 \text{ см}^{-1}$, $v_2 \sim 3670 \text{ см}^{-1}$, $v_3 \sim 3652 \text{ см}^{-1}$ и $v_4 \sim 3620 \text{ см}^{-1}$ соответственно. На основании этих уравнений предлагаются критерии для разложения ИК-спектров на индивидуальные полосы, v_i , и нахождения оптимальных величин $FWHM(v_i)$ и $A(v_i)$, с помощью которых можно рассчитывать содержание высокоупорядоченной фазы в образцах природных каолинитов с точностью $\sim 5\%$. Новый подход демонстрируется на примере изучения коллекции из 15 практически мономинеральных каолинитовых образцов.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследования выполнены в рамках государственного задания ГИН РАН.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абрамов Б.Н., Калинин Ю.А., Боровиков А.А. Итакинское золоторудное месторождение: изотопный состав, вероятные источники рудного вещества (Восточное Забайкалье) // Геология рудных месторождений. 2022. № 2. С. 6–22.
- Игнатов П.А., Болонин А.В., Тихонова Н.В. Концентрирование редких, рассеянных и благородных металлов в визейских отложениях Боровичского района // Изв. вузов. Геология и разведка. 2003. № 1. С. 52–57.
- Коришунов Д.М., Богуславский М.А. Минералогическо-геохимические особенности, генезис и возраст огнеупорных глин Шулеповского месторождения (Рязанская область, центральная часть Европейской России) // Литология и полез. ископаемые. 2022. № 1. С. 85–102.
- Овчинников В.В. Еленинский субширотный разлом Джабык-Карагайского гранитного массива // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. 2010. № 8. С. 75–76.
- Ремезова Е.А., Кульманенко Г.А. Модели распределения каолинов Глуховецкого месторождения (Украина) по качественным показателям // Георесурсы. 2013. № 5(55). С. 16–18.
- Сахаров Б.А., Дриц В.А. Структурная неоднородность и индексы “кристалличности” природных каолинитов. // Литология и полез. ископаемые. 2023. № 4. С. 319–337.
- Самотин Н.Д. Правые и левые микрокристаллы каолинита и их распространенность в природе // ДАН. 2010. Т. 431. № 3. С. 392–395.
- Самотин Н.Д. Энантиоморфизм каолинита: проявление на уровне элементарного слоя структуры и микрокристаллов // Кристаллография. 2011. Т. 56. № 2. С. 353–361.
- Самотин Н.Д., Бортников Н.С. Картины роста минералов группы каолинита и их модели на основе регулярного чередования энантиоморфных слоев // Кристаллография. 2011. Т. 59. № 4. С. 657–670.
- Aparicio P., Galan E. Mineralogical interference on kaolinite crystallinity index measurements // Clays Clay Miner. 1999. V. 47. P. 12–27.
- Aparicio P., Ferrell R., Galan E. A new kaolinite order index based on XRD profile fitting // Clay Miner. 2006. V. 41. P. 811–817.
- Artoli G., Belloto M., Gualtieri A., Pavese A. Nature of stacking disorder in natural kaolinites: a new model based on computer simulation of powder diffraction data and electrostatic energy calculations // Clays Clay Miner. 1995. V. 43. P. 438–445.
- Bookin A.S., Drits V.A., Plançon A., Tchouba, C. Stacking faults in kaolin-group minerals in the light of real structural features // Clays Clay Miner. 1989. V. 37. P. 297–307.
- Brindley G.W., Robinson K. The structure of kaolinite // Mineral. Mag. 1946. V. 27. P. 242–253.

- Chmielová M., Weiss Z.* Determination of structural disorder degree using an XRD profile fitting procedure. Application to Czech kaolins // *Appl. Clay Sci.* 2002. V. 22. P. 65–74.
- Drits V.A., Sakharov B.A., Hillier S.* Phase and structural features of tubular halloysite (7 Å) // *Clay Miner.* 2018. V. 53. P. 691–720.
- Drits V.A., Zviagina B.B., Sakharov B.A., Dorzhieva O.V., Savichev A.T.* New insight into the relationships between structural and FTIR spectroscopic features of kaolinites // *Clays Clay Miner.* 2021. V. 69. P. 366–388.
- Hinckley D.N.* Variability in “crystallinity” values among the kaolin deposits of the coastal plain of Georgia and South Carolina // *Clays Clay Miner.* 1963. V. 11. P. 229–235.
- Kogure T.* Stacking disorder in kaolinite revealed by HRTEM, a review // *Clay Science.* 2011. V. 15. P. 3–11.
- Kogure T., Inoue A.* Determination of defect structures in kaolin minerals by high-resolution transmission electron microscopy (HRTEM) // *Am. Mineral.* 2005. V. 90. P. 85–89.
- Kogure T., Johnston C.T., Kogel J.E., Bish D.L.* Stacking disorder in a sedimentary kaolinite // *Clays Clay Miner.* 2010. V. 58. P. 63–72.
- Murray H.H.* Structural variations of some kaolinites in relation to dehydrated halloysite // *Am. Mineral.* 1954. V. 39. P. 97–108.
- Plançon A., Tchoubar C.* Determination of structural defects in phyllosilicates by X-ray diffraction. II. Nature and proportion of defects in natural kaolinites // *Clays Clay Miner.* 1977. V. 25. P. 436–450.
- Plançon A., Giese R.F., Snyder R., Drits V.A., Bookin A.S.* Stacking faults in the kaolin-group minerals: defect structures of kaolinite // *Clays Clay Miner.* 1989. V. 37. P. 203–210.
- Range K.J., Weiss A.* Über das Verhalten von kaolinitit bei hohen Drucken // *Ber. Deut. Keram. Ges.* 1969. V. 46. P. 231–288.
- Sakharov B.A., Drits V.A., McCarty D.K., Walker G.M.* Modeling powder X-ray diffraction patterns of the Clay Minerals Society kaolinite standards: KGa-1, KGa-1b, and KGa-2 // *Clays Clay Miner.* 2016. V. 64. P. 314–333.
- Stoch L.* *Mineraly Ilaste.* Warsaw: Geological Publishers, 1974. P. 186–193.
- Tchoubar C., Plançon A., Ben Brahim J. et al.* Caractéristiques structurales des kaolinites desordonnées // *Bulletin de Minéralogie.* 1982. V. 105. P. 477–491.
- Vedder W., Wilkins W.T.* Dehydroxylation and rehydroxylation, oxidation and reduction of mica // *Am. Mineral.* 1969. V. 54. P. 482–509.
- Wojdyr M.* Fityk: a general-purpose peak fitting program // *J. Appl. Cryst.* 2010. V. 43. P. 1126–1128.

