УДК 551

СОСТАВ, ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НАНОСОВ РЯДА КРУПНЫХ РЕК АФРИКИ (КРАТКИЙ ОБЗОР РЕЗУЛЬТАТОВ СОВРЕМЕННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ)

© 2025 г. А.В. Маслов*

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

**e-mail: amas2004@mail.ru* Поступила в редакцию 28.04.2024 г. После доработки 21.08.2024 г. Принята к публикации 22.08.2024 г.

Рассмотрены современные данные о формировании минерального состава, геохимических и изотопно-геохимических особенностей наносов крупных рек Африки — Замбези, Нил, Конго, а также U-Pb-изотопных возрастах популяций обломочного циркона в песках, полученные в результате комплексных многолетних исследований профессора Э. Гарзанти (Universita' Di Milano-Bicocca, Italia) и его коллег. Кратко суммированы представления о влиянии процессов химического выветривания на состав как илов, так и песков названных крупных рек. Обсуждается влияние сегментирования рек на состав влекомой ими алюмосиликокластики. Обозначены ключевые моменты представленных в обзоре результатов исследований для специалистов, изучающих древние осадочные последовательности.

Ключевые слова: пески, илы, глины, Замбези, Нил, Конго, минеральный состав, геохимические и изотопно-геохимические особенности, обломочный циркон, обзор **DOI:** 10.31857/S0024497X25010013, **EDN:** CIXNHD

Отбирая образцы для исследования состава и геохимических особенностей осадочных пород, мы предполагаем получить сведения и о процессах мобилизации слагающего их материала, и об особенностях его транспортировки и накопления, а также последующих преобразований. Насколько адекватно это мы делаем? Насколько адекватно отражена в составе образца вся предшествующая история его компонентов? Насколько адекватно отражает один образец процессы формирования и транспортировки кластики на различного размера водосборах? Это далеко не все вопросы, появляющиеся у исследователя после знакомства с публикацией [Bayon et al., 2015], где дается характеристика различных категорий современных рек, по свойственным донным осадкам их приустьевых частей нескольким геохимическим характеристикам. В наших предшествующих публикациях [Маслов, Шевченко, 2019; Маслов, Подковыров, 2021а, 2021б; Маслов, Мельничук, 2023; и др.] мы пытались так или иначе ответить на некоторые из них, а в данной работе, как и в статье [Маслов и др., 2024], стараемся посмотреть на современные представления о процессах

осадконакопления не только в приустьевых частях рек, но и в их бассейнах, занимающих в случае крупных рек (рек с площадью водосбора >100000 км²) часто территорию нескольких стран в целом.

Комплексные исследования отложений крупных речных систем в последние десятилетия в нашей стране почти не проводятся. Выполненный при подготовке этой публикации поиск соответствующих статей в журналах "Литология и полезные ископаемые", "Геохимия", "Океанология", "Водные ресурсы" и "Вестник МГУ. Серия 5: География" на глубину 10 лет с помощью eLIBRARY не дал сколько-нибудь впечатляющих результатов. Исследования отечественных специалистов в это десятилетие были в основном посвящены региональному ретроспективному анализу воды и донных отложений Верхней Волги, изучению стока взвешенных наносов рек Камчатки в Тихий океан, а также Берингово и Охотское моря, динамике содержания микроэлементов в донных отложениях маргинального фильтра дальневосточной р. Раздольной, математическому моделированию вертикального распределения примеси в речных

потоках, оценке техногенных геохимических аномалий донных отложений Куйбышевского водохранилища, закономерностям движения вод и наносов в устье Енисея, исследованию особенностей транспорта загрязняющих веществ по крупным рекам севера России, накоплению щелочных и щелочноземельных элементов в тонкой фракции донных осадков в зоне перехода от суши к морю, анализу характеристик и пространственной изменчивости речных взвесей, а также потоков веществ в системе Селенга-Байкал и ландшафтно-геохимическим особенностям бассейна Селенги [Батурин и др., 2014; Поляков, Зарубина, 2014; Долгополова, 2015; Никаноров и др., 2015; Богданова и др., 2016; Завальцева и др., 2016; Касимов и др., 2016; Дебольская, Долгополова, 2017; Поляков, 2016, 2017; Лукашин и др., 2018; Куксина, Алексеевский, 2018; Гордеев и др., 2020, 2022; Чалов, Ефимов, 2021; Тихомиров и др., 2022; Шулькин, Григорьев, 2022; и др.]. Выполнены исследования состава, строения и условий формирования новейших отложений Нижней Камы, проанализирована золотоносность позднекайнозойского аллювия Витимского плоскогорья, рассмотрены обстановки формирования минерального состава донных отложений барьерной зоны Ангары, особенности распределения микроэлементов в разных фракциях донных отложений Амура, геохимия и радиоэкология донных отложений впадающей в Черное море реки Мзымты, проанализирован химический состав русловых отложений Зеи и Селимджи, рассмотрено поведение углеводородов в устьевых зонах арктических рек России, исследованы содержание тяжелых металлов, Fe, Mn и органического углерода в донных осадках арктических речных систем и ряд других вопросов [Карнаухова, Сковитина, 2014; Нестеренко и др., 2014; Харитонова и др., 2014; Глушанкова, 2015; Даувальтер, Кашулин, 2018; Немировская, Реджепова, 2018; Сорокина, Гусев, 2018; Гордеев и др., 2021; Литвиненко, Захарихина, 2022; и др.].

Более представительны, но в основном также посвящены решению отдельных региональных задач, публикации 1950—2000-х гг., значительная часть которых суммирована в списке литературы к известной монографии В.С. Савенко [2006]. Среди приведенных в нем работ, опубликованных только в рецензируемых журналах, можно найти исследования, посвященные анализу содержания U, Th, Ra в четвертичных отложениях Лены, редкоземельным элементам в речной взвеси водосбора Байкала, процессах переноса и накопления тяжелых металлов в низовьях Волги, составу осадков Аму-Дарьи и Сыр-Дарьи, поведению Fe, Mn, Cu и Zn в устьевых зонах малых рек Дальнего Востока, химическому составу речной и морской взвеси Балтики, геохимии малых элементов донных осадков мелких речек Северного Урала и многим другим вопросам [Степанова, Гриднев, 1954; Виталь, Ратеев, 1959; Нестерова, 1960; Баранов, Титаева, 1961; Лазаренко, 1962; Кузнецов, Шелякина, 1963; Коновалов и др., 1966, 1991; Лукашев, Кузнецов, 1967; Лукашев и др., 1968; Морозов, 1969; Ибламинов и др., 1973; Морозов и др., 1974; Емельянов, Пустельников, 1975; Демина и др., 1978; Клюканова, Кузнецов, 1980; Гордеев и др., 1983; Чудаева, 1988; Клюканова и др., 1991; Тупяков и др., 1995; Кот, 1998; Бреховских и др., 1999; Бобров и др., 2001; Савенко и др., 2004; и др.].

Во многом такая ситуация обусловлена все еще недостаточным финансированием фундаментальной науки, а также малой доступностью, опять-таки в связи со скудностью средств, как современных прецизионных аналитических методик, так и возможности широкомасштабного комплексного (минеральный и валовый химический состав взвеси и фракций донных осадков, исследование изотопного возраста популяций обломочного циркона, Sr-Nd-изотопной систематики взвеси и донных отложений и др.) опробования взвешенного и влекомого материала крупных российских речных систем. Вместе с тем подобные исследования в мире в последние два десятилетия растут быстрыми темпами, охватив не только крупные реки Азии и Южной Америки, но и Африки [McCarthy, Ellery, 1995; Allègre et al., 1996; Gaillardet et al., 1999; Singh, France-Lanord, 2002; Borges, Huh, 2007; Compton, Maake, 2007; Garzanti et al., 2007, 2010a, 2011, 2014а, 2014б, 2021а, 2021б, 2021в, 2022 и др.; Borges et al., 2008; Viers et al., 2009; Bouchez et al., 2011; Padoan et al., 2011; Shao et al., 2012; Garzanti, Resentini, 2016; Dinis et al., 2017, 2020; Liang et al., 2019; He et al., 2020, 2022; и др.]. Полученные в их рамках результаты имеют фундаментальное значение для познания крупномасштабных процессов транспортировки кластики в конечные водоемы стока и в настоящей работе нам хотелось бы на них кратко остановиться, так как в eLIBRARY оказалось учтено всего три публикации на русском языке, посвященных африканским рекам [Емельянов и др., 1978; Кравцова, Михайлов, 2014; Михайлов и др., 2015]. Приводимый далее обзор результатов ряда подобных исследований, выполненных в бассейнах рек Замбези, Нил и Конго, основан преимущественно на публикациях профессора Э. Гарзанти и его коллег (Dipartimento di Scienze dell' Ambiente e della Terra, Universita' Di Milano-Bicocca, Italia). Соответствующие ссылки на использованные работы даны в тексте.

РЕКА ЗАМБЕЗИ

Общие сведения

Длина Замбези составляет ~2600 км, площадь водосбора ~1.4 млн км². Речная сеть Замбези является отражением пермско-мезозойских процессов растяжения по обе стороны Африки в сочетании с рифтогенезом, продолжающимся внутри континента [Garzanti et al., 20216, 2021в, 2022]. Современный облик ее водосбора возник в неогене в результате поднятия плато Калахари и продвижения на юго-запад Восточно-Африканского рифта.

Верховья Замбези расположены среди невысоких хребтов щита Касаи на севере Замбии. На востоке Анголы она пересекает докембрийский фундамент, потом течет по пескам Калахари и далее образует обширную пойму, достигающую на пике паводка длины около 180 км и ширины 30 км [Garzanti et al., 2014а]. Здесь речные воды Замбези медленно просачиваются через водно-болотные угодья, где накапливается глина и образуются почвы, обогащенные гумусом. После этого Замбези врезается в базальты и осадочные породы надсерии Кару (верхний карбон—нижняя юра) и, миновав водопад Виктория, достигает оз. Кариба. Ниже оз. Кариба Замбези питается преимущественно продуктами эрозии пород докембрийского фундамента.

В 1959 г. на границе Зимбабве и Замбии появилось рукотворное оз. Кариба (длина 223 км, объем 185 км³), а в 1974 г. на севере Мозамбика было создано оз. Кахора-Баса (длина 292 км, объем 73 км³). На притоке Замбези Кафуэ в 1970-х гг. также построены две плотины; есть они и на реке Шир на юге Малави [Garzanti et al., 2022].

Так как движение наносов оказалось в результате строго разделено между озерами Кариба и Кахора-Баса, всю речную систему Замбези можно рассматривать как состоящую из четырех сегментов (рис. 1): а) Самая Верхняя Замбези – от истоков до впадения Квандо; б) Верхняя Замбези,



Рис. 1. Замбези и ее сегменты. 1 — Самая Верхняя Замбези, 2 — Верхняя Замбези, 3 — Средняя Замбези, 4 — Нижняя Замбези.

включающая водопад Виктория и ущелье Батока до оз. Кариба; в) Средняя Замбези – между озерами Кариба и Кахора-Баса; г) Нижняя Замбези – ниже оз. Kaxopa-Баса [Garzanti et al., 2021в, 2022 и ссылки там]. Указанные сегменты характеризуются различным составом донных отложений. Так, в осадках Самой Верхней Замбези преобладает чистый кварцевый песок, рециклированный из дюн Калахари. Затем осадки обогащаются обломками базальтов и клинопироксеном. В нижнем течении Замбези, где большая часть отложений поступает из пород фундамента, состав песков становится кварцево-полевошпатовым. Содержание полевого шпата в песках Нижней Замбези намного превышает его содержание в отложениях дельты, шельфа и континентального склона, подтверждая тем самым, что обломочный материал из верховьев перестал поступать к устью после строительства плотин.

Тропический юг Африки характеризуется отчетливыми климатическими градиентами: от субгумидного Мозамбика до гипераридной Намибии и от влажной Анголы до пустыни Калахари в Ботсване [Garzanti et al., 2014б и ссылки там]. Годовое количество осадков составляет <600 мм на юге и >1200 мм на севере; наибольший вклад в сток вносят верхние сегменты. За год Замбези переносит в океан 50–100 млн т взвеси [Garzanti et al., 2021в].

Источниками кластики для Самой Верхней Замбези являются породы щита Касаи, Луфилианской дуги и пески Калахари. Щит Касаи сложен мигматитами, гранито-гнейсами и пегматитами, метаморфизованными в условиях афмиболитовой фации; есть здесь также чарнокиты, габбро, анортозиты и нориты, метаосадочные породы и дайки метадолеритов. Луфилианская дуга, расположенная между кратонами Конго и Калахари, состоит из неопротерозойских метаосадочных и метамагматических пород, содержащих Си-Со-U и Pb-Zn минерализацию. Пустыня Калахари — область развития многократно переработанных эоловыми процессами четвертичных речных и озерных отложений.

Верхняя Замбези аккумулирует обломочный материал, также поступающий из пустыни Калахари, мезопротерозойского блока Чома-Каломо и среднепалеопротерозойского Пояса Магонди. Блок Чома-Каломо включает метаосадочные толщи амфиболитовой фации и гранитоиды. Пояс Магонди сложен вулканогенно-осадочными и плутоническими породами, метаморфизм которых достигает амфиболитовой фации. Значительный вклад в накопление осадков Верхней Замбези вносят также продукты эрозии пород надсерии Кару: ледниковые отложения, сланцы и вулканокластические песчаники, красноцветы, угленосные глины, платобазальты.

Средняя Замбези получает кластику за счет эрозии пород, слагающих пояса Замбези и Ирумиди, а также рифтовую зону Луангва. Пояс Замбези объединяет вулканогенно-осадочные последовательности, деформированные в условиях амфиболитовой фации в раннем неопротерозое. Мезопротерозойский Пояс Ирумиди включает палеопротерозойский гнейсовый фундамент, перекрытый алюмосиликокластическими и подчиненными им карбонатными толщами, а также гранитоиды. Рифтовая зона Луангва вмещает основные вулканиты и осадочные породы надсерии Кару [Garzanti et al., 2021в].

Нижняя Замбези пересекает меловые и кайнозойские осадочные породы Мозамбикской низменности. Здесь она образует пойму с множеством проток, стариц и болот, а затем впадает в Индийский океан [Garzanti et al., 2021в]. Нижняя Замбези питается продуктами эрозии пород Мозамбикского пояса, кратона Зимбабве и Пояса Умкондо. Кратон Зимбабве сложен в центральной части гнейсами и окружен зеленокаменными поясами. Пояс Умкондо объединяет метааргиллиты, известняки, метапесчаники, основные лавы и силлы, а Мозамбикский пояс — архейские гнейсы, гранулиты и метаосадочные породы.

Состав песков Замбези

Состав песка в речной системе Замбези радикально различается вверх и вниз по течению от озер Кариба и Кахора-Баса, т.к. песок не может свободно пройти через водохранилища. В Самой Верхней Замбези еще одним фактором, препятствующим непрерывному переносу наносов, являются обширные низменности с густой растительностью, действующие как естественные ловушки осадков [Garzanti et al., 2021в].

Самая Верхняя Замбези несет чистый кварц с весьма небольшим количеством полевых шпатов (калиевый полевой шпат, КПШ > плагиоклаз) и очень бедную ассоциацию тяжелых прозрачных минералов (АТПМ), среди которых преобладают циркон и турмалин, а второстепенную роль играют рутил и ставролит. Количество кианита в песках увеличивается ниже по течению, а клинопироксена — значительно выше по течению от впадения Квандо. Пески Квандо представлены чисто кварцевыми разностями с очень бедной АТПМ, включающей циркон, турмалин, кианит и ставролит. Песок, поступающий из Замбии, варьирует по составу от богатого кварцем полевошпатового (КПШ > плагиоклаз) до чисто кварцевого (КПШ >> плагиоклаз). АТПМ варьируют здесь от бедных с турмалином, рутилом, эпидотом и кианитом до очень бедных, включающих эпидот, циркон, турмалин, ставролит и авгит, или эпидот и амфибол с второстепенным гранатом. Все в целом отражает вовлечение в процессы осадконакопления многократно рециклированного песка пустыни Калахари. Предполагается, что частый переход кварца из речной в эоловую обстановку и обратно происходит и в настоящее время [Garzanti et al., 2021в].