DETERMINATION OF THE DEGREE OF STRUCTURAL HETEROGENEITY OF KAOLINITES BY THE DECOMPOSITION OF THEIR IR SPECTRA IN THE OH-STRETCHING VIBRATION REGION

B. A. Sakharov^{1,*}, D. M. Korshunov^{1,}, V. A. Drits^{1,***}**

¹*Geological Institute RAS, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia*

^{*}*e-mail: sakharovb@gmail.com*

^{**}*e-mail: dmit0korsh@gmail.com*

^{***}*e-mail: victor.drits@mail.ru*

A new approach to assessing the degree of defective structure of kaolinite minerals using their IR spectra in the region of stretching vibrations of OH groups is proposed. Three linear equations were obtained that relate the ratios of spectroscopic parameters to each other: $\frac{A(\nu_3)}{A(\nu_3) + A(\nu_2)} = -0.2177 \frac{FWHM(\nu_1)}{FWHM(\nu_4)} + 1.247$; $\frac{FWHM(\nu_3)}{FWHM(\nu_2)} = -0.5804 \frac{FWHM(\nu_1)}{FWHM(\nu_4)} + 2.8696$; $\frac{FWHM(\nu_3)}{FWHM(\nu_2)} = 2.636 \frac{A(\nu_3)}{A(\nu_3) + A(\nu_2)} - 0.4437$, where: $FWHM(\nu_i)$ – full width at half maximum and $A(\nu_i)$ – integral intensity of Lorentz absorption bands at $\nu_1 \sim 3697 \text{ cm}^{-1}$, $\nu_2 \sim 3670 \text{ cm}^{-1}$, $\nu_3 \sim 3652 \text{ cm}^{-1}$ and $\nu_4 \sim 3620 \text{ cm}^{-1}$, respectively. These equations made it possible to establish criteria for decomposing IR spectra into individual bands, ν_i , and determining optimal values for the parameters $FWHM(\nu_i)$ and $A(\nu_i)$, with the help of which it is possible to calculate the contents of high ordered kaolinite, HOK, and low ordered kaolinite, LOK, phases in natural samples with an accuracy of $\sim 5\%$.

Keywords: kaolinite, structural order/disorder, infrared spectroscopy, OH absorption bands, X-ray diffraction

УДК 553.068.56

ОСОБЕННОСТИ ХРОМИТОСОДЕРЖАЩИХ РОССЫПЕЙ ЛУКОЯНОВСКОГО РОССЫПНОГО РАЙОНА (НИЖЕГОРОДСКАЯ ОБЛАСТЬ) И УСЛОВИЯ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

© 2024 г. А. В. Лаломов^{a, b, *}, А. В. Григорьева^a, Ю. Н. Иванова^a

^aИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН,
Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

^bПермский государственный национальный исследовательский университет,
ул. Букирева, 15, Пермь, 614990 Россия

*e-mail: lalomov@mail.ru

Поступила в редакцию 26.04.2024 г.

После доработки 28.05.2024 г.

Принята к публикации 03.07.2024 г.

Хромиты являются постоянным компонентом тяжелой фракции осадочных отложений чехла платформенных областей, при этом их содержания обычно не превышают первых процентов. Россыпи хромитов с промышленными содержаниями, как правило, формируются в непосредственной близости от коренных источников. В пределах Лукояновского россыпного района (Нижегородская область) в комплексных прибрежно-морских редкометалльно-титановых россыпях среднеюрского времени установлены повышенные (до 100 кг/м³) содержания хромитов, что представляет промышленную значимость. Россыпные тела локализуются на периферии купольных структур осадочного чехла. Возможным источником являются верхнепермские и нижнеюрские отложения, которые подвергались размыву в зоне положительных тектонических структур чехла и фундамента платформы и в пределах примыкающей суши. Исследованные закономерности могут служить основой для прогноза аналогичных месторождений в пределах перспективных областей.

Ключевые слова: россыпи, хромиты, Лукояновский россыпной район

DOI: 10.31857/S0024497X24060075, **EDN:** WVIWBR

Хромовые руды относятся к группе дефицитных видов минерального сырья, в связи с этим открытие новых, в том числе и нетрадиционных россыпных месторождений хромитов, представляет как промышленный, так и научный интерес.

Таким типом месторождений могут служить хромитосодержащие пески, встречающиеся в пределах платформенных областей как составная часть комплексных прибрежно-морских россыпей тяжелых минералов дальнего сноса, так и собственно хромитовых, преимущественно аллювиально-пролювиальных россыпей ближнего сноса, непосредственно связанных с первичными источниками [Быховский, Спорыхина, 2013].

К числу потенциально значимых объектов относятся юрские хромит-ильменит-циркониевые пески Лукояновского россыпного района (ЛРР) (Нижегородская обл.) (рис. 1), с которым связан участок исследований.

Наиболее изученной и разведанной является Итмановская россыпь. Среди известных россыпных редкометалльно-титановых (“титано-циркониевых”) месторождений России (Центральное, Бешпагирское, Туганское и др.) Итмановская россыпь (как и другие россыпи ЛРР) занимает особое место: будучи средним по запасам рудных песков месторождением, она является богатейшей в стране и одной из лучших в мире по содержанию основного рудного минерала — циркона. Содержание диоксида циркония в промышленном пласте составляет 13 кг/м³. По этому параметру оно является вторым в мире после австралийской россыпи Атлас-буна Нарринг с содержанием ZrO₂ 17.4 кг/м³.

Второе существенное отличие Лукояновских россыпей — повышенное (до 100 кг/м³) содержание хромитов, запасы которых в Итмановской россыпи составляют 663.05 тыс. т или 296.8 тыс. т Cr₂O₃ со средним содержанием

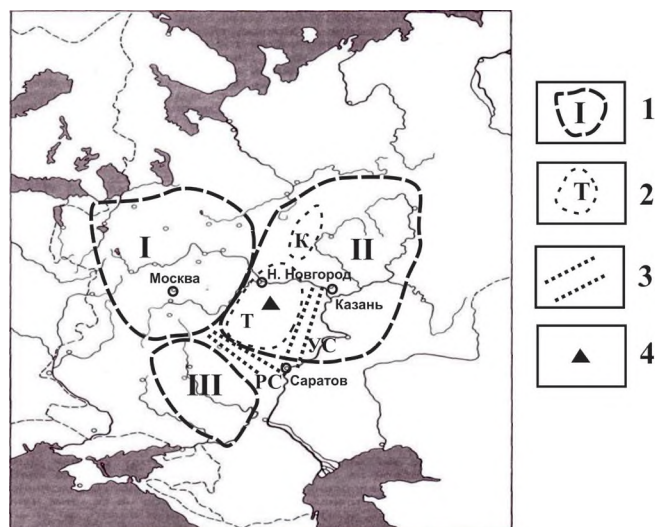


Рис. 1. Обзорная схема центральной части Восточно-Европейской платформы (ВЕП) с элементами тектонического строения.

1 – структуры первого порядка: I – Московская синеклиза, II – Волго-Уральская антеклиз, III – Воронежская антеклиз; 2, 3 – структуры второго порядка (2 – своды: Т – Токмовский свод, К – Котельнический свод; 3 – прогибы: РС – Рязанско-Саратовский, УС – Ульяновско-Саратовский прогиб); 4 – Лукояновский редкометалльно-титановый россыпной район.

9.9 кг/м³. В пределах всего Лукояновского россыпного района прогнозные ресурсы категории P_1 оцениваются в 573 тыс. т Cr_2O_3 [Лаломов и др., 2021].

Несмотря на уникальные параметры месторождения по содержанию циркона и присутствию дополнительных полезных компонентов (хромитов), с промышленными песками месторождения связан ряд существенных проблем технологического характера. По предложенной ранее технологии обогащения рудных песков Итмановской россыпи нельзя получить высококачественный ильменитовый концентрат из коллективного ильменит-хромит-гематитового (ИХГ) продукта вследствие близких физических свойств входящих в него минералов (плотность, электропроводимость, магнитная восприимчивость). В настоящее время предложена технология, позволяющая получать кондиционный ильменитовый концентрат для последующей переработки в металлический титан, и хромовый концентрат для получения соединений хрома [Занавескин и др., 2014].

Для выявления параметров, контролирующих процессы формирования россыпных концентраций хромитов в условиях платформенных областей, необходимо детально проанализировать геологическое строение, минеральный

и гранулометрический состав отложений, а также типоморфизм и типохимизм хромитов и сопутствующих минеральных ассоциаций эталонных объектов ЛРР.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЛУКОЯНОВСКОГО РОССЫПНОГО РАЙОНА

Тектоническая обстановка и история развития региона в позднем палеозое–мезозое

Лукояновский россыпной район (ЛРР) расположен на юге Нижегородской области в междуречье Волги и Алатыря в пределах Токмовского свода кристаллического фундамента. Непосредственно в районе работ мощность осадочного чехла составляет 1200–1300 м. Фундамент расколот в раннеархейскую эпоху на блоки, перемещения и подвижки которых отразились на структурном плане и литологическом составе отложений осадочного чехла,

Токмовский свод – крупное поднятие в пределах юго-западной части Волго-Уральской антеклизы, почти со всех сторон окружен четко выраженными понижениями: с запада – Московской синеклизой, с юго-запада и юга – Рязанско-Саратовским (заложенный по Пачелмскому авлакогену), с востока – Ульяновско-Саратовским прогибами. На севере Токмовский свод через небольшую седловину переходит в Котельнический свод.

В течение всего пермского периода приуральская часть ВЕП испытывала прогрессирующее воздымание и регрессию морского бассейна с кратковременной трансгрессией, начавшейся в казанском веке. К началу средней перми к западу от Урала формируется зона прогибаний – среднепермский седиментационный бассейн. В стадию максимальных прогибаний этот бассейн представлял собою двойную седиментационную систему – морскую в западной части и типичную молассовую (континентальную) в восточной [Лаломов и др., 2017].

Наметившиеся в начале уржумского века восходящие движения ВЕП привели к тому, что на территории Токмовского свода преобладали континентальные режимы аллювиальных равнин, пресных и соленых озер. В течение поздней перми, триаса и ранней юры эрозионный режим преобладал над умеренным континентальным осадконакоплением, в результате чего отложения этого периода выпадают из локальной стратиграфической колонки.

К началу среднеюрской эпохи территория представляла собой хорошо сnivelированное

плато с пологими формами рельефа с разностью высот не более 15–20 м. С этого момента начинается новый этап тектонического развития, сопровождавшийся морской трансгрессией, в результате которой сформировался морской бассейн на территории Муромско-Ломовского прогиба. Начиная с бата, рассматриваемая территория представляла собой морское мелководье с приливо-отливными течениями и аккумуляцией алеврито-песчаных фаций, а в низинных частях — глинистых осадков. В течение юрской и раннемеловой эпох режим морского бассейна постоянно менялся, а периодические поднятия территории привели к перерывам осадконакопления в позднем келловее, позднем оксфорде, среднем и позднем апте и раннем альбе. В конце альба море покидает территорию исследований и устанавливается господство континентальных условий [Ильин и др., 2017].

В мезозое тектоническая активность в пределах Токмовского свода проявилась в существовании в среднеюрское время Лукояновского купола, в центральной части которого наблюдались условия мелководного морского бассейна с банками и, вероятно, отдельными островами. Севернее, в районе Воротниковского выступа располагалась суша, с которой происходил снос материала в юрский бассейн (рис. 2).

Такая обстановка определяла как фациально-динамические условия всего россыпного района, так и серии структурных элементов, которые на этапе россыпеобразования контролировали зоны концентрирования тяжелых минералов.

Стратиграфия

В разрезе осадочного чехла в пределах ЛРР принимают участие отложения палеозоя, мезозоя и четвертичной системы.

По данным глубокого бурения, в строении палеозойского структурного яруса принимают участие отложения девонской, каменноугольной и пермской систем, представленные преимущественно терригенно-карбонатными отложениями (аргиллитоподобные глины, известняки и доломиты, редко алевролиты и песчаники).

Подстилающие россыпевмещающую юрскую толщу пермские отложения в составе нижнего и среднего отделов представлены образованиями ассельского, сакмарского (P_1), казанского и уржумского (P_2) ярусов.

Непосредственно подстилающие мезозойскую продуктивную толщу уржумские отложения выступают на поверхность в районе работ и выходят

под четвертичный чехол в бортах долин. Представлены они красноцветной терригенной толщей, залегающей трансгрессивно на размытой поверхности сероцветных казанских пород. Сложены они аргиллитоподобными известковистыми глинами и алевритами. Общая мощность уржумских отложений в районе оценивается в 50–80 м [Геология..., 1967].

Отложения юрской системы в районе работ относятся к среднему и верхнему отделам. В границах Итмановской россыпи присутствуют отложения батского и келловейского ярусов.

С песчаными отложениями бата (J_2bt) связаны редкометалльно-титановые россыпи (РТР), чем определяется исключительное практическое значение осадков этого возраста. По литологическому составу отложения батского яруса подразделяются на две толщи: нижнюю — починковскую — существенно глинистую и верхнюю лукояновскую — существенно песчано-алевритовую.

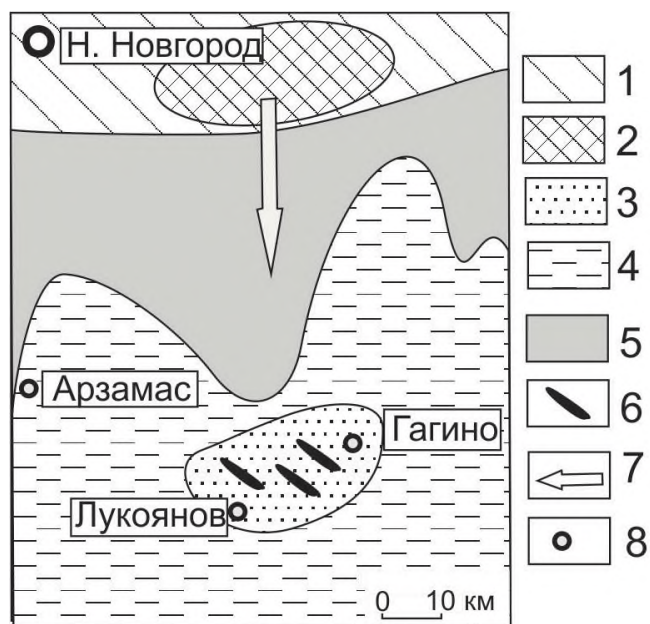


Рис. 2. Региональная позиция Лукояновского россыпного района в прибрежной зоне среднеюрского (батского) седиментационного бассейна; реконструкция с использованием данных [Гурвич, Болотов, 1968; Патык-Кара и др., 1997].