Содержание SiO₂ в песках Самой Верхней Замбези достигает, по данным авторов публикации [Garzanti et al., 2022], ~98 мас. %, а содержание других элементов, включая Zr и редкоземельные элементы (РЗЭ), весьма невелико. Значения CIA $(100 \cdot Al_2O_3/(Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O))$ и WIP (100 · (Na/0.35 + Mg/0.9 + K/0.25 + Ca/0.7)) в песках составляют \geq 77 и \sim 1, величина CIA*, рассчитываемая по формуле $(100 \cdot A_{12}O_{3}/[A_{12}O_{3} +$ + $(CaO - 3.33 \cdot P_2O_5)$ + $Na_2O + K_2O_1)/WIP$, yacто превышает 100, так как пески почти полностью состоят из рециклированного материала дюн Калахари, а величины α^{Al} Са и α^{Al} Na составляют соответственно ≥3 и ~4. Альфа-индексы, по [Garzanti et al., 2013а], представляют отношение между неподвижным Al и мобильными элементами, нормированное на величину этого же отношения в верхней континентальной коре (например, $\alpha^{Al}Mg = [Al/Mg]_{oбразец}/[Al/Mg]_{UCC}$). Использование в формуле альфа-индекса Al, обусловлено необходимостью избежать систематических ошибок, вызванных гидравлической сортировкой. Общий порядок подвижности элементов для песка — Na \approx Ca > Sr. Чистые кварцевые пески характеризуются относительно высоким обогащением легкими РЗЭ (ЛРЗЭ), отрицательными аномалиями Се и Еи и слабым фракционированием тяжелых РЗЭ (ТРЗЭ).

Распределение U-Pb возрастов обломочного циркона в песках Самой Верхней Замбези полимодальное. В составе популяций циркона присутствуют в основном кристаллы с возрастами от стения (мы сохранили в данной работе, как и в оригинальных публикациях, стратиграфические подразделения Международной хроностратиграфической шкалы) до кембрия, наблюдается главный ирумидский ($\sim 1036 \pm 32$ млн лет) и подчиненные панафриканские (792 ± 54 и 571 ± 22 млн лет) максимумы, а также зерна с орозирийским ($\sim 1947 \pm 70$ млн лет) возрастом [Garzanti et al., 2021в].

В Верхней Замбези по мере приближения к водопаду Виктория кварцевый песок смешивается с продуктами эрозии базальтов Кару, количество которых вниз по течению от водопада заметно увеличивается. Хотя потенциал образования песка у базальтов заметно меньше, чем у песчаников или гранитов, основные лавы при разрушении поставляют в осадок гораздо больше клинопироксена, чем содержится в кварцевом песчанике. Поэтому в Верхней Замбези, кварц по-прежнему доминирует среди песчаных зерен, но в составе АТПМ быстро растет содержание клинопироксена. От водопада Виктория до ущелья Батока базальтовый детрит составляет <3% от общего количества отложений, и песок Верхней Замбези остается чисто кварцевым, однако содержание клинопироксена в нем увеличивается с 14 до 86%. Выше оз. Кариба русловые пески и алевритистые пески прирусловых валов включают обломки основных вулканитов и представляют собой соответственно кварцевый песок, в котором содержание плагиоклаза ≈ КПШ и лититополевошпатово-кварцевые пески, где плагиоклаз > КПШ [Garzanti et al., 2022]. В притоках Верхней Замбези количество обломков базальтов в песках варьирует от ~ 10 до 70%, а клинопироксен составляет >90% АТПМ.

Содержание кремнезема в песках вдоль Верхней Замбези постепенно снижается, а большинства других элементов, включая Fe, Mg, Ca, Na, Sr и P3Э, растет, но в отношении Zr, Hf и Nb это не так. Значения CIA, α^{Al} Ca и α^{Al} Na в русловых песках и песках прирусловых валов составляют соответственно 49, 0.9, 1.2 и 45, 0.5, 1.5. Выше водопада Виктория величина CIA*/WIP для песков равна ~30 ± 9, а ниже падает до 3.1 ± 0.7 [Garzanti et al., 2021в].

Выше оз. Кариба пески Верхней Замбези обладают полимодальными спектрами возрастов обломочного циркона; основными являются панафриканский и ирумидский максимумы, а второстепенными — орозирийский и неоархейский [Garzanti et al., 2022].

Ниже оз. Кариба песок Средней Замбези имеет тот же полевошпатово-кварцевый состав с обломками метаморфических пород, слюдой и амфиболом, что и песок ее притока Кафуэ. В верхнем течении Кафуэ дренирует средненеопротерозойские вулканогенно-осадочные породы и верхнетонийские граниты Луфилийской дуги, а в нижнем пересекает Западный пояс Замбези и фундамент кратона Конго. В богатой АТПМ присутствуют роговая обманка и актинолит, а эпидот, кианит и клинопироксен играют подчиненную роль [Garzanti et al., 2021в].

Содержание SiO₂ в песках Средней Замбези составляет немногим >80 мас. %. Для них характерны значения CIA – 51 ± 3, α^{AI} Ca – 2.1 ± 1.3 и α^{AI} Na – 1.6 ± 0.2; порядок подвижности элементов – Ca > Na > Sr. Величина CIA*/WIP равна ~1.7 ± 0.3.

В возрастном спектре обломочного циркона в песках Средней Замбези преобладает ирумидский максимум с небольшим панафриканским пиком; несколько кристаллов имеют возраст от неоархея и палеопротерозоя до триаса [Garzanti et al., 2021в].

Как отмечено в работе [Garzanti et al., 2021в], поскольку песок Самой Верхней и Верхней Замбези аккумулируется в оз. Кариба, а песок Средней Замбези накапливается в оз. Кахора-Баса, то состав песка Нижней Замбези не похож на состав песка трех верхних сегментов. Основными источниками песка для Нижней Замбези являются провинция Ирумиди и кратон Зимбабве (~30-40%) каждый). Пояса Умкондо и Кару, а также комплексы пород позднекайнозойских бассейнов растяжения вносят ~20% кластики, тогда как домены Тете и Блантайр поставляют каждый <10% [Garzanti et al., 20216]. В Мозамбике состав песка Нижней Замбези варьирует от полевошпатово-кварцевого до богатого полевым шпатом (КПШ ≥ плагиоклаз) полевошпатово-кварцевого. В богатой АТПМ преобладают амфиболы, есть некоторое количество эпидота, местами много граната. Роль титанита, циркона, клинопироксена и гиперстена невелика. Эти пески поступают из притоков Замбези, которые в основном дренируют кислые и основные магматические породы, а также высокометаморфизованные комплексы. Большинство притоков несет песок с соотношением кварц/полевые шпаты (Q/F) ≤1, что отражает преобладание в его составе продуктов эрозии первого седиментационного цикла. Самое низкое значение Q/F зафиксировано в песках Шира, содержащих очень богатую АТПМ с преобладанием амфиболов. Последняя сформирована за счет разрушения кислых ортогнейсов комплекса Малави-Унанго [Garzanti et al., 2021в]. Песок притока Нижней Замбези – Моррунгуз, дренирующего габброиды комплекса Тете, довольно беден SiO₂ $(\sim 52 \text{ мас. } \%)$, К и Rb и, напротив, обогащен Fe, Mg, Ca, Ti, Mn, Sc, V, Cr, Co, Ni и Cu.

В песках Нижней Замбези и ее притоков содержание SiO_2 колеблется от 70 до 80 мас. %. Состав его наиболее близок к составу верхней континентальной коры (UCC), что подтверждает преимущественно петрогенный характер слагающей песок кластики [Garzanti et al., 20216]. Пески Нижней Замбези имеют значения CIA – 50.4 ± 0.4 , α^{AI} Ca – 1.6 ± 0.5 и α^{AI} Na – 1.2 ± 0.2 . Порядок подвижности элементов: Ca > Na > Sr. Величина CIA*/WIP составляет всего 0.9 ± 0.1 , что также характерно для материала, прошедшего только один седиментационный цикл [Garzanti et al., 2022].

Состав илов Замбези

В илах Самой Верхней Замбези смектит преобладает над каолинитом и слюдой/иллитом, величина CIA несколько выше, чем в песках (83), α^{AI} Ca равен 4, α^{AI} Na достигает 21 [Garzanti et al., 2022]. Общий порядок подвижности элементов: Na \gg Sr > Ca > Mg \approx K. Нормированные к хондриту спектры РЗЭ в илах демонстрируют более высокое фракционирование ЛРЗЭ, чем ТРЗЭ, и обладают умеренно отрицательной Еи аномалией. Значения ε_{Nd} в илах Самой Верхней Замбези варьируют от -14 до -17.

Верхняя Замбези несет богатый кварцем ил, который может содержать значительное количество КПШ и небольшое плагиоклаза. Местами в илах встречается кальцит, происходящий, вероятно, из почвенных профилей, широко распространенных на территории Калахари. Ассоциация глинистых минералов богата смектитом, неизменно присутствуют каолинит и слюда/иллит. Из-за разбавления кварцем большинство элементов в илах обеднено по отношению к UCC и к PAAS. В илах этого сегмента по сравнению с Самой Верхней Замбези наблюдается рост концентраций Fe, Mg, Ca, Na, Sr, Ti, Eu, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu и P [Garzanti et al., 2022]. Значение ε_{Nd} между водопадом Виктория и оз. Кариба составляет около -12, а величины CIA, α^{AI} Ca и α^{AI} Na равны 59 ± 6 , 0.9 ± 0.3 и 3.9 ± 0.9 .

По данным, приведенным в работе [Garzanti et al., 2014а], в илах Средней Замбези смектит преобладает над слюдой/иллитом и каолинитом, что обусловлено присутствием на водосборе базальтов надсерии Кару. Доля плагиоклаза и Fe-оксидов в илах вниз по течению увеличивается, а доля кварца, КПШ и каолинита уменьшается. Благодаря постепенному добавлению в осадки вдоль базальтовых ущелий ниже по течению от водопада Виктория вулканического материала, в них растет содержание Fe, Mg, Ca, Na, Sr, Ti, Eu, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu и P. Илы обладают более высокими средними величинами CIA, чем песок (67 \pm 3), сопоставимыми значениями α^{AI} Ca (2.1 ± 0.6) и заметно более высокими α^{AI} Na (5.2 ± 0.2). Порядок подвижности элементов: Na > Sr > Ca > K > Ba. Значения ϵ_{Nd} в илах Средней Замбези варьируют от -14 до -18.

Каолинит, слюда/иллит и смектит встречаются в примерно равных количествах в илах Нижней Замбези, собранных в окрестностях Тете. Немного выше дельты смектит преобладает над слюдой/иллитом, а каолинит имеет подчиненное содержание. Илы Нижней Замбези характеризуются значениями CIA – 70 ± 3, α^{AI} Ca – 2.0 ± 0.4, α^{AI} Na – 6.0 ± 2.6). Порядок подвижности элементов: Na > Sr > Ca > K > Rb [Garzanti et al., 2022]. Во всех гранулометрических фракциях отложений Нижней Замбези ε_{Nd} становятся более отрицательным от района Тете к дельте.

По мнению авторов публикации [Garzanti et al., 2021в], петрографические и минералогические вариации, зафиксированные в осадках вдоль Замбези, хорошо демонстрируют, что, не обладая прямыми наблюдениями, исследователи часто пытаются представить прошлое, используя необоснованные упрощения и наивные аналогии. Из-за отсутствия четких доказательств мы часто также неявно предполагаем, что характеристики состава отложений, относятся только к исследуемому нами объекту (осадочному бассейну и др.), хотя они обычно в значительной степени отражают весь спектр предшествующих тектонических, палеогеографических или климатических обстановок. По образному выражению авторов указанной выше работы – "Настоящее вполне может дать ключ к прошлому, но сколько существует дверей и замков, которые этот ключ не в состоянии открыть?".

ЗАМБЕЗИ И НЕКОТОРЫЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Замбези и "вечные вопросы" осадочной петрологии

Изучение осадков Замбези дает, по мнению команды специалистов Э. Гарзанти, ответы на несколько "вечных вопросов" осадочной петрологии. Первый из них – "В какой степени классические/традиционные модели источников сноса/ provenance models адекватны имеющимся фактам?". Предваряя поиски ответа, коллеги указывают, что основополагающие представления о связи состава песков с тектонической обстановкой источников сноса были высказаны П. Крыниным [Krynine, 1948], считавшим, что эрозия такого слоеного пирога, как континентальная кора сначала ведет к образованию богатых кварцем рециклированных отложений, затем богатого обломками пород метаморфокластического детрита и, наконец, богатого полевым шпатом плутонокластического детрита. Здесь для обозначения наиболее распространенных в песках типов обломков пород по аналогии с термином "вулканокластический" используются термины плутонокластический, метаморфокластический или седиментокластический. В этих же целях могут применяться термины карбонатокластический, кремникластический, базальтокластический, гнейсокластический и др. [Garzanti, 2019]. В условиях длительного тектонического покоя из таких осадков в конечном итоге формируется кварцевый песок. Активизация тектоники, наоборот, приводит к быстрому разрушению глубоко залегающих плутонических пород, питающих ограниченные разломами бассейны песком, богатым полевым шпатом ("тектонические аркозы"). Позднее Р. Фолк [Folk, 1980] обосновал существование и "климатических аркозов", появляющихся при эрозии пород фундамента в сухом климате даже на стадиях тектонического покоя.

По мнению Э. Гарзанти с соавторами, суть подходов к пониманию механизмов формирования основных классов песков/песчаников за прошедшие со времен публикаций П. Крынина и Р. Фолка десятилетия, несмотря на кардинальное изменение общей парадигмы тектоники [Garzanti et al., 2021в], почти не изменилась. Практически те же, что и в моделях Крынина и Фолка, стадии использованы и В. Дикинсоном. Так, анорогенные, не связанные с субдукцией источники кластики, обозначаются им как "континентальные блоки". В составе последних выделяются области/типы источников: 1) внутренние части кратона; на стадии тектонического покоя здесь формируются богатые кварцем пески; 2 + 3) переходные области и поднятия фундамента, где богатые полевым шпатом пески являются продуктами эрозии быстро поднятых блоков гранитоидов [Dickinson, 1985].

Еще один важный момент: до недавнего времени тяжелые минералы в моделях происхождения кластики не принимались во внимание, так как в древних отложениях их ассоциации сильно изменены в результате избирательного внутрипластового растворения [Garzanti et al., 2021в]. Более того, информация, запечатленная в АТПМ даже современных осадков, может быть сильно искажена эффектами гидродинамической сортировки и неравномерным распределением тяжелых минералов в породах-источниках (известно, что богатые тяжелыми минералами основные магматические и высокотемпературные/высокобарические метаморфические породы являются главными источниками тяжелых минералов в осадках, тогда как бедные ими осадочные породы или граниты сильно недопредставлены) [Garzanti, Andò, 2019].

В то же время сочетание петрографических данных и данных о составе АТПМ позволяет в ряде случаев существенно уточнить характер источника кластики. Так, пески, сформированные в анорогенных обстановках на фоне вулканизма, имеют полевошпатово-лититовый или кварц-полевошпатово-лититовый состав и характеризуются богатой АТПМ с преобладанием клинопироксена [Garzanti et al., 2021в]. В нерасчлененных областях континентальных блоков формируется кварцевый песок с бедной АТПМ, в составе которой преобладают циркон, турмалин и рутил. Расчлененные области континентальных блоков характеризуются кварц-полевошпатовым песком с богатой АТПМ, в составе которой ведущую роль играет роговая обманка [Garzanti, 2016].

Второй "вечный вопрос" - "Созревают" ли минералы во время речного переноса"? Как отмечено в работе [Garzanti et al., 2021в], в середине прошлого века в осадочной петрологии было широко распространено мнение о том, что доля химически и механически стойких минералов во время транспортировки реками на большие расстояния должна увеличиваться за счет исчезновения нестабильных и менее устойчивых. На примере Замбези хорошо видно, что это далеко не так. Пески Самой Верхней Замбези почти полностью состоят из кварца и наиболее прочных тяжелых минералов – циркона, турмалина и рутила. Это хороший пример "высокозрелых" отложений. Однако ниже по течению количество обломков основных вулканических пород в песках увеличивается, а клинопироксен становится сначала значимым, затем основным и, наконец, почти единственным прозрачным минералом тяжелой фракции. Все это, а также локальное появление в составе АТПМ весьма нестабильного оливина, наглядно демонстрирует уменьшение степени зрелости осадков вниз по течению. В Средней Замбези пески заметно обогащены полевым шпатом и разнообразными обломками пород, поставляемых Кафуэ и другими притоками, дренирующими докембрийские орогенные пояса и пермо-триасовое вулканогенно-осадочное заполнение рифтовых бассейнов. Состав речных осадков становится здесь еще менее "зрелым". В Нижней Замбези из-за значительного поступления продуктов эрозии пород докембрийского фундамента, содержание кварца в песке еще больше снижается, становясь сопоставимым с долей полевого шпата или даже меньше [Garzanti et al., 2021в].

Таким образом, Замбези представляет пример системы транспортировки кластики, в которой отношение стабильных и нестабильных минералов (т.е. степень "зрелости" осадков) уменьшается вниз по течению. Такая тенденция, хотя и заметно усиливается искусственной сегментацией русла реки после постройки плотин Кариба и Кахора-Баса, является, прежде всего, естественным явлением, отражающим как наличие низкогорных плато в верховьях Замбези, так и омоложение процессами рифтогенеза докембрийских подвижных поясов в среднем и нижнем течении реки, т.е. влияние различных питающих провинций. Если не учитывать всего сказанного, то состав песков Нижней Замбези дает основание считать их продуктами кратковременной речной транспортировки кластики. В результате одна из крупнейших рек Африки фактически исчезает из поля зрения исследователя [Garzanti et al., 2021в].

Еще один "вечный вопрос" касается реконструкций климата по минералогическому составу песка. Для этой цели обычно используются разнообразные химические (например, CIA) или минералогические индексы (например, MIA $(100 \cdot Q/(Q + F)))$. Но и здесь, по мнению Э. Гарзанти и его коллег, следует избегать некритического использования упрощенных подходов. Так, поскольку в песках Самой Верхней и Верхней Замбези полевых шпатов мало и, наоборот, их много в Нижней Замбези, то величина MIA в первом случае составляет ≥95, а во втором ≈50. Это дает основание предполагать очень влажный климат в Калахари и очень сухой климат в Мозамбике, что явно не соответствует действительности. Кроме того, величина МІА достигает 100 в песке и гипервлажного экваториального Конго, и гиперзасушливой тропической Аравии, и в песчаных морях Caxapы [Garzanti et al., 2013a, 2019; Pastore et al., 2021]. Все сказанное показывает, что ряд традиционно используемых для реконструкции климатических обстановок накопления песков инструментов, может давать ошибочные результаты.

Процессы выветривания и рециклирования

На примере илов Замбези оказалось возможным также тщательно рассмотреть соотношения между процессами выветривания и рециклирования осадочного материала. Минеральный

состав глин, как известно, довольно чувствителен к условиям выветривания. Каолинит, смектит, иллит и хлорит распространены в регионах с разным количеством осадков, разными среднегодовыми температурами и разным соотношением влажных и засушливых сезонов [Chamley, 1989; Velde, 1995]. Иллит образуется в результате физической дезинтеграции слюдистых метаморфических пород или серицитизации полевого шпата. Часто он связан с хлоритом. Эта ассоциация указывает на относительно засушливые условия, поскольку в теплом и влажном климате хлорит легко превращается в смектит, смешанослойные образования и другие глинистые минералы [Garzanti et al., 2014а]. Следовательно, отношение (каолинит/(хлорит + иллит) = Kao/(Ill + Chl))можно использовать как показатель интенсивности выветривания [Liu et al., 2007; He et al., 2020]. В случае Замбези каолинит составляет ~40% глинистых минералов в илах Самой Верхней и Нижней Замбези. Отношение Kao/(Ill + Chl) >1 в илах Самой Верхней Замбези, но <1 в илах Средней и Нижней Замбези [Garzanti et al., 2022].

В качестве индикаторов интенсивности выветривания также используются разнообразные геохимические индексы, хотя величины их могут в той или иной мере контролироваться размером зерен, составом материнских пород, гидравлической сортировкой или добавлением кварца за счет рециклинга [Garzanti et al., 2022 и ссылки там]. Особенно заметно это для песка, поэтому для расшифровки характера выветривания на водосборах лучше использовать данные по илам [Dinis et al., 2020]. Наиболее надежным индикатором интенсивности выветривания, по мнению Э. Гарзанти и его соавторов, является α^{Al}Na, фиксирующий главным образом постепенное выщелачивание Na⁺ из решетки плагиоклаза. Значение α^{AI}Na в илах от Самой Верхней Замбези до водопада Виктория составляет $\sim 14-21$, а далее равно $\sim 4.6 \pm 0.4$.

Дополнительным показателем интенсивности выветривания может служить разная долговечность/устойчивость обломочных минералов, хотя этот подход полон "подводных камней" [Garzanti et al., 2022]. Весьма информативным является отношение граната (G) и минералов метапелитов амфиболитовой фации (SKAS = ставролит + кианит + андалузит + силлиманит). В песках Нижней Замбези величина (100 · G/(G + SKAS) такая же (72 ± 21), как в современных песках первого цикла, полученных из метаморфических пород фундамента (70 ± 20) [Garzanti et al., 20106]. Песок Самой Верхней Замбези обладает аномально низким значением данного параметра (<5), что свидетельствует о почти полном распаде граната в экваториальных почвах [Garzanti et al., 2013а]. Прямым указанием на воздействие химического выветривания являются также текстуры поверхностного растворения Fe-Mg минералов [Velbel, 2007]. Однако и у этого подхода есть ряд недостатков [Garzanti et al., 2022].

В итоге все сказанное выше указывает на то, что интенсивность выветривания, зафиксированная в современных речных отложениях Замбези, снижается вниз по течению. Даже после снятия эффекта "добавления кварца" илы Самой Верхней Замбези представляются более сильно выветрелыми, чем илы Средней и Нижней Замбези. Однако это, конечно, не означает, что выветривание на сухом плато Калахари в настоящее время более интенсивное, чем на более влажных водосборах Средней и Нижней Замбези. На состав осадков в бассейне Замбези существенный эффект оказывает смешение полициклической кластики, образовавшейся в более влажных обстановках прошлого с детритом первого цикла, например, продуктами эрозии базальтов надсерии Кару. Свой вклад вносит и резкое изменение состава осадков ниже озер Кариба и Кахора-Баса, а затем за счет ассимиляции петрогенного материала, полученного в процессе эрозии докембрийских кристаллических пород Нижней Замбези [Garzanti et al., 2022].

Распределение популяций обломочного циркона

Еще один интересный момент, на который проливают свет исследования речных отложений Замбези, это оценка результатов изучения U-Pb-изотопных возрастов обломочного циркона. Такие спектры в общем случае можно считать лишь так или иначе отражающими возраст "протоисточников" [Andersen et al., 2016, 2018]. Они указывают на истинный источник кластики только в случае, когда обломочный материал первого цикла мобилизован непосредственно из магматических или метаморфических пород [Dickinson et al., 2009]. Это вносит серьезную неопределенность в анализ происхождения циркона, поскольку большинство осадочных бассейнов питаются смесью рециклированной кластики и обломочного материала первого цикла в пропорции, которую можно оценить только грубо и при наличии независимых данных [Garzanti et al., 2022].

Обломочный циркон в песках Замбези характеризуется, как показано выше, пятью диапазонами возраста, отвечающими ряду крупных

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 1 2025

событий: 1) Лимпопо, поздний неоархей, максимум на кривой плотности вероятности - 2568 ± 47 млн лет; 2) Эбурнское событие, орозирий, 1947 ± 70 млн лет; 3) Ирумидское событие, стений, 1036 ± 32 млн лет; 2) Панафриканское событие, тоний, 792 ± 54 и эдиакарий-кембрий, 571 ± 22 млн лет; 5) событие Кару, пермь-триас, 253 ± 21 млн лет [Garzanti et al., 2022]. Распределение возрастов обломочного циркона в разных сегментах Замбези разное. Так, основными протоисточниками зерен циркона в реках, дренирующих северную часть плато Калахари, являются Ирумидская и Панафриканская области. Циркон с неоархейским возрастом, происходящий, в конечном счете, из пород щита Касаи, характерен только для песка Квандо. Палеопротерозойские зерна (исходный источник – Ангольский блок) широко распространены в песках Верхней Замбези. Несмотря на ремобилизацию во время Панафриканской складчатости, основная популяция зерен циркона в песках северных и западных притоков Средней и верхней части Нижней Замбези имеет в основном или почти исключительно ирумидский возраст [Garzanti et al., 2022]. Мультимодальный спектр возрастов обломочного циркона Нижней Замбези указывает на преобладание зерен, происходящих прямо или косвенно из пояса Ирумиди. Часто в песке этого сегмента встречается циркон орозирийского возраста, второстепенную роль играют неоархейские зерна, а кристаллы пермо-триаса редки. Пески эстуария и пляжей примерно в 100 км выше устья Замбези имеют полевошпатово-кварцевый состав, а среди прозрачных тяжелых минералов здесь преобладают амфибол, эпидот и клинопироксен. Значения ε_{Nd} в валовых пробах песков варьируют от -13 до -18. U-Pb спектры возрастов обломочного циркона характеризуются отчетливым ирумидским максимумом; есть в них также максимумы неопротерозойского, орозирийского возраста, а отдельные зерна обладают неоархейским и пермским возрастами. Таким образом, пески приустьевой части Замбези похожи по спектрам распределения возрастов обломочного циркона на пески Нижней Замбези.

Теперь, учитывая все сказанное, давайте зададим себе вопрос — насколько достоверно можно реконструировать состав и возраст источников кластики по результатам исследования одной или двух проб песчаников той или иной осадочной последовательности, пусть даже и большого веса? Насколько точно можно представить по этим данным область питания кластикой той или иной крупной речной артерии?

РЕКА НИЛ

Общие сведения

Длина Нила составляет более 6800 км, площадь водосборного бассейна — около 3 млн км². Его крупные притоки — Голубой Нил и Атбара берут начало на вулканическом Эфиопском плато (рис. 2). В верховьях Нил течет по пересеченной местности, образуя шесть водопадов, а в низовьях имеет весьма пологий уклон [Faccenna et al., 2019]. Кагера-Белый Нил, его южная экваториальная ветвь, зарождается в рифтовых высокогорьях Бурунди, Руанды, Уганды и западной Кении. После выхода из озер Виктория, Кьога и Альберт половина вод Белого Нила теряется в равнинном



Рис. 2. Нил и его основные притоки.

болотистом регионе Судд в Южном Судане. Болота Южного Судана являются своеобразным отражением позднемезозойских рифтовых бассейнов. Судд действует как гигантский фильтр, пропуская вниз по течению только мелкие частицы ила. На северной окраине болот после впадения Собат расход воды восстанавливается и Белый Нил течет по широкому руслу в сторону Хартума. К северу от г. Атбара Главный Нил не имеет значительных притоков, а в Сахаре почти не выпадает осадков (<50 мм/год) [Garzanti et al., 2018]. До постройки высокой Асуанской плотины в дельту Нила в год поступало $\sim 230 \pm 20$ млн т наносов, ~95% которых формировалось на высокогорья Эфиопии [Faccenna et al., 2019]. Климат водосборного бассейна Нила варьирует от теплого и влажного на юге до жаркого гиперзасушливого на севере. Общее годовое количество осадков в его пределах постепенно уменьшаются к северу от >2000 до <1000 мм [Garzanti et al., 2015].

В настоящее время вся взвесь Нила задерживается в искусственных водоемах. В Египте Нил несет лишь небольшое количество наносов, вымытых из русла и береговых отложений. В 1902 г. на юге Египта была построена низкая Асуанская плотина. В 1925 г. на Голубом Ниле возведена плотина Сеннар, а в 1937 г. – плотина Джебель-Аулия на Белом Ниле. Позднее большие плотины были построены в Розейресе на Голубом Ниле (1966 г.) и в Кашм-эль-Гирбе на Атбаре (1964 г.). Примерно в то же время на Главном Ниле на юге Египта возведена высокая Асуанская плотина, образовавшая третье по величине водохранилище в мире (оз. Hacep) с объемом 157 км³. В последующем на севере Эфиопии была сооружена плотина Текезе, а в Нубии, недалеко от четвертого водопада Нила, построена плотина Mepobe [Garzanti et al., 2015].

В целом формирование осадков Нила происходит за счет размыва сложного комплекса пород, принадлежащего в самом общем виде к анорогенной вулканической (вулканической рифтовой) обстановке [Garzanti et al., 2001, 2014а]. Кластика образуется в результате эрозии пород вулканических полей, связанных с процессами растяжения (тип источника кластики – "анорогенный вулканический"), а также магматических, метаморфических и осадочных пород, поднятых на плечах рифта или обнаженных на кратоне (источник – "континентальный блок или плечо рифта"). Локально имеет место и переработка синрифтовых отложений (обстановка рециклинга). Влияние всех перечисленных источников в осадках Нила отражается достаточно хорошо, однако во влажных экваториальных областях признаки происхождения наносов микшированы интенсивным химическим выветриванием [Garzanti, Ando, 2007; Garzanti et al., 2015].

Крупнейшей вулканической провинцией в бассейне Нила является Эфиопское плато (тип области питания – "анорогенный вулканический"), где широко представлены умеренно щелочные и толеитовые базальты, риолитовые игнимбриты, базаниты и муджиериты, трахиты, латиты и др. [Garzanti et al., 2015]. Пески, полученные при разрушении эфиопских траппов, имеют лититовый и кварцево-полевошпатовый состав. Они содержат чрезвычайно богатые АТПМ, среди которых преобладает авгит, оксиды Fe, Ti и Cr, оливин и местами роговая обманка. Санидин и ортопироксен встречаются в осадках, образующихся из трахитов, тогда как лейцит присутствует в песках, состоящих из продуктов размыва ультракалиевых лав. Содержание кварца незначительное как в песках, так и в алевритистых илах. В целом, пески анорогенного вулканического происхождения, образующиеся на водосборе Нила, по составу невозможно отличить от осадков магматических дуг [Garzanti et al., 2015]. Вулканокластические отложения этой питающей провинции отличаются наибольшим содержанием Si, Al, Cs, Be, P3Э, Zr, Hf, Nb, Ta, Mo, Mn, Ga, Tl, Sn, Pb и As, имеют самые низкие значения Ti/Al и самые высокие величины Zr/Ti и La/V. Для них свойственна также весьма выраженная отрицательная Еи аномалия. Присутствие в областях размыва калиевых лав ведет к существенному обогащению осадков K, Rb, Sr, Ba, P; такие образования имеют и самую высокую величину Y/Nb.

Область питания, относящаяся к типу "нерасчлененных континентальных блоков", в бассейне Нила сложена неметаморфизованными дорифтовыми осадочными толщами. При разрушении они превращаются в лититово-кварцевый песок, содержащий фрагменты глинистых и кремнистых сланцев, алевролитов и песчаников, или же в песок, состоящий преимущественно из монокристаллического кварца с небольшим количеством полевых шпатов (КПШ > плагиоклаз). В районах распространения карбонатных пород в осадках появляются зерна известняка и фрагменты кремней и доломитов, а количество тяжелых прозрачных минералов стремится к нулю. Из-за разбавления кварцем осадки демонстрируют сильное обеднение большинством химических элементов [Garzanti et al., 2015].