1 — область сноса, низкая суша; 2 — то же в области локальных поднятий (Воротниковский выступ); 3 — песчано-алевритовые отложения мелководья, банок и островов; 4 — алевро-пелитовые отложения; 5 — области где отложения юрского бассейна были эродированы в послемезозойское время; 6 — россыпи; 7 — направления поступления материала с суши; 8 — населенные пункты.

В пределах Итмановской россыпи контакт отложений батского яруса с подстилающими аргилитоподобными глинами уржумского яруса очень четкий. Перекрываются они отложениями келловей (рис. 3). Общая мощность отложений бата в пределах россыпи постепенно возрастает с северо-запада на юго-восток с 20–22 м до 27–29 м.

Строение починковской толщи ($J_2bt^1_{pch}$) имеет регрессивный характер — в самых низах преобладают глины при практически полном отсутствии песка. Выше появляются прослой песка и алеврита, составляющие до 20–30% объема. В верхней части содержание зернистых классов достигает 60–80%. Пески и алевриты толщи по вещественному составу не имеют принципиальных отличий от состава россыпьевмещающих песков верхней пачки батского яруса, но нигде не содержат повышенной (более 10 кг/м³) суммы рудных минералов. Мощность отложений починковской толщи в пределах Итмановской россыпи довольно стабильная и составляет 8–12 м.

С песчаными отложениями лукаюновской толщи ($J_2bt^2_{lk}$) связаны промышленные концентрации полезных минералов. В целом по району она представлена преимущественно тонко-мелкозернистыми песками с тонкой горизонтальной, волнистой и косой слоистостью и прослойками светло-серых, желтоватых жирных глин. На участках россыпей характер слоистости подчеркивается темными шлиховыми прослойками концентрата тяжелых (рудных) минералов (рис. 4). Общая мощность толщи в районе колеблется в пределах 9–17 м. Отложения лукаюновской толщи по минеральному составу близки к отложениям починковской толщи. Однако на участках развития россыпей резко возрастает содержание минералов тяжелой фракции с преобладанием ильменита, циркона, хромитов (хромшпинелидов), гематита, магнетита, рутила и лейкоксена. Наиболее высокие концентрации рудных минералов в лукаюновской толще установлены в контуре Итмановской россыпи.

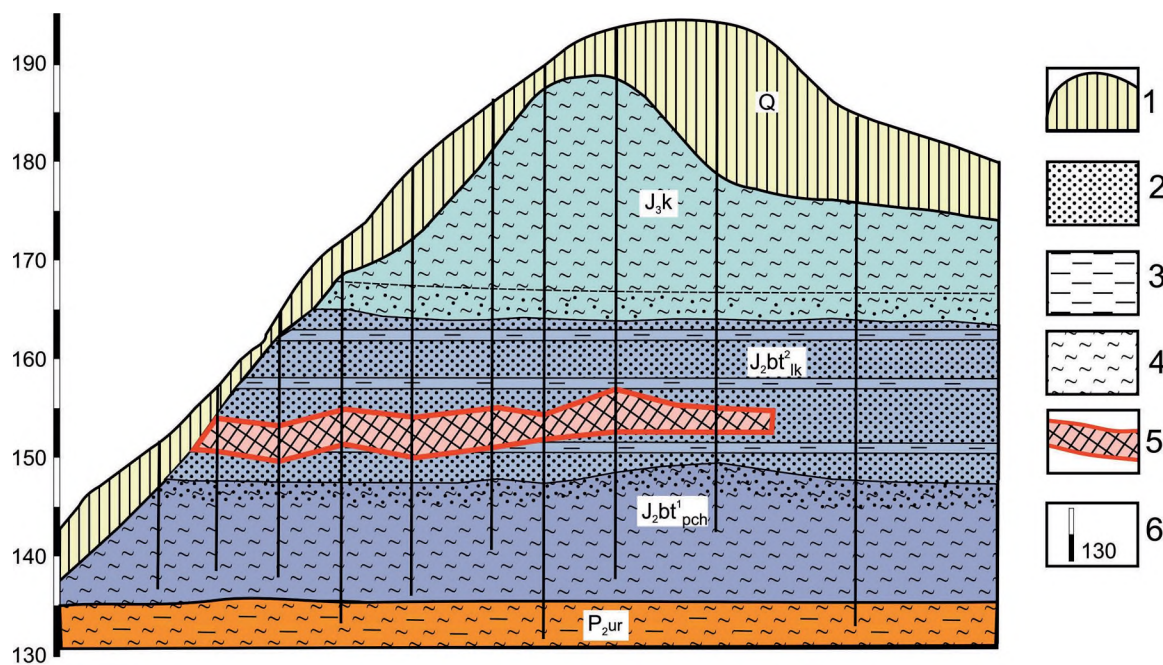


Рис. 3. Геологический разрез Итмановской россыпи Лукаюновского редкометалльно-титанового россыпного района (по данным (А.П. Осипов, 1985¹), [Лаломов и др., 2021]).

1 — почвенно-растительный слой, четвертичные суглинки, супеси; 2 — пески; 3 — алевриты; 4 — глины; 5 — промышленный пласт; 6 — высотные отметки.

Среднепермские отложения: P_{2ur} — уржумский ярус; среднеюрские отложения: $J_2bt^1_{pch}$ — батский ярус починковская толща; $J_2bt^2_{lk}$ — батский ярус лукаюновская толща; J_3k — келловейский ярус.

¹ Осипов А.П. Отчет о поисково-оценочных работах в пределах центральной части Лукаюновского титано-циркониевого месторождения (Итмановская залежь) в Лукаюновском районе Горьковской области, выполненных Лукаюновской ГПП в 1982–1985 гг. Горький: Лукаюновское ГПП, 1985.



Рис. 4. Продуктивный пласт Итмановской россыпи: темные прослои содержат повышенные концентрации рудных минералов — ильменита, рутила, хромита и циркона.

Перекрывается лукояновская толща отложениями келловейского яруса (J2k), которые представлены, преимущественно, серыми и коричнево-серыми плотными глинами с прослойками алевритов, и только в основании выделяется горизонт, обогащенный разнозернистым песчаным материалом. Общая мощность отложений достигает 20 м и возрастает с востока на запад.