Породы, слагающие "переходную континентальную область питания", в жарких и влажных

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ №1 2025

экваториальных районах (Танзанийский кратон) дают при эрозии кварцевый песок с небольшим количеством полевого шпата, мусковита и обломков метаосадочных пород. АТПМ здесь достаточно бедны. В них присутствуют дравит, андалузит, ставролит, оксиды Ті, циркон, амфибол и эпидот; местами есть кианит или силлиманит. Там, где размываются контактовые ореолы, окружающие мафит-ультрамафитовые интрузии, могут формироваться богатые хиастолитом взвеси. Величина Q/F в песках >20, в алевритовых илах $\sim 10 \pm 7$. Из-за разбавления кварцем пески и илы обеднены по сравнению с отложениями первого цикла, полученными из кристаллических пород фундамента в тех же регионах, практически всеми элементами, за исключением Si, W, Zn и As [Garzanti et al., 2015].

Область питания "расчлененный континентальный блок" в бассейне Нила объединяет породы фундамента, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации. Будучи выведенными на дневную поверхность в лесистых влажных высокогорьях, они при эрозии превращаются в кварцевые пески с небольшим количеством полевых шпатов (главным образом, КПШ), обломков метаморфических пород, мусковита и биотита. АТПМ включают амфиболы, дравит, силлиманит, ставролит, эпидот, андалузит, рутил, циркон и перовскит. Гранитоиды, обнаженные в экваториальных саваннах с низким рельефом и плохим дренажом, при размыве дают начало полевошпатово-кварцевым пескам (микроклин > ортоклаз ≫ плагиоклаз). В районах с более засушливым климатом или достаточно выраженным рельефом формируются метаморфо- и плутонокластические полевошпатово-кварцевые, кварцполевошпатовые или кварц-полевошпатово-лититовые пески (плагиоклаз > КПШ) с заметной долей обломков гранитоидов или метапелитов/ метапсаммитов и метабазитов. Среди прозрачных тяжелых минералов преобладают роговая обманка и эпидот. Содержание граната <10%; местами он связан с силлиманитом, кианитом, ставролитом или андалузитом [Garzanti et al., 2015]. В относительно засушливом климате концентрация большинства элементов (за исключением Na, Ca и Mg) сопоставима с их содержанием в UCC. Аномалия Eu умеренно отрицательная (0.82 ± 0.23 для песка и 0.79 ± 0.02 для ила).

В гипергумидных залесенных рифтовых высокогорьях деплетирование щелочных и щелочноземельных элементов в песках становится весьма заметным, а в илах — экстремальным. Аномалия Eu составляет 0.53 ± 0.22 для песка и 0.55 ± 0.16 для ила, что во многом отражает селективное растворение плагиоклаза. Самые высокие концентрации Sc, Y, P3Э, Cr, Ti и высокие концентрации Fe, Mn, V, Nb, Co, Ni и Cu присущи песку и илу, содержащим продукты эрозии основных/ультраосновных интрузий [Garzanti et al., 2015].

Неогеновые бассейны вдоль Восточно-Африканского рифта, рассматривающиеся как области рециклирования обломочного материала, выполнены мощными силикокластическими толщами. Дренирующие их реки несут почти чистые кварцевые пески с незначительным количеством циркона, рутила, кианита и эпидота. Из-за сильного разбавления кварцем как пески, так и илы существенно обеднены большинством химических элементов. Это же ведет, по данным авторов публикации [Garzanti et al., 2015], к появлению песков с очень высокими значениями CIA*/WIP.

Состав песков Нила

Впадающая в оз. Виктория Кагера и ее притоки питаются продуктами эрозии метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации пород палеопротерозойского фундамента, перекрывающих их мезопротерозойских слабометаморфизованных метапесчаников и метапелитов, прорванных гранитоидами и разнообразных вулканических пород. Состав песков варьирует от кварцевой метаморфокластики (КПШ > плагиоклаз) с мусковитом и биотитом и умеренно богатыми АТПМ (турмалин, амфибол, андалузит, ставролит) до преимущественно кварцевых с умеренным количеством тяжелых минералов, включая андалузит из контактных ореолов, окружающих мафит-ультрамафитовые породы. Вулканические породы являются источниками лититовых обломков и зерен пироксена. За счет поступления из местных источников содержание кварца растет вниз по течению. Среди тяжелых минералов происходит увеличение содержания турмалина, оксидов Ті и кианита за счет снижения доли андалузита, силлиманита, амфибола и эпидота. Обломки пород и биотит почти исчезают, но сохраняются белые слюды и немногочисленные полевые шпаты. Отношение Q/F в песках <9, в алевритистых илах прирусловых валов -4 ± 1 . Отложения Кагеры сильно обеднены подвижными элементами как из-за интенсивного выветривания на рифтовых высокогорьях, так и из-за постепенного разбавления их кварцем вниз по течению. Размыв вулканитов и мафит-ультрамафитовых интрузий ведет к локальному росту в илах содержания Ті, Sr, Nb и Ta, а также Cr и Ni.

Выходя из оз. Виктория Нил несет лишь небольшое количество полевошпатово-кварцевого песка, полученного за счет эрозии локально развитых здесь гранитоидов. Состав осадков обновляется ниже оз. Кьога, где река пересекает гнейсы и ее пески имеют полевошпатово-кварцевый метаморфокластический состав с богатыми АТПМ, в составе которых преобладают амфибол, эпидот, гранат, рутил и кианит [Garzanti et al., 2015].

Ниже оз. Альберт песок Нила имеет в основном кварцевый состав с небольшим количеством полевых шпатов и беден тяжелыми минералами. Кварц, по всей видимости, рециклирован из пород грабена Альберт. Затем на протяжении нескольких десятков км, благодаря притокам, дренирующим породы фундамента, осадки вновь становятся полевошпатово-кварцевыми метаморфокластическими. Они также содержат много тяжелых минералов (амфибол > эпидот ≫ гранат).

Состав снова меняется в Южном Судане, где песок Белого Нила ниже болот Судд в основном состоит из монокристаллического кварца с небольшим количеством полевого шпата. Среди тяжелых минералов здесь преобладают эпидот и амфибол, подчиненную роль играют гранат, силлиманит, циркон и рутил [Garzanti et al., 2015].

Выше болот Судд метаморфокластические пески перечисленных рек по своему химическому составу близки к UCC, но обогащены Si, Th, Zr, Hf и несколько обеднены подвижными щелочными и щелочноземельными элементами. Ниже болот Судд песок и ил, вследствие ассимиляции материала из неоднократно рециклированных кварцевых отложений, напротив, демонстрируют значительное обеднение многими элементами.

Голубой Нил дренирует платобазальты и риолитовые игнимбриты в окрестностях оз. Тана, а затем пересекает предрифтовую осадочную последовательность (пермские тиллиты и мезозойские кварцевые песчаники и карбонаты) и породы неопротерозойского фундамента (гранито-гнейсы, ставролитсодержащие сланцы и мраморы) [Tadesse et al., 2003]. Состав его осадков сильно зависит от размера зерен. В илистых песках прирусловых валов преобладают обломки основных вулканических пород с кварцем и плагиоклазом. Среди тяжелых минералов распространен авгит, оксиды Fe, Ti и Cr, роговая обманка и эпидот. Более крупнозернистые баровые пески содержат гораздо больше кварца с подчиненным плагиоклазом, вулканическими обломками, КПШ и незначительным количеством фрагментов метаморфических и осадочных пород и биотита. Тяжелые минералы включают в основном роговую обманку и авгит. Валовый химический состав песков Голубого Нила аналогичен UCC, но с более высоким содержанием Ti, V и Cr, что связано с высокой долей продуктов размыва базальтов. Величина Eu/Eu* в песках прирусловых валов и русловых баров составляет 0.94 ± 0.08 [Garzanti et al., 2015]. Илы Голубого Нила имеют почти ту же геохимическую характеристику, что и илы, формирующиеся за счет эрозии эфиопских траппов.

Еще один правый приток – Атбара – в верхнем течении дренирует Эфиопское вулканическое плато. Ниже река пересекает предрифтовую осадочную последовательность, а затем неопротерозойские метаосадочные и метавулканические породы фундамента. Источником кластики для нее в основном выступают эфиопские траппы. В илистых песках прирусловых валов преобладают вулканические обломки. Баровые пески состоят в основном из зерен базальта, авгита и плагиоклаза; содержание в них кварца с ростом размера зерен увеличивается незначительно. Присутствуют КПШ, фрагменты метапелитов и метапсаммитов, метафельзитов и метабазитов, биотит и амфибол. В ряде мест распространен оливин, заимствуемый из высокотитанистых базальтов. Для песков и илов Атбары свойственны высокие содержания Mg, Ca, Ti, Sc, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni и Cu. Величина Eu/Eu* равна 0.88 ± 0.08 [Garzanti et al., 2015].

Ниже впадения Атбары Нил течет через пустыню Сахара и образует большой изгиб в породах фундамента Нубийского щита и Сахарского Метакратона, перекрытых нубийскими песчаниками [Johnson et al., 2011]. Прирусловые отложения Нила имеют здесь тот же минералогический и геохимический состав, что и Голубого Нила, тогда как баровые пески богаче зернами базальта, авгита и оливина, что отражает значительный вклад наносов Атбары. Это, однако, на валовой геохимии осадков почти не сказывается. Значения Eu/Eu* составляют 0.91 для ила и 0.88 для песка [Garzanti et al., 2015].

Как показано в работе [Garzanti et al., 2015], в бассейнах Голубого Нила и Атбары минералогический состав наносов во многом повторяет состав материнских пород. Пески, полученные из пород фундамента, имеют полевошпатовокварцевый состав (кварц ≤60%, Q/F – 1...2–3), что характерно и для плутоно- и метаморфокластических песков, образующихся в холодном альпийском климате [Garzanti et al., 2006б]. Влияние выветривания на состав осадков становится более выраженным ближе к экватору, где речные пески в разной степени обогащены кварцем. Белый Нил несет в основном монокристаллический кварц, имеющий округлые очертания, ямки и другие формы травления, образовавшиеся в результате интенсивного растворения во влажном субэкваториальном климате [Garzanti et al., 2006а]. Пески, однако, могут также содержать рециклированные зерна каличе, что указывает на размыв почв, сформировавшихся в засушливые и полузасушливые этапы.

При ограниченной транспортировке кластики на жарком и влажном водосборе Кагеры детрит превращается в почти чистый кварцевый остаток, а гравий обогащается фрагментами латеритов, как и тяжелая фракция. Большинство зерен кварца имеют глубокие заливы, указывающие на их интенсивное растворение в почвах. Даже в осадках, образованных за счет эрозии только гранитоидов, полевые шпаты немногочисленны и в основном представлены интенсивно корродированным микроклином. Отношение Q/F увеличивается с усилением выветривания от ~0.7 до ~1 в илах и от ~3 до ~10 в песках [Garzanti et al., 2015].

Однако и в экваториальных районах есть области с ограниченным выветриванием. Как правило, это высоко приподнятые массивы (например, массив Рувензори или вулканы Вирунга). На поднятии Рувензори (высота 5110 м над уровнем моря) встречаются полевошпатово-кварцевые песчаники. По высоте залегания они сравнимы с осадками, образованными при эрозии кристаллических пород фундамента вдоль засушливых рифтовых областей Красного моря и Аденского залива [Garzanti et al., 2001, 2013в]. Во всех названных районах преобладает физическая эрозия. Са-амфиболы в таких условиях, хотя и демонстрирует обширную коррозию, в основном сохраняется. Фрагменты базальтов и пироксены в песке Вирунги чаще всего свежие, зерна апатита имеют идиоморфный облик и зарождающиеся ямки травления. Зерна оливина, также не подвергшиеся коррозии, прослеживаются на протяжении 30 км ниже по течению от вулканического поля Вирунга. Илы здесь состоят из стекла, плагиоклаза, санидина, пироксена и оксидов железа с незначительным количеством вторичных глинистых минералов, что предполагает весьма незрелый характер почв [Garzanti et al., 2015].

Состав илов Нила

Состав илов и глин резко различен в аридном тропическом поясе, где преобладает смектит, и во влажных экваториальных районах, где чаще

всего можно видеть каолинит. Последний составляет >70% глинистых минералов в илах, образующихся в результате интенсивного изменения пород фундамента в хорошо дренированных влажных высокогорьях Восточно-Африканского рифта. Иллит является продуктом физической деградации слюдистых пород или серицитизации полевого шпата. Хлорит, легко выветриваемый в теплом влажном климате, в бассейне Кагеры отсутствует. Смектит встречается в более засушливых и плохо дренированных низменностях саванн, но лишь в небольших количествах [Garzanti et al., 2015]. В аллювиальных и озерных отложениях центральной Уганды, сформированных за счет денудации докембрийских гранито-гнейсов и метаосадков, преобладают каолинит и кварц с небольшим количеством смектита, хлорита и иллита/мусковита. В Южном Судане щелочные почвы аллювиальных и заболоченных низменностей богаты смектитом с подчиненным содержанием каолинита, хлорита и иллита. Смектит преобладает и в отложениях Эфиопского плато. Аллювиальные почвы центрального Судана содержат подчиненные количества каолинита, вермикулита, иллита и хлорита, с незначительными различиями между Белым и Голубым Нилом. Количество смектита колеблется от 50 до 80% на всем протяжении Главного Нила, а глинистая фракция его взвеси, поступающей в оз. Насер, содержит $\sim 70\%$ смектита, <25% каолинита и <10% иллита. После постройки высокой Асуанской плотины богатые смектитом нильские отложения в Египте смешиваются с увеличивающейся долей сахарской пыли, содержащей иллит и обильный каолинит, унаследованный от гораздо более влажных прошлых эпох. В результате содержание каолинита увеличивается с $\sim 20\%$ в Нубии до 30–50% в оз. Насер и до 70% в Асуане, но затем снова снижается из-за переработки речных отложений. В нижнем течении Нила в аллювиальных почвах Египта преобладает смектит, а также присутствуют смешанослойные образования, сепиолит, палыгорскит, хлорит, слюда и пирофиллит [Garzanti et al., 2015].

Распределение популяций обломочного циркона

В песке Кагеры до оз. Виктория преобладают зерна циркона кибаранского (максимум 1355 млн лет), убендианского (полимодальный кластер около 2 млрд лет назад) и аруанского (максимум 2613 млн лет) возрастов. Самый молодой циркон имеет здесь панафриканский, а самые древние – мезо- и палеоархейский возраст [Garzanti et al., 2018].

В песках Нил Виктория и Нил Альберт, являющихся в основном продуктами размыва архейских гнейсов кратона Конго, преобладает циркон аруанского возраста (максимум 2583 млн лет). Самый молодой циркон имеет панафриканский, а самый древний – мезоархейский возраст. Циркон аруанского возраста распространен и в песках Бахрэль-Джебель на севере Южного Судана, но здесь появляется хорошо выраженный полимодальный панафриканский кластер (максимумы ~650 и 970 и небольшой пик \sim 840 млн лет). Зерна циркона в песке Белого Нила между болотами Судд и устьем Голубого Нила демонстрируют широкий и асимметричный панафриканский кластер (максимум ~620 млн лет). Сугубо подчиненную роль играют здесь кристаллы каменноугольного и мелового, а также аруанского возраста [Garzanti et al., 2018]. В песках эфиопских притоков Нила доминирует тримодальный неопротерозойский кластер. Циркон Атбары имеет главный максимум с возрастом ~ 620 , подчиненный максимум ~ 800 и второстепенный с возрастом ~940 млн лет. Циркон олигоценового возраста (24-32 млн лет) составляет только 2%, а самый молодой циркон имеет возраст 11 млн лет. Ниже Атбары в песках Главного Нила доминируют зерна циркона, принадлежащие полимодальному панафриканскому кластеру, вместе с ними встречается некоторое число зерен с меловым, палеозойским, среднепалеопротерозойским и неоархейским возрастами. Такой же панафриканской кластер наблюдается в песках Нила, собранных вблизи Каира до постройки Асуанской плотины.