Оксфордские, кимериджские и титонские, преимущественно глинистые отложения сохранились от эрозии на возвышенных водораздельных пространствах на сопредельной территории к западу от россыпи.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Лукояновское месторождение представляет собой группу разобленных залежей, расположенных на площади 65·25 км, простирающейся с запада на восток от г. Лукоянов до райцентра Гагино. Все они имеют лентовидную форму залегания. Протяженность отдельных россыпных тел 5–12 км при ширине до 2 км, преимущественно СЗ–ЮВ простираения. Помимо разведанной и стоящей на государственном балансе Итмановской россыпи, наиболее крупными

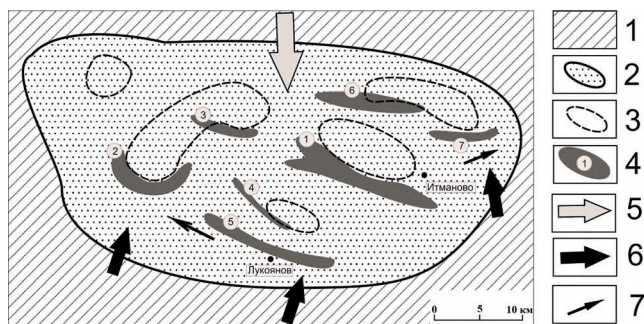


Рис. 5. Схема размещения россыпей ЛРР на палеофациальной основе, батское время (с использованием материалов (Л.З. Быховский, 2010²; П.И. Мешков и др., 1979³); [Патык-Кара и др., 1997]).

1 — зона шельфа с умеренной гидродинамикой (алевропелитовые отложения); 2 — зона отмелей и банок с активной гидродинамикой (алевриты и мелкозернистые пески); 3 — локальные структурные поднятия в кровле среднего келловоя; 4 — россыпи; 5 — направление преимущественного поступления материала из области сноса; 6 — направление ветро-волновой равнодействующей; 7 — направления потоков наносов. Россыпи (в кружках): 1 — Итмановская, 2 — Казаковская, 3 — Шатковская, 4 — Неверовская, 5 — Ульяновская, 6 — Сунгуловская, 7 — Исуповская.

и потенциально представляющими промышленный интерес являются Казаковская, Шатковская, Неверовская, Ульяновская и Сунгуловская россыпи, по которым оценены прогнозные ресурсы категории Р₁.

В пределах ЛРР по данным картировочного и поисково-разведочного бурения выделяется серия локальных поднятий, маркированных по кровле среднего келловоя (рис. 5), которые фактически определяли литодинамику палеобассейна и морфологию отдельных залежей.

Рудный пласт приближен к основанию лукояновской толщи и не имеет плотика. Зачастую его границы визуально почти не наблюдаются и определяются только по результатам минералогического опробования. В целом он представлен тонко- и мелкозернистыми песками с алевритовым материалом. По всему разрезу отмечаются тонкие прослои глины и тончайшие слойки, образованные концентрацией темноцветных рудных минералов. Глинистость песков рудной толщи не превышает 15%. Мощность рудного пласта

² Быховский Л.З. Разработка технико-экономического обоснования постоянных кондиций, подсчет запасов титано-циркониевых песков Итмановской россыпи Лукояновского месторождения в Нижегородской области (по состоянию на 01.06.2010 г.). Отчет. М.: ВИМС, 2010.

³ Мешков П.И., Лисенков А.А., Уланова Е.И. Отчет о результатах групповой геологической съемки масштаба 1:50 000 территории листов N-38-29-Г, N-38-30-А, Б, В, Г, N-38-41-Б, N-38-42-А, Б. Горький: Лукояновская ГПП, 1980 г.

в границах россыпи изменяется от 2.0 м (минимальное значение по кондициям) до 10 м.

Особенности морфологии рудных залежей и их палеорельефа, а также весьма тонкозернистый состав песков свидетельствуют о том, что формирование россыпей шло на мелководном шельфе, изобилующем банками и островами, совпадающими с центрами локальных поднятий. Это создавало весьма причудливую картину рельефа дна и распределения наносов. Большинство рудных тел имеет линейную форму, иногда с характерным подковообразным замыканием. Это позволяет предполагать, что вмещающие их аккумулятивные тела, по-видимому, представляли собой подводные островные бары, окаймлявшие банки и острова. При этом устанавливается отчетливая зависимость: наибольшая мощность пласта – 8–10 м, и содержания рудных минералов характерны для крыльев локальных структур, по мере приближения к их сводам она уменьшается до 1–2 м при одновременном уменьшении содержаний полезных компонентов. В зонах повышенной мощности промышленный пласт представляет собой чередование богатых слоев и прослоев с пониженными содержаниями.

Относительно локальных поднятий, россыпи приурочены к наветренным (по отношению к ветро-волновой равнодействующей) сторонам, ориентированным по нормали к преобладающему гидродинамическому воздействию. Эти условия благоприятны для длительного и интенсивного обогащения осадков минералами тяжелой фракции без значительного смещения по латерали [Лаломов, 2023].

Вещественный состав продуктивного пласта

По гранулометрическому составу отложения продуктивного пласта Итмановской россыпи относятся к алевритистым пескам (табл. 1). Около 92% отложений находится в классе 0.25–0.01 мм, при этом содержание класса <0.05 мм существенно изменяется в зависимости от участка россыпи и составляет 2.6% на северо-западном фланге Итмановской россыпи до 25.0% на юго-восточном.

При этом в мелких классах выход тяжелой фракции выше – содержание тяжелой фракции в классе 0.05–0.01 мм составляет 14% по сравнению с 8% в классе 0.25–0.1 мм. Наиболее продуктивным является класс гранулометрической размерности 0.25+0.05 мм – в этом классе сосредоточено от 67 до 97% ильменита, от 50 до 95% циркона и свыше 90% хромита.

Из рудных минералов, имеющих промышленное значение, в составе отложений пласта Итмановской россыпи преобладают ильменит, циркон, хромиты, рутил и лейкоксен (табл. 2). Из нерудных минералов тяжелой фракции преобладают эпидот и минералы железа. Легкая фракция состоит преимущественно из кварца, полевых шпатов и глинистых агрегатов.

Зерна минералов имеют различную степень окатанности: преобладают средне- и плохоокатанные зерна при умеренном количестве (не более 20% от общего количества) хорошо окатанных зерен. Для циркона, рутила и хромитов характерны идиоморфные кристаллографические формы со слабо окатанными гранями. Среди хрупких минералов (хромиты, ильменит) часто встречаются остроугольные обломки со свежими сколами, образовавшиеся, скорее всего, в результате дробления минералов в волноприбойном потоке. Этот процесс проявляется также и для зерен кварца: в более крупных классах кварц хорошо окатан, в мелких значительную часть составляют остроугольные обломки.

АНАЛИЗ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Россыпи ЛРР относятся к классу комплексных РТР, характерных для платформенных областей.