Sm-Nd систематика

В публикации [Padoan et al., 2011] для определения источников наносов трех основных рукавов Нила (Белый Нил, Голубой Нил, Атбара) авторы проанализировали изотопную систематику Sr и Nd осадков. Нил хорошо подходит для подобного рода исследований, поскольку его водосборный бассейн включает кристаллические породы различного возраста с высокими ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr и низкими ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd, а высокогорья Эфиопии сложены базальтами с низким ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr и высоким ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd. В результате установлено, что изотопные характеристики нильских осадков не сильно зависят от размера зерен; это дало возможность значения для ила и песка рассматривать совместно.

Диапазон значений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr и ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd варьирует от 0.722 и 0.5108 для осадков, сложенных продуктами эрозии архейских гнейсов на севере Уганды, до 0.705 и 0.5127 для осадков, полученных при эрозии пород неопротерозоя Эфиопии и Эритреи. Значения 87 Sr/ 86 Sr и 143 Nd/ 144 Nd в пределах 0.705–0.709 и 0.5124–0.5130 характерны для осадков Голубого Нила. Осадки Главного Нила выше оз. Насер характеризуются значениями 87 Sr/ 86 Sr и 143 Nd/ 144 Nd соответственно 0.705–0.706 и 0.5126–0.5127.

Наиболее древние модельные возраста (t_{DM}, 3.4-3.0 млрд лет) свойственны осадкам Нил Виктория и Нила Альберт, источниками кластики для которых являются породы кратона Конго. Ниже по течению величины t_{DM} уменьшаются от 2.6 млрд лет в осадках Бахр-эль-Джебель в Южном Судане до 2.4-2.2 млрд лет в наносах Бахрэз-Зераф и, наконец, достигают 1.6–1.3 млрд лет в осадках Белого Нила выше Хартума. Продукты эрозии пород фундамента в Эфиопии характеризуются значениями t_{DM} от 1.2 до 0.7 млрд лет, а те, что происходят из пород Эритреи обладают величинами t_{DM} от 1.5 до 1.2 млрд лет. Самые молодые значения t_{DM} свойственны осадкам, сформированным из продуктов размыва эфиопских базальтов (0.3-0.2 млрд лет).

НИЛ И НЕКОТОРЫЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

На примере песка Нила авторами публикации [Garzanti et al., 2018] выполнена проверка гипотезы о том, что размер зерен влияет/не влияет на распределение U-Pb-изотопных возрастов циркона в речных осадках. Сравнение возрастов обломочного циркона обычных песков пляжа дельты Нила и песков с естественными россыпями тяжелых минералов, т.е. подвергшихся существенной гидравлической сортировке, показало, что спектр возрастов в последних существенно не отличается от спектра обычных песков и даже включает больший процент старых (метамиктных и др.) зерен, которые, казалось бы, должны разрушаться быстрее. Таким образом, влияния гидравлической сортировки на возрастное распределение циркона не обнаружено.

Проанализировано также влияние выветривания на состав отложений. Оказалось, что зависимость состава последних от интенсивности процессов выветривания достаточно сильно выражено на большей части бассейна Белого Нила и достигает максимальной интенсивности на экваториальном водосборе Кагеры. Для Голубого Нила и Главного Нила этот феномен, напротив, незначителен, о чем свидетельствуют низкие величины СІА (47–51 для ила и 43–45 для песка) а также α^{AI} Na (~2 для ила и ~1.2 для

песка). Наиболее сильно выветривание влияет на метаморфокластические осадки первого цикла, образующиеся во влажных лесных высокогорьях, где содержание Na, Ca и Sr меньше более чем на порядок по сравнению с UCC, а значения CIA достигают для песка >80 и >90 для ила [Garzanti et al., 2015].

В исследованиях, выполненных в Европе и Северной Америке, ранее было отмечено, что содержание в речных наносах детрита, образовавшегося за счет эрозии вулканических пород, сформированных в рифтах, быстро падает уже вблизи источника. Это привело к представлениям о том, что такой материал легко разрушается на расстоянии нескольких десятков километров, и что связанные с рифтами вулканические породы вряд ли оставляют значительные следы в осадочной летописи [Blatt, 1978; Ingersoll et al., 1993]. В случае Нила хорошо видно, что это не так. От Эфиопского вулканического плато и до Средиземного моря (~4500 км) фрагменты базальтов, пироксен и другие тяжелые минералы, включая оливин, остаются удивительно свежими, и пропорция между ними практически не меняется. Это позволяет думать, что влияние транспортировки на зерна минералов на столь длинной дистанции незначительно. Поскольку Нил на данном участке не имеет притоков, эта особенность проявляется особенно четко. По данным [Garzanti et al., 2015], в Судане в алевритистых осадках прирусловых валов Нила отношение обломки вулканических пород/ кварц равно 2.1 \pm 0.8, а отношение пироксен/ амфибол составляет 6.8 ± 2.9 . В песках русловых баров указанные параметры равны 0.35 ± 0.22 и 3.0 ± 0.7. Содержание оливина составляет $1.7 \pm 1.7\%$ от всей АТПМ. Такие же значения были характерны для русловых песков в Египте перед строительством высокой Асуанской плотины $(0.32 \pm 0.19$ и $3.4 \pm 2.1)$, а оливин составлял $0.7 \pm 0.7\%$ АТПМ. Иногда он встречается и на пляжах восточного Средиземноморья, предполагая тем самым, что избирательное механическое разрушение менее прочных зерен во время переноса, скорее всего, в нильской речной системе отсутствует.

Огромный водосбор Нила дает хорошую возможность для верификации широко распространенного подхода к интерпретации состава песчаников, основанного на предположении, что соотношение обломочных компонентов в них в первую очередь отражают различные тектонические условия питающих провинций [Dickinson, 1985].

Выполненные Э. Гарзанти и его соавторами детальные исследования наносов Нила демонстрируют, по их мнению, что использование соотношений обломочных компонентов песков в качестве индикатора тектонических обстановок в рамках концепции тектоники плит вызывает серьезные вопросы. Во-первых, в зависимости от размера зерен основные нильские отложения перекрывают все три поля на диаграмме QFL Дикинсона: точки состава алевритистых песков расположены в поле "Магматическая дуга", точки мелких песков сосредоточены в поле "Рециклированный ороген", а фигуративные точки среднезернистых песков находятся в поле "Континентальный блок". Основная причина сказанного заключается в том, что нильские отложения представляют смесь более мелкого детрита Эфиопского базальтового плато ("анорогенный вулканический источник") с более грубым детритом из эфиопского кристаллического фундамента ("расчлененный континентальный блок"). И, во-вторых, в модели Дикинсона поле "анорогенного вулканического источника" просто отсутствует. Разграничить же анорогенные вулканические источники кластики и такие источники, как магматические дуги, при исследовании древних песчаников чрезвычайно сложно [Garzanti et al., 20151.

Традиционно считается, что отложения, формирующиеся при размыве пород континентальных блоков, состоят в основном из кварца и полевых шпатов, и поэтому в зависимости от отношения Q/F их можно отнести к обстановкам "внутри кратона", "переходноконтинентальным" и "поднятий фундамента" [Dickinson, 1985]. Однако такой подход, как уже было отмечено выше, просто называет иными словами описательные термины "кварцевый", "полевошпатово-кварцевый" и "кварц-полевошпатовый", вуалируя их вводящими в заблуждение генетическими терминами, поскольку уже давно известно, что отношение Q/F зависит не только от тектонической активности. но и от климатических обстановок [Folk, 1980]. Кроме того, кварц-полевошпатовые пески образуются при размыве пород кристаллического фундамента даже в пределах тектонически неактивных щитов [Garzanti et al., 20146].

На нильском водосборе кварцевые пески формируются в результате рециклинга либо из дорифтовых (тип источника — "нерасчлененный континентальный блок"), либо из синрифтовых (тип источника — "рециклированный обломочный источник") обломочных пород как в засушливых тропических, так и во влажных экваториальных условиях. Они также образуются в первом седиментационном цикле при эрозии пород поднятий фундамента в гипергумидном климате (тип источника — "расчлененный континентальный блок"). Более того, отложения, сформированные за счет эрозии пород континентального блока (нерасчлененные и переходные области) могут содержать значительное количество фрагментов осадочных или метаосадочных пород и небольшое количество полевых шпатов и, следовательно, не обязательно располагаться вдоль стороны QF треугольника QFL, как предсказывает модель Дикинсона [Garzanti et al., 2015].

Осадочная система Нила представляет яркий образец тектонической обстановки расходящихся плит. Детрит с Эфиопского нагорья (вулканический сегмент рифта Красного моря) переносится на север параллельно египетскому амагматическому сегменту того же рифта, характеризующемуся более сглаженным рельефом и широким развитием осадочных образований. Вулканические и полевошпатово-кварцевые обломки, представляющие собой продукты эрозии "анорогенных вулканитов" и пород "расчлененного континентального блока" пересекают с водами Нила пустыню Сахара, испытывая некоторое обогащение кварцевым песком, достигают побережья Средиземного моря и продолжают двигаться на северовосток параллельно нерасчлененному плечу Левантского трансформного разлома [Garzanti et al., 2015]. Как следствие, на пляжах Восточного Средиземноморья встречается полевошпатово-кварцевый, а не кварцевый или литито-карбонатнообломочный материал, что отражает рифтогенез в далекой Эфиопии, а не на восточном побережье Средиземного моря.

Как и в случае Замбези, Нил также представляет прекрасный пример сегментированной речной системы. На водосборе Нила внутренние ловушки кластики варьируют от крупных озер (Виктория, Кьога, Джордж, Альберт), по-разному связанных с рифтовой тектоникой и геоморфологией, до обширных болот (Судд и Мачарские болота), а также искусственных водоемов (озера/ водохранилища Розейрес, Сеннар, Хашм-эль-Гирба, Мерове, Нубия/Насер) [Garzanti et al., 2018]. Как транслируется в такой ситуации т.н. "провенанс-сигнал" от верховьев до дельты? Выполненные Э. Гарзанти и его коллективом исследования Нила наглядно показали, что перенос осадков в сверхдлинной речной системе имеет сложный и весьма прерывистый характер. Передача сигнала о происхождении кластики в такой системе может неоднократно блокироваться,

возобновляться или теряться/подавляться в разных ее сегментах, что вносит серьезные неопределенности в построение различных моделей [Garzanti et al., 2018].

Так, спектр U-Pb возрастов обломочного циркона резко и неоднократно меняется вдоль Белого Нила, тогда как от болот Судд до дельты Нила он остается удивительно однородным [Garzanti et al., 2018]. В Уганде провенанс-сигнал из верхнего сегмента теряется в любом большом озере, представляющем эффективный барьер для переноса наносов. Каждый раз он сменяется другим или похожим сигналом, в зависимости от возраста циркона, содержащегося в породах и осадочных толщах, размывающихся ниже той или иной ловушки кластики. Например, тримодальный (события Кибаран + Убендиан + Аруан) спектр возраста циркона, характеризующий отложения Кагеры, и унаследованный от материнских пород рифтовых высокогорий Бурунди и Руанды, не прослеживается далее оз. Виктория. Острый максимум Аруана, характеризующий зерна циркона как в Нил Виктория ниже оз. Кьога, так и в Ниле Альберт ниже оз. Альберт, сочетается с неопротерозойскими зернами, частота встречаемости которых постепенно увеличивается в низменностях Южного Судана. Сигнал Аруана не проходит через болота Судд, а зерна циркона Белого Нила имеют тот же неопротерозойский полимодальный кластер, что и эоловый песок Сахарского Метакратона и перекрывающих его осадочных образований Нубии. Довольно однородные возрастные спектры, демонстрируемые зернами циркона от Хартума до дельты Нила, практически не сохраняют память о кибаранском, убендианском и, особенно, аруанском провенанс-сигналах, характерных для Белого Нила выше болот Судд [Garzanti et al., 2018].

Все иные сигналы о происхождении кластики (петрография песков, минералогия илов и глин) разделяют, по полученным авторами публикации [Garzanti et al., 2018] данным, ту же судьбу, что и провенанс-сигнал, опирающийся на U-Pbизотопный возраст циркона. Так, в оз. Виктория кварцевый песок, приносимый Кагерой, содержит ставролит и кианит. В верхнем течении Нила Виктория, ниже оз. Виктория, в ряде мест формируется уже богатый полевым шпатом песок с преобладанием эпидота. Ниже оз. Кьога Нил Виктория несет сначала кварцевый песок с цирконом (поступает с взвесью притока Кафу), но вскоре его вытесняет полевошпатово-кварцевый детрит с преобладанием амфибола, накапливающийся в оз. Альберт. В болота Судд поступает полевошпатово-кварцевый песок с преобладанием амфибола. Ниже них Белый Нил несет лишь небольшое количество чистого кварцевого песка с эпидотом и амфиболом. В районе Хартума он замещается наносами, поступающими из Эфиопии с водами Голубого Нила. Состав нильских отложений от Хартума до дельты сильно зависит от размера. Это кварц-полевошпатово-лититовый вулканокластический илистый песок, переносимый во взвеси, тогда как более крупнозернистый песок имеет лититово-полевошпатово-кварцевый состав. Это же касается и состава илов. В болота Судд из жаркой и влажной Уганды поступают илы с преобладанием каолинита. На выходе из болот они сменяются илами с преобладанием смектита. Сказанное предполагает, что даже самая мелкая фракция наносов не может пройти через болота.

На состав нильских илов существенное влияние оказывает и тип источника тонкой алюмосиликокластики. Так, в илах, сформированных из материала, образующегося при эрозии пород обстановки "вулканический рифт", расположенных в относительно засушливых районах, преобладают слегка выветрелые минералы коренных пород (плагиоклаз, санидин, пироксен), оксиды Fe и вулканическое стекло. Вторичные глинистые минералы немногочисленны даже в ручьевых отложениях, что указывает на незначительное выветривание и очень незрелые почвы. Химический состав илов отражает ограниченное выветривание базальтов. Илы умеренно обеднены щелочными и щелочноземельными элементами по сравнению с песком и материнскими лавами [Rogers et al., 1998]. В более влажных и низкогорных районах в илах преобладают аморфные вещества (включая измененное стекло), глинистые минералы и оксиды/гидроксиды железа. Каолинита больше, чем смектита и иллита. Концентрация Mg, Ca, Na и Sr на порядок ниже, чем в материнских лавах [Furman, Graham, 1999], что указывает на сильное выветривание. В целом илы беднее всеми щелочными и щелочноземельными металлами по сравнению с теми осадками, что накапливаются в относительно засушливых районах [Garzanti et al., 20136].

Илы обстановки "рассеченное плечо рифта" включают слюды, глинистые минералы, кварц и значительное количество полевых шпатов. Каолинит преобладает над иллитом и местами смектитом, а в ряде районов в незначительной степени и над хлоритом. Несмотря на более высокие концентрации, чем в песках, щелочные и щелочноземельные элементы во всех пробах илов обеднены более чем на порядок относительно UCC. По сравнению с PAAS илы значительно обеднены также Ca, Na и Sr, что указывает на полное разложение плагиоклаза. На окраинах лавовых полей илы обладают более высокими концентрациями Fe, Ti, P, Mn, V, Nb, Ta, Co, Ni, Cu и Zn, чем илы, образованные из продуктов размыва пород фундамента. В более влажных обстановках илы содержат меньше полевых шпатов (в основном КПШ) и больше глинистых минералов. Каолинит доминирует над иллитом и хлоритом и может являться практически единственным глинистым минералом, смектит отсутствует. Щелочные и щелочноземельные элементы сильно обеднены и имеют такие же концентрации, как и в песках [Garzanti et al., 20136].

В илах, полученных в результате эрозии докембрийских гранитов, много полевых шпатов (КПШ > плагиоклаз). Глинистые минералы включают каолинит, иллит и смектит. Щелочные и щелочноземельные элементы могут быть, как незначительно, так и в существенной мере обеднены. В спектрах РЗЭ илов локально наблюдается более выраженная отрицательная Eu аномалия, чем в породах субстрата [Garzanti et al., 20136].

Илы, формирующиеся в "переходной от собственно рифта к его плечу обстановке" за счет эрозии метаосадочных пород мезопротерозоя, включают кварц, оксиды/гидроксиды железа и небольшое количество полевых шпатов (КПШ > плагиоклаз). Иллит и каолинит распространены одинаково или последний преобладает. Локально встречается гиббсит, смектит отсутствует. Сильное обеднение щелочных и щелочноземельных элементов обусловлено как интенсивным выветриванием, так и разбавлением кварцем, полученным из метапсаммитовых протолитов. Последнее отражается в низких значениях WIP, особенно в песках. Аномалия Eu составляет ~0.36 [Garzanti et al., 20136].

Нил дает также возможность исследовать процессы геохимической дифференциации между илами и песками. Оказалось, что в первую очередь они зависят от интенсивности выветривания, которая может усиливаться различными гидрологическими и гидродинамическими процессами. При минимальном выветривании илы будут содержать меньше глинистых минералов и больше полевых шпатов, и контраст их состава с песком будет достаточно слабым. Пески экваториальной Африки содержат гораздо больше кварца (за исключением вулканокластического детрита), а илы — органических веществ, глинистых минералов и других слоистых силикатов. Относительное содержание полевого шпата примерно одинаково в илах и песках, и, следовательно, отношение Q/F выше в песках. Возможно, это указывает на избирательное уменьшение размера более растворимых полевых шпатов [Garzanti et al., 20136]. Вследствие сказанного пески систематически богаче Si, а илы – большинством других элементов. В целом пески более богаты Na, K, Ca и Sr, тогда как Al, Cs и Ga более распространены в илах. Таким образом, интенсивность выветривания зависит от размера зерна: чем тяжелее щелочной элемент, тем меньше обеднены им мелкозернистые осадки по сравнению с крупнозернистыми [Bouchez et al., 2011].

Установлено также, что концентрация элементов в илах сильно зависит от интенсивности выветривания, так как вторичные фазы, образующиеся в результате растворения силикатов в контрастных климатических и геоморфологических условиях, обладают различным минеральным и химическим составом. Например, каолинит или оксигидроксиды Al и Fe не содержат Na, K, Mg и Ca, транспортирующихся реками в основном в растворенной форме [Garzanti et al., 20136]. Следовательно, в богатых каолинитом илах, образующихся во влажных рифтовых высокогорьях, щелочные и щелочноземельные элементы по сравнению с песками более обеднены, чем в илах низменностей, богатых иллитом и смектитом.

Индексы выветривания, рассчитанные по валовому химическому составу наносов Нила, указывают на более слабое выветривание песков, чем илов. В песках значения α^{Al} обычно составляют половину от их значений в илах, а величины СІА в песках ниже на 10—15 единиц, чем в илах. Связано это с тем, что илы в основном образуются из зрелых почвенных профилей, представляющих собой конечный продукт химического выветривания, тогда как более крупный детрит возникает в результате физической эрозии [Garzanti et al., 20136].

РЕКА КОНГО

Общие сведения

Конго с площадью водосбора около 3.7 млн км² и длиной 4200(4700?) км является одной из крупнейших рек мира. Ее водосбор ограничен на севере позднемезозойской Центрально-Афри-канской рифтовой системой, на востоке средне-кайнозойской Восточно-Африканской рифтовой системой и на юге плато Калахари [Leturmy et al., 2003; Garzanti et al., 2019 и ссылки там]. В центральной части водосбора присутствует округлая внутрикратонная впадина (Бассейн Конго/

Сиvette Centrale, ~30% всего водосбора) диаметром 1000–1300 км (рис. 3), характеризующаяся экваториальным климатом с годовым количеством осадков 2000–2300 мм [Alsdorf et al., 2016]. Она представляет погружающуюся континентальную область, которая начала развиваться в позднем протерозое, вероятно, в связи с прекращением процессов рифтогенеза [Dinis et al., 2020]. Уклон Конго здесь очень небольшой, скорость течения не превышает 0.3–0.6 м/с. Количество осадков в высокогорьях на востоке достигает 2500 мм/год, северная часть водосбора полузасушлива, а на юге наблюдается чередование влажных и засушливых сезонов с более низкими температурами [Garzanti et al., 2019].

Конго несет около 30 млн т взвешенных веществ в год (\sim 8 млн т очень мелкого песка, \geq 20 млн т ила и глины (\sim 50% каолинита, \sim 25% иллита, а также смектит, хлорит и смешано-слойные образования; количество каждого из названных компонентов \leq 10%), \leq 3 млн т органических веществ.

Водосбор Конго включает значительные плошади архейских щитов и протерозойских орогенов, он также содержит богатые кварцем силикокластические образования различного возраста, которые на протяжении неопротерозоя, палеозоя, мезозоя и кайнозоя подвергались множеству эпизодов эрозии и рециклирования [Frimmel et al., 2006; Tait et al., 2011; Linol et al., 2015; Guillocheau et al., 2015; Garzanti et al., 2019 и ссылки там]. Притоки Конго в самой верхней части водосбора (выше оз. Танганьика) дренируют мезоархейские и нижнепалеопротерозойские гранито-гнейсы и гранулиты, средне- и высокометаморфизованные среднепалеопротерозойские гнейсы, базальты, трахиты и фонолиты, а также мезо- и неопротерозойские обломочные породы с пачками платобазальтов [Garzanti et al., 2013a, 2019]. Есть здесь и неопротерозойские щелочные граниты. С севера в Конго поступают продукты эрозии мезоархейского амфибол-гнейсового комплекса кратона Конго и гранитоидных интрузий, перекрытых протерозойскими мраморами и кварцитами. На юге обнажены породы щита Касаи – мезоархейские и палеопротерозойские граниты, гнейсы, мигматиты и габбро, перекрытые мезопротерозойскими метаосадочными породами и металавами. В нижнем течении Конго пересекает пояс Западного Конго – неопротерозойский (панафриканский) ороген, расположенный параллельно побережью Атлантического океана. Здесь известны гнейсы, мигматиты и амфиболиты кристаллического фундамента, а также

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ №1 2025



Рис. 3. Конго и ее основные сегменты. 1 – верховья, 2 – Бассейн Конго, 3 – нижнее течение.

различные неопротерозойские тектоно-стратиграфические единицы [Garzanti et al., 2019].

Изучение современных осадков Конго позволяет несколько по-новому взглянуть на процессы крупномасштабного формирования кварцевого песка — давно обсуждаемой проблемы осадочной петрологии [Krynine, 1941; Pettijohn et al., 1972; Suttner et al., 1981; Johnsson et al., 1988; Dott, 2003; Mehring, McBride, 2007; Basu, 2017; Garzanti et al., 2019]. Связано это с тем, что в верхней и нижней частях водосбора пески Конго и ее притоков содержат полевые шпаты, обломки пород и умеренно стабильные тяжелые прозрачные минералы. Иная ситуация характерна для песков Бассейна Конго, где доминируют чистые кварцевые пески, что указывает на расположение именно там "кварцевой фабрики".

Существуют, по крайней мере, две альтернативные точки зрения на обозначенную проблему [Garzanti et al., 2019]. Согласно первой, так как огромные массы чистого кварцевого песка распространены в настоящее время на большинстве низкоширотных континентов, климатические обстановки которых варьируют от влажных и сверхвлажных (бассейны Ориноко, Амазонки, Параны и Уругвая), до полу- или гиперзасушливых (пустыни Калахари, Сахара, Большой Нафуд и Руб-эль-Хали и др.), это позволяет многим исследователям считать кварцевый песок типичным продуктом длительной механической абразии и/или химического выветривания пород в экстремально жарком и влажном климате. Свою роль играет при этом и интенсивное выщелачивание вследствие длительного проникновения в относительно стабильных тектонических обстановках через почвы дождевой воды, богатой гуминовыми кислотами. Такая гипотеза предполагает, что длительное выветривание может быть достаточным для формирования осадков, сложенных наиболее устойчивыми обломочными минералами. Вторая точка зрения связывает образование песка, состоящего из кварца, циркона, турмалина и рутила, не только с обозначенными выше условиями, но и с химическим растворением нестойких компонентов, т.е. считает чисто кварцевые пески продуктом более чем одного седиментационного цикла.

Состав песков Конго

Конго и ее притоки несут в верховьях полевошпатово-кварцевый песок (микроклин \gg плагиоклаз). В них присутствует небольшое количество обломков алевролитов, гранитоидов и базальтов, метаосадочных и метамагматических пород, мусковит и биотит, а также разнообразные АТПМ (кианит, ставролит и роговая обманка, эпидот, силлиманит, рутил, турмалин, гранат и клинопироксен, андалузит, циркон). Содержание SiO₂ в песках достигает 85–88 мас. %, значения CIA составляют 60–61, а индексы α^{Al} для Sr, Ca и Na не превышают 2–3. Содержание Zr составляет ~100 мкг/г, Eu аномалия умеренно отрицательная (0.69–0.79) [Garzanti et al., 2019].

Речной песок Бассейна Конго в существенной мере обогащен кварцем, что ярко отражается в очень высоком содержании в нем SiO₂ (96-98 мас. %) и небольших концентрациях Al₂O₃ (<1.5 мас. %), Fe₂O₃ (<0.6 мас. %) и TiO₂ (<0.5 мас. %). Для песка характерны также низкие концентрации Zr (42-86 мкг/г). Отношение Si/Zr в песке Конго значительно выше, чем в UCC (3500-8000 против 1620). Все это показывает, что кварц в гипервлажном экваториальном климате гораздо лучше противостоит многократной переработке и интенсивному выветриванию, чем циркон. Чувствительность к выветриванию особенно велика у древних и метамиктных кристаллов, происходящих из архейских пород, что, вероятно, и объясняет незначительную долю (~9%) зерен циркона архейского возраста в общем количестве обломочного циркона в песках Конго, хотя Бассейн Конго в значительной степени окружен архейскими щитами [Garzanti et al., 2019]. Величины CIA для песка варьируют от 63 до 90, значения модифицированного индекса CIA (= индекс CIX [Garzanti et al., 2014а]) составляют от 72 до 94, тогда как индекс выветривания Паркера (WIP) равен ~ 1 . Значения CIA для глины Конго, состоящей преимущественно из каолинита, достигают 94–95. Альфа-индексы наиболее высоки для Na (4–12), составляют <5 для Mg, Ca и Sr; α^{AI} К и α^{AI} Rb равны ~2, а α^{AI} Ba ≥1. Спектры РЗЭ, нормированные к хондриту, демонстрируют обогащение легкими РЗЭ ((La/Sm)_N = 3-6 для песка, 4.1 для ила). Значения Eu/Eu*, как правило, более отрицательные для песка, чем для ила (0.46–0.69 против 0.66).

В нижней части водосбора песок Конго сложен в основном хорошо окатанным или полуокатанным монокристаллическим кварцем, небольшим количеством полевых шпатов и незначительным количеством обломков пород. Он имеет очень низкое содержание тяжелых прозрачных минералов, среди которых преобладают циркон, турмалин и рутил [Garzanti et al., 2019].

Суммируя все сказанное выше, Э. Гарзанти с соавторами отмечают, что водосбор Конго включает значительные площади архейских щитов и протерозойских орогенов, он также содержит богатые кварцем силикокластические образования различного возраста, которые испытали многочисленные эпизоды эрозии и рециклирования на протяжении неопротерозоя, палеозоя и мезо-кайнозоя. В результате проведенных ими исследований показано, что современные речные пески в верховьях Конго и в Нижнем Конго достаточно богаты кварцем, но чисто кварцевый песок образуется только в Бассейне Конго. Зерна кварца в песке Конго в основном монокристаллические и весьма округлые. Такой кварц возникает, как правило, в результате выветривания + рециклирования. Тяжелые минералы сильно обеднены, что можно также объяснить интенсивным выветриванием или рециклингом. Менее прочные минералы лишь изредка оказываются сильно протравленными, что может указывать либо на механическое разрушение скелетных зерен во время речного переноса, либо на разбавление в результате рециклирования кварца из более древних обломочных пород. Геохимические характеристики илов Конго, и особенно фракции <2 мкм, показывают заметное влияние выветривания, которое в песках маскируется присутствием полициклического кварца.

В итоге оказалось возможным сделать заключение о том, что обилие в породной летописи песчаников, состоящих только из кварца, циркона, турмалина и рутила, не может быть удовлетворительно объяснено исключительно интенсивным химическим выветриванием, физическим переработкой или тем и другим вместе взятым [Garzanti et al., 2019]. Полный распад всех менее стабильных минералов требует, по всей видимости, диагенетического растворения, которое происходит при более высоких температурах и в течение более длительных периодов времени, чем выветривание на поверхности Земли.

В рассматриваемой работе есть также очень интересный раздел, посвященный поискам ответа на вопрос — что такое "чистый кварцевый песчаник"? Не имея возможности подробно на нем остановиться, отметим лишь, что авторы совершенно справедливо обращают внимание на различие определений кварцевых песчаников у разных авторов. Так, в публикациях [Dott, 1964; Johnsson et al., 1991] такие песчаники содержат <10% полевых шпатов и <10% обломков пород. В работах [Folk, 1954; Franzinelli, Potter, 1983] к чисто кварцевым песчаникам относятся те, в которых количество каждого из указанных выше компонентов <5%, а в публикациях [Folk, 1980; Dott, 2003] чисто кварцевым считается песок с содержанием кварца >95%.

Состав илов Конго

Исследования тонкозернистых речных илов Конго и других рек ЮЗ Африки наглядно показали также, что на их состав и геохимические характеристики выветривание влияет наиболее сильно, в то время как более крупные фракции в большей степени зависимы от генезиса осадков, размера слагающих их зерен, гидравлической сортировки и процессов рециклирования кластики [Dinis] et al., 2020]. Так, например, во фракциях <2 мкм (глины) и <32 мкм (илы) наблюдается значительное деплетирование по сравнению с UCC таких элементов, как Na, Ca, Mg, Si и K. Фракция <32 мкм неизменно обогащена относительно UCC TiO₂ и SiO₂. Остальные элементы ведут себя по-разному. Фракция <2 мкм в основном обогащена Al, Fe, Rb, Sc и V и сильно обеднена Zr, Hf, Na и Ca по сравнению с фракцией <32 мкм. Концентрация других элементов может быть выше в обеих фракциях и обычно примерно одинакова для Mg, РЗЭ, Y и Nb.

Значения α^{AI}E для большинства подвижных элементов выше во фракции <2 мкм, где концентрируются глинистые минералы, богатые Al. Неподвижные элементы, такие как Sc, Y, P3Э, Ti, Nb, имеют тенденцию к относительному обогащению во время выветривания и, следовательно, часто обладают значениями $\alpha^{AI}E < 1$. Наиболее подвижным элементом во фракции <2 мкм является Na (6.8 < α^{Al} Na < 201), тогда как все остальные мобильные элементы имеют заметно меньшие величины $\alpha^{Al}E$ (3.0 < $\alpha^{Al}Ca$ < 22, $1.8 < \alpha^{Al}Sr < 19, 1.6 < \alpha^{Al}K < 5.7, 1.4 < \alpha^{Al}Mg < 5.4$). Наиболее обогащенными элементами в илах по отношению к UCC являются Th, U, ЛРЗЭ и Fe, тогда как TiO₂, TP3Э, Y и Nb характеризуются значениями $\alpha^{Al}E < 1$ [Dinis et al., 2020].

Важно также хорошо понимать, что, в то время как песок в основном является продуктом физической эрозии, глина — это главным образом продукт выветривания, контролируемого климатом. Это объясняет более сильное истощение глины подвижными элементами. Однако в песке также может наблюдаться крайнее обеднение подвижными элементами, когда эффекты химического выветривания и рециклинга накапливаются в течение нескольких циклов осадконакопления. Длительная полицикличная история обычно заканчивается обогащением осадка кварцем, как в случае с песком Конго, который включает только наиболее химически стойкие минералы [Garzanti et al., 2019]. В то же время глины Конго содержат довольно мало SiO₂ (34–43 мас. %), выщелачивающегося в связи с образованием каолинита, и обогащены Al и Ti [Dinis et al., 2020].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Собранные выше, в существенной степени отрывочные из-за ограниченного объема журнальной статьи, данные о процессах формирования состава и геохимических характеристик наносов ряда современных крупных рек Африки, полученные в последние десятилетия в результате исследований Э. Гарзанти и его коллег, все же дают представление об основных их особенностях.