В структурно-генетическом плане вся зона ЛРР локализовалась в области поднятия Токмовского свода, что определяло мелководный характер и активную гидродинамику акватории на фоне окружающего более глубокого гидродинамически слабоактивного шельфа. Что касается менее крупных структур, то они определяли литодинамику палеобассейна в районе Лукояновского

Таблица 1. Средний гранулометрический состав рудных песков Итмановской россыпи и распределение тяжелой фракции по классам по 525 рядовым пробам (Быховский, 2010²)

Классы крупности, мм	5–2	2–1	1–0.5	0.5–0.25	0.25–0.1	0.1–0.05	0.05–0.01	>0.01
выход от исходного, %	0.07	0.12	0.62	3.28	35.22	48.91	7.70	4.08
Распределение тяжелой фракции по классам, %	0.00	0.02	0.13	1.37	29.40	56.13	11.25	1.70

Таблица 2. Минеральный состав продуктивных отложений Итмановской россыпи по данным 6 технолого-минералогических проб (Быховский, 2010²) (% в отложениях продуктивного пласта)

№	Минералы	Содержание в отложениях, %		
		от	до	среднее
1	Ильменит	1.75	7.8	3.09
2	Циркон	0.41	3.63	1.46
3	Хромиты	0.58	3.69	1.44
4	Рутил	0.26	2.09	0.51
5	Лейкоксен	0.12	1.84	0.42
6	Эпидот	3.85	20.35	7.33
7	Гидроокислы Fe	0.6	3.14	1.84
8	Гематит	0.18	1.45	0.66
9	Магнетит и титаномагнетит	0	1.6	0.41
10	Турмалин	0.09	0.29	0.15
11	Гранат	0.1	0.97	0.39
12	Апатит	0.05	0.97	0.35
13	Дистен-силлиманит	0.1	1.03	0.31
14	Титанит	0.02	0.62	0.20
15	Ставролит	0.01	0.48	0.18
16	Амфиболы, пироксены	0	1.06	0.17
17	Монацит	0.005	0.12	0.05
18	Анатаз	0.001	0.03	0.01
19	Кварц	37.8	67.5	50.99
20	Полевые шпаты	4.23	40.2	20.88
21	Глинистые агрегаты	0	21.5	5.66

Примечание. 1–5 – тяжелые минералы рудной ассоциации, 6–18 – тяжелые непромышленные минералы, 19–21 – минералы легкой фракции.

выступа, а также морфологию и расположение конкретных россыпных тел, которые в ряде случаев имеют лентообразную форму и приурочены к поднятиям более низкого порядка, к их внешней (по отношению в преобладающему направлению гидродинамического воздействия) части мелководных банок и, возможно, островов. В целом, схожие гидродинамические условия и разно-масштабный структурный контроль характерны для большинства РТР [Лаломов, 2023].

По своему минеральному составу россыпи ЛРР также близки классическим комплексным россыпям платформенного чехла: в продуктивной ассоциации преобладают устойчивые в зоне гипергенеза минералы – ильменит, рутил, циркон и продукт изменения ильменита – лейкоксен, а также устойчивые алюмосиликаты – дистен, силлиманит, ставролит.

В то же время, для россыпей ЛРР наблюдается своеобразие минерального состава и типоморфных особенностей основных минеральных компонентов. Минералогический анализ отложений

Итмановской россыпи продемонстрировал умеренную зрелость минеральной ассоциации (относительно высокое содержание неустойчивых минералов), что не характерно для комплексных РТР, поскольку они, как правило, образуются за счет размыва кор глубокого химического выветривания и промежуточных коллекторов, в которых неустойчивые материалы в большинстве своем разрушены. Так, в россыпях Зауральского россыпного района содержание в тяжелой фракции неустойчивых в зоне выветривания минералов (эпидот, гранаты, пироксены, амфиболы и т.д.) не превышает 20%, а палеогеографический коэффициент по Сигову – отношение суммы устойчивых аксессуаров к неустойчивым [Сигов, 1971] изменяется в пределах от 4 до 28 [Патык-Кара и др., 2009]. Для продуктивных отложений месторождения Центральное (Тамбовская обл.) этот коэффициент составляет в среднем, 2.1 (от 1.8 до 2.6 по рядовым пробам). Для отложений Итмановской россыпи палеогеографический коэффициент изменяется в пределах от 0.27 до 0.51, что

не характерно для зрелых толщ, образованных под влиянием процессов корообразования.

По сравнению с другими аналогичными россыпями в ЛРР наблюдается повышенное содержание хромитов (хромшпинелидов), достигающее промышленных значений. Это нетипично для других РТР, минеральный состав которых отражает усредненную минералогию региональных источников поступления вещества в зону россыпеобразования с поправкой на разрушение неустойчивых минералов в корях выветривания. В силу близости гидравлической крупности основных устойчивых минералов они обогащаются в гидродинамически активных зонах (волноприбойных потоках пляжа и придонных потоках мелководья) приблизительно в равных пропорциях. Поскольку хромитосодержащие гипербазитовые комплексы занимают незначительную часть зоны мобилизации поступающего на платформы материала, по сравнению с породами, содержащими вездесущий ильменит и достаточно часто встречаемый циркон, то и содержание их в РТР, где происходит перемешивание тяжелых минералов с обширных областей сноса, в большинстве случаев не превышает первых процентов тяжелой фракции. В этом случае хромит не представляет промышленной ценности и, более того, является технологически вредным компонентом, ухудшающим качество концентратов.

Промышленные россыпи хромитов образуются в непосредственной близости от коренных источников, связанных с интрузивными комплексами габбро-перидотитовой формации. Хромитосодержащие делювиально-аллювиальные россыпи отмечаются в пределах Кемпирсайского рудного поля (северо-западный Казахстан). Валунные россыпи хромитов разрабатываются в районе Сарановского месторождения (Средний Урал). Дальний перенос хромшпинелидов (на расстояние более 200 км) с образованием рудных концентраций не отмечается где-либо в мире [Кухаренко, 1961; Monograph..., 2013].

В составе тяжелой фракции отмечается большое количество минералов железа — магнетита с развивающемуся по нему гематитом, собственно гематита и различных гидроокислов. То, что магнетит не полностью перешел в гематит и гидроокислы, указывает на ограниченный характер процессов выветривания в источнике.

Содержание полевых шпатов (до 40%) также нехарактерно для минералогически зрелых отложений, прошедших стадии кор выветривания и промежуточных коллекторов.

Также, для Итмановской россыпи характерно повышенное (в 2.5–4 раза) содержание циркона по сравнению с аналогичными россыпями Восточно-Европейской россыпной мегапровинции. Отношение содержания двуокиси титана к двуокиси циркония ($\text{TiO}_2/\text{ZrO}_2$) для Итмановской россыпи также самое низкое (2.5) из всех российских РТР (2.6–9.3, среднее 5.5) [Бортников и др., 2024]. Наибольшее относительное содержание циркона в тяжелой фракции (приблизительно равное с титановыми минералами) наблюдается в кембро-ордовикских песчаниках северо-запада ВЕП; для этих отложений характерно высокое значение палеогеографического коэффициента (от 11 до 26), что свидетельствует о предварительном глубоком химическом преобразовании отложений в корях выветривания [Лаломов и др., 2015].