Во-первых, они ясно показывают, что в сегментированной крупной речной системе характеристики транспортируемого осадочного материала (состав основных и второстепенных компонентов наносов, спектры U-Pb-изотопных возрастов обломочного циркона, геохимические особенности песков и илов и их Sm-Nd систематика) могут быть резко различны. Соответственно, все параметры сформированных в приустьевых частях таких рек осадков и в последующем осадочных пород не дают полного представления о составе слагающих водосборы комплексов пород-источников алюмосиликокластики.

Во-вторых, даже при отсутствии выраженного сегментирования транспортируемая рекой кластика может быть заметно видоизменена, как это происходит, например, в нижнем течении Нила, где его наносы подпитываются эоловым кварцем Сахары. Приведенная в основных разделах статьи информация, полученная Э. Гарзанти и его коллегами, показывает также вклад различных по составу источников кластики (кислые, основные и ультраосновные магматические породы, кварциты и кварцевые пески, другие осадочные образования) в формирование минерального состава наносов и их геохимических характеристик. Особенно важно это для понимания процессов образования, транспортировки и захоронения основной алюмосиликокластики, следы существования на водосборах источников которой часто не фиксируются традиционными литогеохимическими методами исследования песчаников и глинистых пород.

В-третьих, все сказанное выше относится и к процессам выветривания. Интенсивное выветривание в одной части водосбора, ведущее к преобладанию в составе илов каолинита, в других областях сменяется формированием смектита или иллита ..., какой будет в результате итоговая картина в приустьевой части реки? А за пределами маргинального фильтра? Если мы отбираем образцы для исследования из прибрежной части бассейна, питающегося кластикой за счет одной крупной реки (например, Каспий и Волга или Лена и море Лаптевых), какое мнение мы сможем в итоге составить о ее водосборном бассейне?

Справедливо все это и для реконструкций состава палеоводосборов на основе анализа данных об U-Pb-изотопном возрасте обломочного циркона. Приведу для иллюстрации данного тезиса только пример по типовому разрезу верхнего рифея (каратауская серия) Южного Урала, хорошо мне знакомому. В составе названной серии присутствует 8 литостратиграфических единиц (свит и подсвит), из которых две – катавская и миньярская – сложены почти нацело карбонатными породами. Опубликованная информация о возрасте популяций обломочного циркона в песчаниках и известняках с терригенной примесью есть сейчас только для трех стратиграфических уровней – бирьянского, лемезинского и укского. Она в существенной степени различна. Как ее интерпретировать? Как эволюцию состава пород одной питающей провинции во времени? Как изменение направлений привноса кластики с течением времени? Как вовлечение в размыв разных по составу слагающих их пород питающих провинций? Отражают ли опубликованные спектры распределения возрастов обломочного циркона весь спектр возрастов размывавшихся на водосборах пород? Конечно, нет. А ведь надо иметь в виду, что спектры возрастов обломочного циркона более или менее указывают на возраст их источников только в случае, если песчаники сложены материалом первого седиментационного цикла. Для песчаников лемезинской подсвиты зильмердакской свиты это совсем не так.

Мы назвали далеко не все вопросы, которые возникают у исследователя после знакомства с публикациями коллег о процессах формирования наносов великих африканских, азиатских и южноамериканских рек. На часть из них на основе приведенной авторами информации можно получить аргументированные ответы, над частью подумать самим, используя уже имеющиеся в статьях Э. Гарзанти и его соавторов факты. И это в данной ситуации главное.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор признателен Н.С. Глушковой за консультации по подготовке иллюстраций к данной публикации.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследования проведены в рамках госзадания ГИН РАН (тема FMMG-2023-0004).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Автор данной работы заявляет, что у него нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Баранов В.И., Титаева Н.А. Содержание урана, тория, радия и иония в четвертичных отложениях долины р. Лены // Геохимия. 1961. № 2. С. 110–114.

Батурин Г.Н., Лобус Н.В., Пересыпкин В.И., Комов В.Т. Геохимия русловых наносов реки Кай (Вьетнам) и осадков приустьевой зоны // Океанология. 2014. Т. 54. № 6. С. 833–843.

Бобров В.А., Ходжер Т.В., Гранина Л.З. и др. Редкоземельные элементы в эоловой и речной взвеси в регионе озера Байкал // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 1/2. С. 267–277.

Богданова М.Д., Герасимова М.И., Горбунова И.А. и др. Ландшафтно-геохимическое исследование бассейна р. Селенга // Вестник МГУ. Серия 5: География. 2016. № 3. С. 82–89.

Бреховских В.Ф., Катунин Д.Н., Островская Е.А. и др. Процессы переноса и накопления тяжелых металлов на нижней Волге // Водные ресурсы. 1999. Т. 26. № 4. С. 451–461.

Виталь Д.А., Ратеев М.А. К исследованию состава взвешенных и донных осадков р. Сыр-Дарьи // Бюлл. МОИП. Сер. геол. 1959. Т. 34. № 3. С. 109–120.

Глушанкова Н.И. Строение, состав и условия формирования новейших отложений в бассейне Нижней Камы // Литология и полез. ископаемые. 2015. № 3. С. 215–227.

Гордеев В.В., Дара О.М., Алексеева Т.Н. и др. Сезонные вариации гранулометрического и минерального состава взвеси в маргинальном фильтре Северной Двины (Белое море) // Океанология. 2020. Т. 60. № 3. С. 442–451.

Гордеев В.В., Коченкова А.И., Лохов А.С. и др. Сезонные и межсезонные вариации концентраций и стоков растворенных и взвешенных форм органического углерода, железа и марганца Северной Двины в Белое море // Океанология. 2021. Т. 61. № 1. С. 41–55.

МАСЛОВ

Гордеев В.В., Чудаева В.А., Шулькин В.М. Поведение Fe, Mn, Cu и Zn в устьевых зонах двух малых рек Восточного Сихотэ-Алиня // Литология и полез. ископаемые. 1983. № 2. С. 99–109.

Гордеев В.В., Шевченко В.П., Новигатский А.Н. и др. Переходная зона река-море (маргинальный фильтр) Северной Двины как эффективная ловушка речного осадочного материала на пути в открытую область Белого моря // Океанология. 2022. Т. 62. № 2. С. 260–270.

Даувальтер В.А., Кашулин Н.А. Оценка экологического состояния арктической пресноводной системы по результатам исследований содержания тяжелых металлов в донных отложениях // Геохимия. 2018. № 8. С. 805–819.

Дебольская Е.И., Долгополова Е.Н. Особенности вертикального распределения примеси в речных потоках (по результатам математического моделирования) // Водные ресурсы. 2017. Т. 44. № 5. С. 543–550.

Демина Л.Л., Гордеев В.В., Фомина Л.С. Формы Fe, Mn, Zn и Cu в речной воде и взвеси и их изменения в зоне смешения речных вод с морскими // Геохимия. 1978. № 8. С. 1211–1229.

Долгополова Е.Н. Закономерности движения вод и наносов в устье реки эстуарно-дельтового типа на примере р. Енисей // Водные ресурсы. 2015. Т. 42. № 2. С. 175–185.

Емельянов Е.М., Мусса А.А., Митропольский А.Ю. Минералогический и химический состав аллювия р. Нил // Литология и полез. ископаемые. 1978. № 4. С. 134–139.

Емельянов Е.М., Пустельников О.С. Химический состав речной и морской взвесей Балтийского моря // Геохимия. 1975. № 6. С. 918–932.

Завальцева О.А., Коновалова Л.В., Светухин В.В., Ильин К.И. Физико-химическое состояние и оценка техногенных геохимических аномалий донных отложений Куйбышевского водохранилища в районе г. Ульяновска // Водные ресурсы. 2016. Т. 43. № 5. С. 528–534.

Ибламинов Р.Г., Кропачев А.М., Аблизин Б.Д. Геохимия малых (акцессорных) элементов донных отложений мелких речек Северного Урала // Ученые записки Пермского гос. ун-та. 1973. Вып. 2. С. 40–45.

Карнаухова Г.А., Сковитина Т.М. Обстановки формирования минерального состава донных отложений в барьерной зоне реки Ангары // Литология и полез. ископаемые. 2014. № 2. С. 165–177.

Касимов Н.С., Лычагин М.Ю., Чалов С.Р. и др. Бассейновый анализ потоков веществ в системе Селенга-Байкал // Вестник МГУ. Серия 5: География. 2016. № 3. С. 67–81.

Клюканова И.А., Кудерина Т.М., Кузнецов Н.Т., Романкевич А.И. Влияние почвенного покрова на формирование взвешенных наносов рек Центрального Кавказа // Почвоведение. 1991. № 11. С. 5–13. *Клюканова И.А., Кузнецов Н.Т.* Микроэлементы во взвешенных наносах рек и ирригационных систем Средней Азии // Почвоведение. 1980. № 1. С. 107–114.

Коновалов Г.С., Иванова А.А., Колесникова Т.Х. Редкие и рассеянные элементы (микроэлементы) в воде и во взвешенных веществах рек Европейской территории СССР // Гидрохимические материалы. 1966. Т. 42. С. 94–111.

Коновалов Г.С., Коренева В.И., Коренев А.П., Гаранжа А.П. Распределение подвижных форм тяжелых металлов во взвешенных веществах рек // Гидрохимические материалы. 1991. Т. 110. С. 55–65.

Кот Ф.С. Рассеянные металлы в донных отложениях р. Амур и зоны смешения в Охотском море // Геохимия. 1998. № 1. С. 102–107.

Кравцова В.И., Михайлов В.Н. Дельта Замбези и ее изменения под воздействием водохранилищ // Вестник МГУ. Серия 5: География. 2014. № 3. С. 48–56.

Кузнецов Н.Т., Шелякина О.А. Химико-физические свойства взвешенных наносов рек Южного Хангая // Почвоведение. 1963. № 7. С. 94–98.

Куксина Л.В., Алексеевский Н.И. Сток взвешенных наносов рек Камчатского края в Тихий океан, Берингово и Охотское моря // Водные ресурсы. 2018. Т. 45. № 5. С. 471–482.

Лазаренко А.А. Распределение малых элементов в осадках Днепра, Припяти, Десны и Оки // Докл. АН СССР. 1962. Т. 147. № 5. С. 1182–1185.

Литвиненко Ю.С., Захарихина Л.В. Геохимия и радиоэкология вод и донных отложений р. Мзымты Черноморского побережья // Геохимия. 2022. Т. 67. № 4. С. 376–393.

Лукашев К.И., Кузнецов В.А. Характеристика и основные черты формирования химического состава современного аллювия бассейна Днепра // Докл. АН БССР. 1967. Т. 11. № 5. С. 421–424.

Лукашев К.И., Кузнецов В.А., Лукашев В.К. Литогеохимические фации современных аллювиальных отложений бассейна Припяти // Докл. АН БССР. 1968. Т. 12. № 4. С. 364–369.

Лукашин В.Н., Кречик В.А., Клювиткин А.А., Стародымова Д.П. Геохимия взвешенного вещества в маргинальном фильтре реки Преголи (Балтийское море) // Океанология. 2018. Т. 58. № 6. С. 933–947.

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. Геохимические характеристики пелитового компонента донных осадков приустьевых участков современных крупных рек. насколько они устойчивы вверх по течению? // Литология и полез. ископаемые. 2024. № 6. С. 648–666. *Маслов А.В., Подковыров В.Н.* Метаалевропелиты раннего докембрия: РЗЭ-Тh-систематика как ключ к реконструкции источников слагающей их тонкой алюмосиликокластики // Литология и полез. ископаемые. 2021а. № 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. 2021б. 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.

Михайлов В.Н., Кравцова В.И., Исупова М.В. Влияние водохранилищ на гидрологический режим и морфологию низовьев и дельты р. Замбези (Мозамбик) // Водные ресурсы. 2015. Т. 42. № 2. С. 144–160.

Морозов Н.П. К геохимии щелочных элементов в речном стоке // Геохимия. 1969. № 6. С. 729–739.

Морозов Н.П., Батурин Г.Н., Гордеев В.В., Гурвич Е.Г. О составе взвесей и осадков устьевых районов Северной Двины, Мезени, Печоры и Оби // Гидрохимические материалы. 1974. Т. 60. С. 60–73.

Немировская И.А., Реджепова З.Ю. Поведение углеводородов в устьевых зонах арктических рек // Геохимия. 2018. № 8. С. 791–804.

Нестеренко Г.В., Росляков Н.А., Жмодик С.М. и др. О характере золотоносности позднекайнозойского аллювия Баунтовского района (Витимское плоскогорье, Забайкалье) // Литология и полез. ископаемые. 2014. № 1. С. 33–51.

Нестерова И.Л. Химический состав взвесей и растворенных веществ реки Оби // Геохимия. 1960. № 4. С. 355–361.

Никаноров А.М., Брызгало В.А., Решетняк О.С., Кондакова М.Ю. Транспорт загрязняющих веществ по крупным рекам Европейского Севера и Сибири // Водные ресурсы. 2015. Т. 42. № 3. С. 279–287.

Поляков Д.М. Динамика накопления и фракционирования редкоземельных элементов в субколлоидной фракции донных осадков на разрезе реки Раздольная — Амурский залив (Японское море) // Океанология. 2016. Т. 56. № 3. С. 440–448.

Поляков Д.М. Динамика содержания микроэлементов в донных отложениях маргинального фильтра (река Раздольная—Амурский залив) — результат биогеохимических процессов // Водные ресурсы. 2017. Т. 44. С. 485–492.

Поляков Д.М., Зарубина Н.В. Накопление щелочных и щелочноземельных элементов в субколлоидной фракции донных осадков на геохимическом барьере река—море // Водные ресурсы. 2014. Т. 41. № 6. С. 573–578.

Савенко В.С. Химический состав взвешенных наносов рек мира. М.: ГЕОС, 2006. 174 с.

Савенко В.С., Покровский О.С., Дюпре Б., Батурин Г.Н. Химический состав взвешенного вещества крупных рек России и сопредельных стран // Докл. Академии наук. 2004. Т. 398. № 1. С. 97–101.

Сорокина О.А., Гусев М.Н. Химический состав русловых отложений рек Зея и Селемджа как отражение процессов выветривания на водосборах // Геохимия. 2018. № 4. С. 383–401.

Степанова К.М., Гриднев Н.И. Химический и минералогический состав взвешенных наносов Аму-Дарьи и Сыр-Дарьи // Изв. АН УзбССР. 1954. № 3. С. 43–50.

Тихомиров О.А., Бочаров А.В., Никольский В.М. и др. Региональный ретроспективный анализ воды и донных отложений Верхней Волги // Водные ресурсы. 2022. Т. 49. С. 325–332.

Тупяков А.В., Лапердина Т.Г., Егоров А.И. и др. Концентрация ртути в абиогенных компонентах окружающей среды золоторудного и вольфрамового горно-обогатительного комплексов Восточного Забайкалья // Водные ресурсы. 1995. Т. 22. № 2. С. 179–186.

Харитонова Г.В., Сиротский С.Е., Чижикова Н.П. и др. Микроэлементы во фракциях донных отложений р. Амур // Литология и полез. ископаемые. 2018. № 3. С. 207–219.

Чалов С.Р., Ефимов В.А. Гранулометрический состав взвешенных наносов: характеристики, классификации, пространственная изменчивость // Вестник МГУ. Серия 5: География. 2021. № 4. С. 91–103.

Чудаева В.А. Распределение некоторых металлов в речном стоке разных районов Дальнего Востока // Водные ресурсы. 1988. № 6. С. 86–95.

Шулькин В.М., Григорьев В.А. Влияние межгодовых вариаций речного стока на геохимию эстуарного седиментогенеза // Океанология. 2022. Т. 62. № 5. С. 754–767.

Alsdorf D., Beighley E., Laraque A. et al. Opportunities for hydrologic research in the Congo Basin // Rev. Geophys. 2016. V. 54. P. 378–409.

Allègre C.J., Dupré B., Négrel P., Gaillardet J. Sr–Nd–Pb isotope systematics in Amazon and Congo River systems: constraints about erosion processes // Chem. Geol. 1996. V. 131. P. 93–112.

Andersen T., Elburg M.A., van Niekerk H.S., Ueckermann H. Successive sedimentary recycling regimes in southwestern Gondwana: evidence from detrital zircons in Neoproterozoic to Cambrian sedimentary rocks in southern Africa // Earth-Sci. Rev. 2018. V. 181. P. 43–60.

Andersen T., Kristoffersen M., Elburg M.A. How far can we trust provenance and crustal evolution information from detrital zircons? a South African case study // Gondwana Res. 2016. V. 34. P. 129–148.

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ №1 2025

Basu A. Evolution of siliciclastic provenance inquiries: a critical appraisal // Sediment Provenance, Influences on Compositional Change from Source to Sink. V. 2 / Ed.R. Mazumder. Amsterdam: Elsevier, 2017. P. 5–23.

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.

Blatt H. Sediment dispersal from Vogelsberg Basalt, Hessen, west Germany // Geol. Rundsch. 1978. V. 67. P. 1009–1015.

Borges J., Huh Y. Petrography and chemistry of the bed sediments of the Red River in China and Vietnam: provenance and chemical weathering // Sediment. Geol. 2007. V. 194. P. 155–168.

Borges J.B., Huh Y., Moon S., Noh H. Provenance and weathering control on river bed sediments of the eastern Tibetan Plateau and the Russian Far East // Chem. Geol. 2008. V. 254. P. 52–72.

Bouchez J., Gaillardet J., France-Lanord C. et al. Grain size control of river suspended sediment geochemistry: clues from Amazon River depth profiles // Geochem. Geophys. Geosyst. 2011. V. 12. Q03008.

http://dx.doi.org/10.1029/2010GC003380

Chamley H. Clay mineralogy. Berlin: Springer, 1989. 623 p.

Compton J.S., Maake L. Source of the suspended load of the upper Orange River, South Africa // S. Afr. J. Geol. 2007. V. 110. P. 339–348.

Dickinson W.R. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones // Provenance of Arenites / Ed. G.G. Zuffa. Reidel, Dordrecht: NATO ASI Series, 1985. V. 148. P. 333–361.

Dickinson W.R., Lawton T.F., Gehrels G.E. Recycling detrital zircons: a case study from the Cretaceous Bisbee Group of southern Arizona // Geology. 2009. V. 37. № 6. P. 503–506.

Dinis P.A., Garzanti E., Hahn A. et al. Weathering indices as climate proxies. A step forward based on Congo and SW African river muds // Earth-Sci. Rev. 2020. V. 201. 103039.

Dinis P., Garzanti E., Vermeesch P., Huvi J. Climatic zonation and weathering control on sediment composition (Angola) // Chem. Geol. 2017. V. 467. P. 110–121.

Dott R.H. Wacke, graywacke and matrix – what approach to immature sandstone classification? // J. Sediment. Petrol. 1964. V. 34. P. 625–632.

Dott R.H. The importance of eolian abrasion in supermature quartz sandstones and the paradox of weathering on vegetation-free landscapes // J. Geol. 2003. V. 111. P. 387–405.

Faccenna C., Glišović P., Forte A. et al. Role of dynamic topography in sustaining the Nile River over 30 million Years // Nature Geosci. 2019. V. 12. P. 1012–1017.

Folk R.L. The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature // J. Geol. 1954. V. 62. P. 344–359.

Folk R.L. Petrology of Sedimentary Rocks. Austin (USA): Hemphill Publishing Co., 1980. 184 p.

Franzinelli E., Potter P.E. Petrology, chemistry, and texture of modern river sands, Amazon River system // J. Geol. 1983. V. 91. P. 23–39.

Frimmel H.E., Tack L., Basei M.S. et al. Provenance and chemostratigraphy of the Neoproterozoic West Congolian Group in the Democratic Republic of Congo // J. Afr. Earth Sci. 2006. V. 46. P. 221–239.

Furman T., Graham D. Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: Geochemical evidence from the Kivu volcanic province // Lithos. 1999. V. 48. P. 237–262.

Gaillardet J., Dupré B., Allègre C.J. Geochemistry of large river suspended sediments: silicate weathering or recycling tracer? // Geochim. Cosmochim. Acta. 1999. V. 63. P. 4037–4051.

Garzanti E. From static to dynamic provenance analysis – Sedimentary petrology upgraded // Sedimentary Geol. 2016. V. 336. P. 3–13.

Garzanti E. Petrographic classification of sand and sandstone // Earth-Sci. Rev. 2019. V. 192. P. 545–563.

Garzanti E., Andò S. Heavy-mineral concentration in modern sands: implications for provenance interpretation // Heavy Minerals in Use. Developments in Sedimentology. V. 58 / Eds M.A. Mange, D.T. Wright. Amsterdam: Elsevier, 2007. P. 517–545.

Garzanti E., Andò S. Heavy Minerals for Junior Woodchucks // Minerals. 2019. V. 9. 148.

Garzanti E., Andò S., France-Lanord C. et al. Mineralogical and chemical variability of fluvial sediments. 1. Bedload sand (Ganga–Brahmaputra, Bangladesh) // Earth Planet. Sci. Lett. 2010a. V. 299. P. 368–381.

Garzanti E., Andò 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., Padoan M. et al. The modern Nile sediment system: Processes and products // Quat. Sci. Rev. 2015. V. 130. P. 9–56.

Garzanti E., Andò S., Vezzoli G. et al. Petrology of Nile River sands (Ethiopia and Sudan): sediment budgets and erosion patterns // Earth Planet. Sci. Lett. 2006a. V. 252. P. 327–341.

Garzanti E., Andò S., Vezzoli G. The continental crust as a source of sand (Southern Alps cross-section, Northern Italy) // J. Geol. 20066. V. 114. P. 533–554.

Garzanti E., Bayon G., Dinis P. et al. The segmented Zambezi sedimentary system from source to sink. 2. Geochemistry, clay minerals, and detrital zircon geochronology // J. Geol. 2022. V. 130. P. 171–208.

Garzanti E., Dinis P., Vezzoli G., Borromeo L. Sand and mud generation from continental flood basalts in contrasting landscapes and climatic conditions (Paraná–Etendeka

conjugate igneous provinces, Uruguay and Namibia) // Sedimentology. 20216. V. 68. P. 3447–3475.

Garzanti E., He J., Barbarano M. et al. Provenance versus weathering control on sediment composition in tropical monsoonal climate (South China) - 2. Sand petrology and heavy minerals // Chem. Geol. 2021a. V. 564. 119997.

Garzanti E., Padoan M., Andò S. et al. Weathering and relative durability of detrital minerals in equatorial climate: sand petrology and geochemistry in the East African Rift // J. Geol. 2013a. V. 121. P. 547–580.

Garzanti E., Padoan M., Setti M. et al. Provenance versus weathering control on the composition of tropical river mud (southern Africa) // Chem. Geol. 2014a. V. 366. P. 61–74.

Garzanti E., Padoan M., Setti M. et al. Weathering geochemistry and Sr-Nd fingerprints of equatorial upper Nile and Congo muds // Geochem. Geophys. Geosyst. 20136. V. 14. P. 292–316.

Garzanti E., Pastore G., Resentini A. et al. The segmented Zambezi sedimentary system from source to sink: 1. Sand petrology and heavy minerals // J. Geol. 2021B. V. 129. P. 343–369.

Garzanti E., Resentini A. Provenance control on chemical indices of weathering (Taiwan river sands) // Sediment. Geol. 2016. V. 336. P. 81–95.

Garzanti E., Resentini A., Vezzoli G. et al. Detrital fingerprints of fossil continental-subduction zones (Axial Belt Provenance, European Alps) // J. Geol. 20106. V. 118. P. 341–362.

Garzanti E., Vermeesch P., Andò S. et al. Provenance and recycling of Arabian desert sand // Earth-Sci. Rev. 2013B. V. 120. P. 1–19.

Garzanti E., Vermeesch P., Padoan M. et al. Provenance of passive-margin sand (southern Africa) // J. Geol. 20146. V. 122. P. 17–42.

Garzanti E., Vermeesch P., Rittner M., Simmons M. The zircon story of the Nile: time-structure maps of source rocks and discontinuous propagation of detrital signals // Basin Research. 2018. V. 30. P. 1098–1117.

Garzanti E., Vermeesch P., Vezzoli G. et al. Congo River sand and the equatorial quartz factory // Earth-Sci. Rev. 2019. V. 197. 102918.

Garzanti E., Vezzoli G., Andò S., Castiglioni G. Petrology of rifted-margin sand (Red Sea and Gulf of Aden, Yemen) // J. Geol. 2001. V. 109. P. 277–297.

Garzanti E., Vezzoli G., Andò S. et al. Quantifying sand provenance and erosion (Marsyandi River, Nepal Himalaya) // Earth Planet. Sci. Lett. 2007. V. 258. P. 500–515.

Guillocheau F., Chelalou R., Linol B. et al. Cenozoic landscape evolution in and around the Congo Basin: constraints from sediments and planation surfaces // Geology and Resource Potential of the Congo Basin, Regional Geology Reviews / Eds M.J. de Wit, F. Guillocheau, M.J.C. de Wit. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 2015. P. 271–313. *He J., Garzanti E., Dinis P. et al.* Provenance versus weathering control on sediment composition in monsoonal subtropical climate (South China) – 1. Geochemistry and clay mineralogy // Chem. Geol. 2020. V. 558. 119860.

He J., Garzanti E., Jiang T. et al. Mineralogy and geochemistry of modern Red river sediments (North Vietnam): provenance and weathering implications // J. Sed. Res. 2022. V. 92. P. 1169–1185.

Ingersoll R.V., Kretchmer A.G., Valles P.K. The effect of sampling scale on actualistic sandstone petrofacies // Sedimentology. 1993. V. 40. P. 937–953.

Johnsson M.J., Stallard R.F., Lundberg N. Controls on the composition of fluvial sands from a tropical weathering environment: sands of the Orinoco River drainage basin, Venezuela and Colombia // Geol. Soc. Am. Bull. 1991. V. 103. P. 1622–1647.

Johnsson M.J., Stallard R.F., Meade R.H. First-cycle quartz arenites in the Orinoco River basin, Venezuela and Colombia // J. Geol. 1988. V. 96. P. 263–277.

Johnson P.R., Andresen A., Collins A.S. et al. Late Cryogenian-Ediacaran history of the Arabian-Nubian Shield: a review of depositional, plutonic, structural, and tectonic events in the closing stages of the northern East African Orogen // J. Afr. Earth Sci. 2011. V. 61. P. 167–232.

Krynine P.D. Paleogeographic and tectonic significance of sedimentary quartzites // Geol. Soc. Am. Bull. 1941. V. 52. P. 1915–1916.

Krynine P.D. The megascopic study and field classification of sedimentary rocks // J. Geol. 1948. V. 56. P. 130–165.

Leturmy P., Lucazeau F., Brigaud F. Dynamic interactions between the Gulf of Guinea passive margin and the Congo River drainage basin: 1. Morphology and mass balance // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2003. V. 108(B8). 2383. https://doi.org/10.1029/2002JB001927

Liang W., Garzanti E., Andò S. et al. Multimineral Fingerprinting of Transhimalayan and Himalayan Sources of Indus-Derived Thal Desert Sand (Central Pakistan) // Minerals. 2019. V. 9. 457.

Liu Z., Zhao Y., Li J., Colin C. Late Quaternary clay minerals off Middle Vietnam in the western South China Sea: implications for source analysis and East Asian monsoon evolution // Sci. China Ser. D Earth Sci. 2007. V. 50. P. 1674–1684.

Linol B., de Wit M.J., Barton E. et al. Paleogeography and tectono-stratigraphy of Carboniferous–Permian and Triassic "Karoo-like" sequences of the Congo Basin // Geology and Resource Potential of the Congo Basin, Regional Geology Reviews / Eds M.J. de Wit, F. Guillocheau, M.J.C. de Wit. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2015. P. 111–134.

McCarthy T.S., Ellery W.N. Sedimentation on the distal reaches of the Okavango fan, Botswana, and its bearing on calcrete and silcrete (ganister) formation // J. Sediment. Res. 1995. V. 65. P. 77–90.

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ №1 2025

Mehring J.L., McBride E.F. Origin of modern quartzarenite beach sands in a temperate climate, Florida and Alabama, USA // Sediment. Geol. 2007. V. 201. P. 432–445.

Padoan M., Garzanti E., Harlavan Y., Villa I.M. Tracing Nile sediment sources by Sr and Nd isotope signatures (Uganda, Ethiopia, Sudan) // Geochim. Cosmochim. Acta. 2011. V. 75. P. 3627–3644.

Pastore G., Baird T., Vermeesch P. et al. Provenance and recycling of Sahara Desert sand // Earth-Sci. Rev. 2021. V. 216. 103606.

Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R. Sand and Sandstone. New-York, Heidelberg: Springer, 1972. 618 p.

Rogers N.W., James D., Kelley S.P., De Mulder M. The generation of potassic lavas from the eastern Virunga Province, Rwanda // J. Petrol. 1998. 39. P. 1223–1247.

Shao J., Yang S., Li C. Chemical indices (CIA and WIP) as proxies for integrated chemical weathering in China: inferences from analysis of fluvial sediments // Sediment. Geol. 2012. V. 265(266). P. 110–120.

Singh S.K., France-Lanord C. Tracing the distribution of erosion in the Brahmaputra watershed from isotopic compositions of stream sediments // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. V. 202. P. 645–662.

Suttner L.J., Basu A., Mack G.H. Climate and the origin of quartz arenites // J. Sediment. Petrol. 1981. V. 51. P. 1235–1246.

Tadesse S., Milesi J.P., Deschamps Y. Geology and potential of Ethiopia: a note on geology and mineral map of Ethiopia // J. Afr. Earth Sci. 2003. V. 36. P. 273–313.

Tait J., Delpomdor F., Preat A. et al. Neoproterozoic sequences of the West Congo and Lindi/Ubangi Supergroups in the Congo Craton, Central Africa // The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations / Eds E. Arnaud, G.P. Halverson, G. Shields-Zhou // Geol. Soc. London. Memoir 36. 2011. P. 185–194.

Velde B. Origin and mineralogy of clays. Berlin: Springer, 1995. 335 p.

Velbel M.A. Surface textures and dissolution processes of heavy minerals in the sedimentary cycle: examples from pyroxenes and amphiboles // Heavy minerals in use. Developments in Sedimentology. V. 58 / Eds M.A. Mange, D.T. Wright. Amsterdam: Elsevier, 2007. P. 113–150.

Viers J., Dupré N., 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.

COMPOSITION, LITHOGEOCHEMICAL AND ISOTOPIC-GEOCHEMICAL FEATURES OF SEDIMENTS OF LARGE RIVERS OF AFRICA (A BRIEF REVIEW OF THE RESULTS OF MODERN RESEARCH)

A. V. Maslov*

Geological Institute RAS, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia *e-mail: amas2004@mail.ru

Modern data on the formation of the mineral composition, geochemical and isotope-geochemical features of sediments from large rivers in Africa – the Zambezi, Nile, Congo, as well as U-Pb isotope ages of detrital zircon populations in sands, obtained as a result of complex long-term studies by Professor E. Garzanti (Universita' Di Milano-Bicocca, Italy) and his colleagues are considered. The ideas about the influence of chemical weathering processes on the composition of both silts and sands of the named large rivers are briefly summarized. The influence of river segmentation on the composition of the aluminosiliciclastics they carry is discussed. The key points of the research results presented in the review are outlined for specialists studying ancient sedimentary sequences.

Keywords: sands, silts, clays, Zambezi, Nile, Congo, mineral composition, geochemical and isotope-geochemical features, detrital zircon, review