Одним из основных показателей дальности переноса в системе “коренной источник — россыпь” является окатанность минеральных зерен. Тяжелые минералы платформенного чехла испытывают, как правило, несколько циклов переотложения [Патык-Кара и др., 2004], при этом зерна минералов даже с высокой абразивной прочностью (циркон, рутил, шпинель, турмалин и др.) приобретают среднюю и хорошую окатанность [Кухаренко, 1961]. Тем более это характерно для прибрежно-морских отложений, где в волноприбойном потоке минералы могут пройти сотни километров без смещения по латерали.

Несмотря на прибрежно-морской генезис продуктивных отложений ЛРР, составляющие их минеральные зерна в большинстве своем имеют широкий диапазон окатанности (от неокатанных угловатых до хорошо окатанных), что нехарактерно для отложений, испытавших многократный или дальний перенос. Так, хромшпинелиды (относящиеся к минералам с высокой миграционной способностью) россыпи, расположенной в дельте р. Гад на западном побережье Индии, хорошо и средне окатанные (“rounded to sub-rounded”) при расстоянии переноса от источника 30–40 км [Gujar et al., 2010].

Надо отметить, что для хрупких минералов средняя окатанность может уменьшаться за счет процессов дробления зерен в высоко энергетических гидродинамических обстановках (например, в волноприбойном потоке). Вероятно, этот процесс повлиял на наличие угловатых зерен хромита и некоторых других минералов тяжелой фракции, а также кварца в мелких классах.

Все вышеперечисленные особенности россыпей ЛРР (повышенное содержание хромитов и циркона, относительно невысокая степень окатанности обломочного материала и, в особенности, аксессуарных минералов, низкий палеогеографический коэффициент указывают на особые условия, характеризующие источник россыпеобразующего материала.

В целом, на состав терригенных отложений восточной части ВЕП влияние оказали состав пород и история развития Уральского складчатого региона. Предполагается, что основное поступление рудного материала в россыпи Лукояновского района осуществлялось, по-видимому, через систему промежуточных коллекторов, представленных пермскими отложениями, с севера и из Предуралья, что определило специфический состав их минеральных ассоциаций — циркон-ильменит-хромит-эпидотовый, с примесью магнетита и гематита [Патык-Кара и др., 1997].

Непосредственно в районе Итмановской россыпи подстилающие пермские отложения слабо металлоносны: в прослоях алевролитов выход тяжелой фракции составляет 0.25–0.6%. В ней преобладают ильменит (42–66%), циркон (6–18%), гранаты (9–19%), лейкоксен и рутил (7–9%), магнетит (2–5%). Легкая фракция представлена в основном кварцем (56–84%) и полевыми шпатами (9–26%) (Быховский, 2010²). Примечательно, что в них не обнаружены хромиты, что ставит под сомнение пермские отложения уржумского яруса (по крайней мере, непосредственно подстилающие продуктивные юрские толщи ЛРР) как промежуточный коллектор.

Низкие значения палеогеографического коэффициента для россыпей ЛРР связаны, предположительно, с тем, что поступающий с Урала в промежуточный коллектор осадочный материал континентальных и мелководно-морских отложений средней и верхней перми не проходил через стадию образования кор глубокого химического выветривания, а являлся результатом механического размыва, дезинтеграции и транспортировки отложений в зону осадконакопления.

Пермско-триасовое время, связанное с завершающим этапом Уральского орогенеза, характеризуется формированием в Предуральском прогибе терригенных минералогически незрелых (содержащих большое количество неустойчивых в зоне выветривания минералов) молассовых отложений. Платформенный этап на Урале начался с ранней юры. Именно с этим периодом связывается начало образования пенеплена

и появления первых кор выветривания. В Предуральской зоне среднеюрские отложения, мощностью до 40 м, представлены кварцевыми песками и песчаниками с прослоями каолиновых глин и линзами бурого угля [Пучков, 2010].

Таким образом, в пределы среднеюрского морского бассейна ЛРР поступал, в основном, материал эродируемых пермских отложений и в меньшей степени — начавших формироваться кор выветривания.

Рудные минералы могли быть переотложены в батские пески ЛРР в результате перемива палеозойских и раннемезозойских отложений. Важным источником россыпеобразующего материала могли служить отложения нижней и средней перми, которые размывались в районе Воротиловского выступа севернее ЛРР. Отложения этого района требуют дополнительного изучения.

В работе С.И. Гурвича и А.М. Болотова [1968, рис. 25] в отложениях чехла платформы батского яруса прогнозируется перспективная на россыпеобразование зона протяженностью 500–700 км, простирающаяся к юго-востоку от ЛРР (рис. 6).

В пределах этой зоны в приуральской части ВЕП в пермских отложениях осадочного чехла на юго-западе Башкирии установлены повышенные

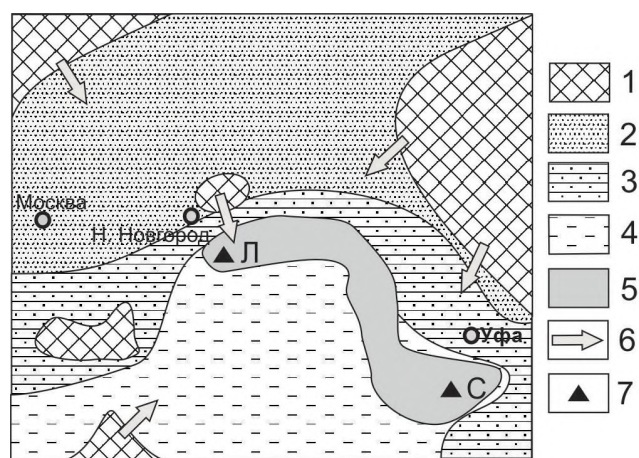


Рис. 6. Схема распространения перспективных отложений батского яруса средней юры по материалам [Гурвич, Болотов, 1968].

1 — горная и равнинная суша; 2 — равнинная суша, область осадконакопления; 3 — прибрежная равнина, временами заливаемая морем; 4 — мелководное море, терригенные осадки; 5 — площади развития перспективных продуктивных отложений; 6 — главные направления сноса обломочного материала; 7 — россыпные месторождения и проявления хромитов: Л — Лукояновский россыпной район, С — Сабантуйское проявление хромитов в пермских отложениях [Рахимов и др., 2020].

содержания хромитов до 70% тяжелой фракции осадков или 17% Cr_2O_3 в породе [Рахимов и др., 2020]. Это позволяет рассматривать пермские отложения, подстилающие продуктивную батскую толщу не только как промежуточный коллектор, но и как формацию, имеющую самостоятельное промышленное значение.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для восполнения запасов хромового сырья в России, в настоящее время необходимо изучение и открытие новых, в том числе и нетрадиционных россыпных месторождений хромитов, которые представляют научный и промышленный интерес.

Таким типом месторождений могут служить хромитосодержащие пески, встречающиеся в пределах платформенных областей как составная часть комплексных прибрежно-морских россыпей тяжелых минералов дальнего сноса, так и собственно хромитовых, преимущественно аллювиально-пролювиальных россыпей ближнего сноса, непосредственно связанных с первичными источниками.

К числу потенциально значимых и хорошо изученных объектов первого типа относятся среднеюрские прибрежно-морские хромит-ильменит-циркониевые пески Лукояновского россыпного района Нижегородской области. Месторождение связано с алевитистыми песками батского яруса. В геолого-структурном плане положение ЛРР контролируется приуроченностью к Токмовскому своду Волго-Уральской антеклизы. На более детальном уровне россыпные тела связаны с положением локальных структурных поднятий, зафиксированных в кровле среднего келловоя.

По своему минеральному составу россыпи ЛРР имеют ряд особенностей, по сравнению с другими РТР Восточно-Европейской россыпной мегапровинции, выражающихся в пониженной зрелости минеральных ассоциаций (присутствие слабо устойчивых в зоне выветривания минералов), а также в повышенном содержании циркона и хромитов.

В целом состав осадочного чехла восточной части ВЕП связан с влиянием Уральской складчатой области, при этом для ЛРР существенную роль мог сыграть локальный размыв в зоне положительных структур чехла и фундамента платформы (Воротниковского выступа), расположенных к северу от ЛРР.

Перспективной на выявление аналогичных россыпей может являться зона развития батских отложений к юго-востоку от ЛРР в местах положительных проявлений локальных блоковых движений фундамента платформы.

Работа в этом направлении будет продолжена.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24-27-00109, <https://rscf.ru/project/24-27-00109/>.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бортников Н.С., Волков А.В., Лаломов А.В., Лаломов Д.А., Бочнева А.А., Иванова Ю.Н. Роль россыпных месторождений в обеспечении воспроизводства минерально-сырьевой базы дефицитных видов стратегического минерального сырья России на современном этапе // *Russian Journal of Earth Sciences*. 2024. Т. 24. <https://doi.org/10.2205/2024ES000897>
- Быховский Л.З., Спорыхина Л.В. Россыпные месторождения в сырьевой базе и добыче полезных ископаемых // *Минеральные ресурсы России. Экономика и управление*. 2013. № 6. С. 6–17. EDN RMXKNF
- Геология СССР. Т. 11. М.: Недра, 1967. 872 с.
- Гурвич С.И., Болотов А.М. Титано-циркониевые россыпи Русской платформы и вопросы поисков. М.: Недра, 1968. 185 с.
- Занавескин К.Л., Левченко Е.Н., Занавескин Л.Н., Масленников А.Н. Физико-химические основы разделения некондиционных продуктов обогащения титан-циркониевых россыпей Лукояновского месторождения // *Разведка и охрана недр*. 2014. № 5. С. 30–35.
- Ильин Ю.Г., Фатьянов В.В., Морозова О.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Средневожжская. Лист N-38-XIV (Краснослободск). Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ “ВСЕГЕИ”, 2017. 96 с.
- Кухаренко А.А. Минералогия россыпей. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 318 с.
- Лаломов А.В., Платонов М.В., Тугарова М.А., Бочнева А.А., Чефранова А.В. Редкометалльно-титановая россыпная металлоносность кембро-ордовикских песчаников северо-запада Русской плиты // *Литология и полез. ископаемые*. 2015. № 6. С. 563–575. <https://doi.org/10.7868/S0024497X15060063>
- Лаломов А.В., Берто Г., Изотов В.Г., Ситдикова Л.М., Тугарова М.А. Реконструкция палеогидродинамиче-

ских параметров верхнепермского осадочного бассейна Прикамья // Георесурсы. 2017. № 2. С. 103–110.
<http://doi.org/10.18599/grs.19.2.3>

Лаломов А.В., Рахимов И.Р., Григорьева А.В. Хромитовые россыпные проявления Волго-Уральского бассейна – вопросы генезиса, источников и промышленного потенциала // Георесурсы. 2021. № 3. С. 70–75.
<https://doi.org/10.18599/grs.2021.03.17>

Лаломов А.В. Локальные факторы формирования прибрежно-морских редкометалльно-титановых россыпей // Литология и полез. ископаемые. 2023. № 4. С. 407–420.
<https://doi.org/10.31857/S0024497X23700143>

Патык-Кара Н.Г., Зубков Л.Б., Быховский Л.З. Комплексные редкометалльно-титановые россыпные месторождения / Россыпные месторождения России и других стран СНГ. М.: Научный мир, 1997. С. 308–351.

Патык-Кара Н.Г., Гореликова Н.В., Бардеева Е.Г. К истории формирования Центрального месторождения титано-циркониевых песков в европейской части России // Литология и полез. ископаемые. 2004. № 6. С. 585–601.

Патык-Кара Н.Г., Лаломов А.В., Бочнева А.А., Федоров О.П., Чефранов Р.М. Предпосылки формирования

титан-циркониевых месторождений Зауральского россыпного района: региональная геолого-эволюционная модель // Литология и полез. ископаемые. 2009. № 6. С. 598–613.

Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

Рахимов И.Р., Савельев Д.Е., Холоднов В.В., Замятин Д.А. Уникальная Сабантуйская хромитовая палеороссыпь в осадочном чехле Восточно-Европейской платформы // Геология рудных месторождений. 2020. № 6. С. 568–573.
<https://doi.org/10.31857/S0016777020050068>

Сигов А.П. Условия образования полезных ископаемых и металлогенические эпохи мезозоя и кайнозоя Урала // Материалы по геоморфологии Урала. М.: Недра, 1971. С. 117–126.

Gujar A.R., Ambre N.V., Iyer S.D., Mislankar P.G., Loveson V.J. Placer chromite along south Maharashtra, central west coast of India // Current Science. 2010. V. 99(4). P. 492–499.

Monograph on chromite / Controller general C.S. Gundewar. New Delhi: IBM Press, 2013. 62 p.

FEATURES OF CHROMITE-CONTAINING PLACERS OF THE LUKOYANOVSKY PLACER DISTRICT (NIZHNY NOVGOROD REGION) AND CONDITIONS OF THEIR FORMATION

A. V. Lalomov^{1, 2, *}, A. V. Grigorieva¹, Y. N. Ivanova¹

¹Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry (IGEM) RAS, Staromonetny lane, 35, Moscow, 119017 Russia

²Permian State University, Bukireva str., 15, Perm, 614990 Russia

*e-mail: lalomov@mail.ru

Chromites are a common component of the heavy fraction of sedimentary deposits of the cover of the platform areas, while their contents usually do not exceed the first percent. Placers of chromites of economic importance, as a rule, are formed in close connection of indigenous sources. Within the Lukoyanovsky placer area (Nizhny Novgorod region), high chromite contents (up to 100 kg/m³) were found in complex coastal-marine rare metal-titanium placers of the Middle Jurassic system, which is of economic importance. Placer bodies are localized on the periphery of the domed structures of the sedimentary cover. A possible source is the Upper Permian and Lower Jurassic sediments, which were eroded in the zone of positive tectonic structures of the cover and foundation of the platform and within the adjacent land. The studied patterns can serve as a basis for forecasting similar deposits within promising areas.

Keywords: placers, chromites, Lukoyanovsky placer area